Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 48 (1955)
Heft: 1

Artikel: Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz
Autor: Hofmann, Franz
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161954

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: 10.12.2025

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

Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz

Mit 3 Figuren und 3 Tabellen im Text

Von **Franz Hofmann,** Schaffhausen

Einleitung

Im Sinne einer Ausdehnung der frühern Studien des Verfassers in der OSM (Ob. Süsswassermolasse) der Ostschweiz (1951) wurde vor allem das Gebiet des Seerückens (Kt. Thurgau) untersucht, wobei zur Abklärung verschiedener Fragen auch auf die Anschlussgebiete am NW-Bodensee, im Thurgau und im nördlichen Kanton Zürich übergegriffen wurde. Zur Abklärung der Faziesverhältnisse und der Tektonik der Molasse der Nordostschweiz bildet der Seerücken die Schlüsselstellung.

I. Faziesverhältnisse der OSM

Am Seerücken lassen sich von unten nach oben folgende lithologische Hauptstufen unterscheiden:

ein basaler Hauptkomplex mit den typischen Glimmersandsteinen,

ein glimmersandsteinfreier Zwischenkomplex mit vorwiegend mergeliger Ausbildung,

die Konglomeratstufe mit Nagelfluhbänken,

eine obere Mergelzone mit Sandsteinhorizonten, aber ohne Glimmersandsteine,

überlagernder Deckenschotter.

Im folgenden sollen die einzelnen Faziestypen und ihre Stellung im Schichtaufbau des Seerückens eingehender dargestellt werden.

A. Sandfazies

Als wesentliche Vertreter der Sandfazies treten in der NE-Schweiz und insbesondere am Seerücken die Knauer- und die Glimmersandsteine auf, die schon wiederholt beschrieben wurden (Geiger, 1943; Erb, 1931, 1934), aber in bezug auf ihr gegenseitiges Verhältnis und ihre Entstehung noch nie eine genaue Bearbeitung erfuhren.

Die Glimmersandsteine (Steinbalmensande) fehlen auf der Südseite des Seerückens fast ganz und treten erst an dessen Nordseite, sowie am Schienerberg, Rodenberg (E Diessenhofen), im Hegau und am Irchel auf, an dessen Aufbau sie einen wesentlichen Anteil haben.

Im Süden finden sich – nebst den überall in Mergelkomplexen auftretenden belanglosen Kalksandsteinen – nur noch Knauersandsteine, die, wie der Verfasser 1951 zeigte, stets als Äquivalente und Fortsetzungen von Konglomerathorizonten auftreten.

1. *Sedimentpetrographische Untersuchungen*

Um die beiden Sandsteintypen zu charakterisieren, wurden sedimentpetrographische Untersuchungen nach modernen Gesichtspunkten durchgeführt. Die Methoden wurden aus der Giessereisandprüfung übernommen. Sie sind in bezug auf die Untersuchung von Sanden viel weiter entwickelt als jene, auf denen die in der geologisch-sedimentpetrographischen Literatur beschriebenen Untersuchungsergebnisse meist beruhen. Dies betrifft sowohl die Schlämm- wie die Siebanalyse. Um diese Methoden auch in geologischen Kreisen bekannt zu machen und damit zur Verbesserung der sedimentpetrographischen Untersuchungen einen Beitrag zu leisten, seien sie nachfolgend kurz dargestellt:

Schlämmstoffbestimmung: Als Schlämmstoffe bezeichnet man den Feinanteil von Lockergesteinen $< 0{,}02$ mm (20 μ). Darin sind nebst eigentlichen Tonmineralien meist auch nichttonige Mineralstaube enthalten.

Der Bestimmung liegt das Gesetz von STOKES (GESSNER, 1931; NIGGLI, 1951) über die Fallgeschwindigkeit schwebender Teilchen zugrunde, die abhängig ist von der Korngrösse, vom spezifischen Gewicht und von Dichte und Viskosität des Suspensionsmediums. Dessen Viskosität ist ihrerseits wiederum von der Temperatur abhängig. Für die sedimentpetrographische Schlämmanalyse wird als Suspensionsflüssigkeit Wasser verwendet.

Um einen guten Durchschnitt zu erhalten, wird die Probe, die an sich schon repräsentativ sein muss, je nach Korngrösse durch ein Sieb von 1–3 mm Maschenweite getrieben und speziell bei losen Sanden leicht angefeuchtet. Dadurch wird eine Entmischung verhindert und eine maximale Homogenisierung erreicht. Durch wiederholtes Vierteilen oder durch Entnahme zahlreicher kleiner Proben von verschiedenen Stellen wird eine Probe von vorzugsweise 20 g gewonnen und bei 105/110° C getrocknet. Die genau ausgewogene getrocknete Probe wird in ein Becherglas von 600 cm³, hohe Form, gegeben, das halb mit Leitungswasser gefüllt ist. Dazu werden ca. 10 cm³ einer wenigstens 5prozentigen Natriumpyrophosphatlösung als Dispergierungsmittel gegeben. Diese Menge genügt, um eine maximale Dispergierung des Tons und dessen Ablösung von den Sandkörnern zu gewährleisten. Vervollständigt wird die Aufteilung in die einzelnen Partikel durch ein ca. 5minutiges Kochen, gefolgt von einem 5minutigen Durchschleudern in einem mechanischen Rührwerk (sehr geeignet ist der Wirbler der GEORG FISCHER AG., Schaffhausen).

Nachher wird mit Leitungswasser aufgefüllt und das Glas ca. 10 min stehen gelassen, worauf mit einem Saugheber die Trübe über eine Höhe von 10 cm abgehebert wird. Die Ansaugöffnung wird zweckmässig nach oben gerichtet und liegt beim genannten Verfahren ca. 25 mm über dem Boden des Bechergleses. Zur Erleichterung des Auffüllens auf die Höhe von 10 cm über das Ansaugniveau kann eine Wasserstandsmarke angebracht werden.

Nach dem ersten Abziehen der Trübe wird wieder die gleiche Menge Dispergierlösung (10 cm³ $Na_4P_2O_7$ min. 5%ig) zugegeben und das Glas unter kräftigem Aufwirbeln mit dem Wasserstrahl aufgefüllt und wiederum nach 10 min abgehebert.

Das Auffüllen, Stehenlassen und Abhebern wird so lange wiederholt, bis das Wasser über den 10 cm Sedimentationshöhe vollkommen klar ist. Dabei sind nach dem 2. Abhebern und 3. Wiederauffüllen folgende Sedimentationszeiten in Abhängigkeit von der Wassertemperatur einzuhalten:

Wassertemp. °C	10	12	14	16	18	20
Sedim. Zeit ~	5′40″	5′30″	5′15″	5′00″	4′50″	4′40″
oder	5.65′	5.45′	5.25′	5.05′	4.85′	4.65′

Diese Angaben entsprechen den Sedimentationszeiten für Körner von 20 μ bei einer Fallhöhe von 10 cm nach dem Gesetz von STOKES. Vor jedem Wiederauffüllen ist stets die Dispergierlösung beizugeben. Nach der Beendigung der Prozedur sind im Becherglas nur noch Körner $> 20\ \mu$ enthalten. Sie werden auf ein Filter gespült und getrocknet. Die Gewichtsdifferenz ergibt den Schlämmstoffgehalt. Der Rückstand wird für die Siebanalyse verwendet, deren Fraktionswerte ebenfalls in Gewichtsprozenten angegeben werden.

Siebanalyse: Die Siebung erfolgte bei den Versuchen des Verfassers mit dem Siebapparat der GEORG FISCHER AKTIENGESELLSCHAFT, Schaffhausen, wie er für Giessereisande verwendet wird. Die Siebzeit beträgt bei 20 g ursprünglicher Einwage stets 15 min, mit den Siebstufen, die für Giessereisande üblich sind und die aus Tabelle I hervorgehen. Diese Siebstufung ist wesentlich detaillierter als jene, die in der sedimentpetrographischen Literatur meist angeführt wird, und ist zur richtigen granulometrischen Charakterisierung eines Sandes von ebensogrosser Bedeutung wie die Einhaltung der Siebzeit, die Qualität des Siebgewebes, die Wirksamkeit des Siebapparates, die Probemenge und Probenvorbehandlung. Die Siebanalyse kann nur mit einem motorgetriebenen Siebgerät optimaler Wirkung wirklich verwendbare Werte ergeben. Von ebensogrosser Wichtigkeit ist die Kenntnis der effektiven Maschenweiten der Prüfsiebe und deren einwandfreier Zustand. In diesem Zusammenhang sei auch auf die Arbeit von PAULA SCHNEIDERHÖHN (1953) aufmerksam gemacht.

Im vorliegenden Fall wurden für die untersuchten Sande nach der Methode von BÜLTMANN (1949) die mittleren Korngrössen (MK) bestimmt. Zu diesem Zweck werden die einzelnen Fraktionen mit Ausschluss der Schlämmstoffe in Prozente der Sandfraktion ($> 20\ \mu$) umgerechnet, laufend addiert und damit eine Summenkurve gezeichnet. Der Korngrössenwert, der sich bei 50% graphisch ermitteln lässt, stellt die mittlere Korngrösse MK dar.

Das Verhältnis des Korngrössenwertes bei 75% der Summenkurve zu jenem bei 25% ergibt den vor allem in der amerikanischen Literatur gebräuchlichen „Sorting Coefficient", der einen sehr guten Ausdruck für den Aufbereitungsgrad, das heisst für die Breite der Häufigkeitskurve der verschiedenen Korngrössen eines Sandes darstellt. Oft wird als Sorting Coefficient auch die Quadratwurzel aus dem Verhältnis der genannten Durchmesser verwendet. Der direkte Ausdruck genügt aber vollkommen und ist bei unseren Darstellungen als Sorting Coefficient (SC) verwendet worden.

Kalkgehalt: Der Kalkgehalt, besser Gesamtkarbonatgehalt, wurde bei den untersuchten Sanden mit dem Passon-Apparat bestimmt (HCl 2:1).

Der Direktion der GEORG FISCHER AKTIENGESELLSCHAFT sei hiermit der beste Dank für die Erlaubnis ausgesprochen, die Schlämm- und Siebanalysen im Formstofflaboratorium der genannten Gesellschaft in Schaffhausen ausführen zu dürfen.

Die Ergebnisse der erwähnten sedimentpetrographischen Untersuchungen sind in Tabelle I dargestellt. Die Glimmersandsteine sind stets schwach oder kaum verfestigt. Bei Knauersandsteinen konnten natürlich nur schwach verfestigte Typen für die Siebanalyse verwendet werden. Diese Typen sind weitaus vorherrschend. Eine Behandlung mit einem mechanischen Rührwerk war zur Aufteilung in die einzelnen Körner hier besonders wichtig.

Aus der Zusammenstellung geht deutlich hervor, dass sich die beiden Sandsteinarten granulometrisch nicht unterscheiden lassen. Kornverteilung, MK und SC bewegen sich bei beiden Arten im gleichen Streugebiet. Ein grosser Unterschied besteht aber im Kalkgehalt. In den Diagrammen von Figur 1 wurden MK und SC in Abhängigkeit vom Kalkgehalt dargestellt, welche Darstellungsweise eine sehr schöne Charakterisierung der beiden Sandarten erlaubt. MK und SC bieten den grossen Vorteil, granulometrische Eigenschaften eines Korngemisches mit einer Zahl zu charakterisieren.

Der Unterschied zwischen Glimmersandsteinen und Knauersandsteinen liegt nicht in der granulometrischen, sondern in der mineralogischen Verschiedenheit: Die Glimmersande bestehen zu einem überwiegenden Teil aus reinen Quarz-

Tabelle I

	Knauersandsteine									Glimmersandsteine								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Sieb-fraktionen mm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0,6 –1,0			0,1			0,4	0,1	0,1				0,1	0,1	0,1				
0,4 –0,6	0,1	1,0	0,4		0,5	8,5	0,7	2,1	0,6	0,9	0,5	1,6	0,8	1,4	0,2	0,4	1,9	0,1
0,3 –0,4	1,5	7,6	3,1	0,5	3,3	15,5	6,1	10,0	3,0	5,6	3,4	7,0	5,9	11,6	2,3	5,1	9,9	0,3
0,2 –0,3	16,9	46,6	29,9	11,7	31,4	35,6	40,2	34,5	22,2	37,8	34,6	38,1	38,6	52,8	44,1	38,3	30,2	15,7
0,15 –0,2	19,0	20,3	22,0	28,0	24,3	15,1	19,8	20,2	22,0	26,9	25,2	22,6	24,4	16,8	26,2	21,4	18,8	21,2
0,1 –0,15	25,4	10,3	19,2	34,2	19,9	10,8	15,3	12,2	23,0	16,5	19,9	16,4	13,4	7,4	12,5	17,7	17,9	30,6
0,075–0,1	12,1	2,9	6,5	8,4	5,3	2,9	4,5	4,0	7,7	3,5	6,2	4,0	4,1	1,8	4,5	5,4	6,1	13,3
0,06 –0,075	5,7	1,4	3,2	2,9	2,4	1,4	1,7	1,8	3,0	1,2	2,2	1,8	1,8	0,8	2,0	2,2	2,8	4,8
0,02 –0,06	10,1	3,2	6,1	4,7	4,5	3,2	4,0	5,5	6,9	2,2	3,4	2,7	3,8	1,6	3,5	4,0	5,5	6,6
< 0,02	9,1	6,7	9,3	9,6	8,4	6,6	7,5	9,0	11,4	5,4	4,7	5,7	7,1	5,8	4,7	5,5	6,9	7,3
MK	0,13	0,21	0,18	0,15	0,18	0,23	0,20	0,20	0,16	0,19	0,18	0,20	0,20	0,23	0,20	0,19	0,19	0,13
SC	2,11	1,47	1,83	1,59	1,73	1,94	1,75	1,82	1,91	1,60	1,73	1,69	1,63	1,47	1,64	1,77	2,00	1,86
Karbonat %	52,0	47,5	45,0	48,5	54,0	42,0	51,0	45,0	61,5	15,3	7,7	11,7	10,8	6,8	10,2	9,8	10,3	10,8

1 Berlingen–Burst, K. 520 m. 2 SW Steckborn, Strasse Steckborn–Pfyn, K. 520 m. 3 SW Steckborn, Strasse Steckborn–Pfyn, NW Tägermoos, K. 550 m. 4 Glarisegg–Hardtobel, K. 460 m. 5 Glarisegg–Hardtobel, K. 450 m. 6 Eschenz–Mäusetobel, K. 475 m. 7 Kaltenbach–Tobelbach (SW Stein am Rhein), K. 500 m. 8 Kaltenbach–Tobelbach (SW Stein am Rhein), K. 520 m. 9 Berlingen–Ortobel (über Konglomeratstufe), K. 660 m. 10 SE Berlingen, Burst, K. 500 m. 11 SE Berlingen, Schützenstand, K. 460 m. 12 Glarisegg–Hardtobel, K. 490 m. 13 Glarisegg–Hardtobel, K. 520 m. 14 Seehof, W Glarisegg, K. 460 m. 15 Steigwieslital, Mammern, K. 440 m. 16 Kaltenbach–Tobelbach (SW Stein am Rhein), K. 485 m. 17 Kaltenbach–Tobelbach (SW Stein am Rhein), K. 510 m. 18 Kaltenbach–Tobelbach (SW Stein am Rhein), K. 525 m.

MK = mittlere Korngrösse mm SC = Sorting Coefficient.

körnern, nebst mehr oder weniger hohem Glimmeranteil und zurücktretendem Kalk. Der Schweremineralanteil zeigt einen weitaus vorherrschenden Granatgehalt (siehe auch GEIGER, 1943). Nach eigenen Bromoform-Trennungen fehlt Magnetit, Ilmenit ist häufiger. Die Knauersandsteine enthalten – bei wenig verfestigten oder losen Typen – 40–60% Kalk, vorwiegend in Form von Körnern. Der Quarzanteil tritt zurück, Trümmer anderer Gesteine (Hornsteine, krist. Schiefer, Ophiolithe)

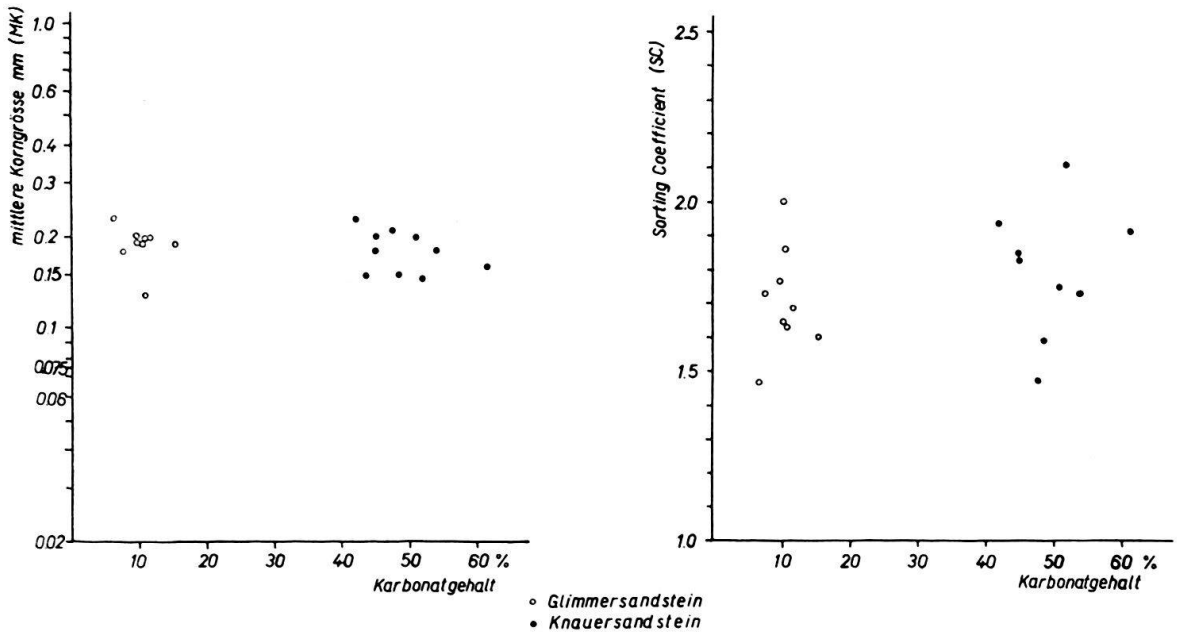

Fig. 1. Vergleichende Darstellung granulometrischer Charakteristiken von Knauer- und Glimmersandsteinen in Abhängigkeit vom Karbonatgehalt

sind zahlreich. Bromoform-Schweremineral-Fraktionen bestehen zum weitaus vorherrschenden Teil aus Ophiolithtrümmern, Granat tritt sehr stark zurück, Magnetit ist sehr selten, Epidot häufiger. Dies beweist deutlich, dass die Glimmersande anderer Herkunft sein müssen als die Knauersande, deren Schweremineralgehalt eindeutig penninische Herkunft beweist. Während bei den Glimmersandsteinen offenbar auch eine ganz andere Art der Aufbereitung über lange Zeit den Kalkgehalt stark reduzierte, konnten sich bei den Knauersandsteinen die Kalkkörner erhalten, weil der Transport kurz war und direkt von der Ablagerung gefolgt wurde.

Weitere neuartige granulometrische Untersuchungen und Schweremineralbestimmungen werden später publiziert werden können.

2. *Lithologische Kennzeichnung*

Die Knauersandsteine sind, wie bereits erwähnt, auch rein lithologisch als geröllfreies Äquivalent der Konglomeratfazies zu erkennen, also als rein fluviatile Bildung.

Bei den Glimmersandsteinen aber zeigt das häufige Vorkommen von *Unio* oft in doppelschaligen, in situ einsedimentierten Exemplaren, dass es sich um Seeablagerungen handelt, also um wirkliche Süsswasserbildungen. Sie sind aber wohl zu unterscheiden von den nur lokalen, limnischen Seekreide- und Moorbildungen, die zur Entstehung von Süsswasserkalken und Pechkohlenlagern führten. Bei die-

sen Produkten handelt es sich um die Zeugen einer ausgesprochenen Teich-Moor-Fazies.

Die Glimmersande zeigen alle Merkmale einer typisch limnischen Ablagerung und Aufbereitung:

Meist beginnen die Glimmersandablagerungen mit einer Aufarbeitungszone mit Trümmern der liegenden Mergelschicht, Kohlestückchen, Pflanzenhäcksel und Knochenresten. In den Glimmersandsteinlagen findet man nicht selten Feinschichtungen und Glimmeranreicherungen.

Die petrographische Ausbildung, die eine lange Aufbereitungszeit verlangt, deckt sich mit den Gegebenheiten des lithologischen Auftretens aufs beste. Die Glimmersandsteine entsprechen also einer Süsswasserseefazies mit grossen, zusammenhängenden Flächen klaren Wassers. Sie erinnern unmittelbar an rezente Seebildungen (Bodensee–Altenrhein, Bielersee-SE-Ufer) mit Sandstrand und Aufarbeitungen des Untergrundes.

In den Knauersandsteinen finden sich nur sehr selten Unioreste und dann nur im N, im Mündungsgebiet dieser Flüsse.

Der mineralogische Unterschied tritt schon im Gelände eindeutig zutage: die quarzreichen Glimmersandsteine sind hell silbergrau, die Knauersandsteine schmutzig bräunlich oder grünlich-grau. Die grauen, hellen Töne der Glimmersande deuten an sich schon auf ein mehr oder weniger reduzierendes Ablagerungsmilieu, wie es in Seen vorhanden sein kann (2-wertiges Eisen!). Bei oberflächlicher Verwitterung gehen die Farbtöne durch Oxydation des Eisens ins Gelbliche über.

B. Mergelfazies

Die typische fluvioterrestrische Mergelfazies der OSM ist auch am Seerücken und in der übrigen Nordostschweiz in der gleichen Weise vertreten, wie weiter im S. Es kann also auf die frühere Darstellung des Verfassers (1951) verwiesen werden.

Als Einlagerungen, die zur terrestrischen Fazies gehören, treten Kohlen- und Süsswasserkalkhorizonte auf, die, wie bereits erwähnt, lokalen Teichmoorbildungen entsprechen.

Kalkalgen (Schnegglisande, Hofmann 1951), wie sie im alpennähern Teil der OSM relativ häufig sind, fehlen vollkommen. Die nötigen, flachen, schwach durchflossenen Rinnen fehlten offenbar, und in der limnischen, kalkarmen Fazies der Glimmersandsteine mit reinem Sandboden fanden die Kalkalgen kein günstiges Substrat.

Wetterkalke treten am Seerücken nur als dünne, unbedeutende Horizonte auf. Am Wellenberg, SE Frauenfeld, findet man sie aber innerhalb der Konglomeratstufe und direkt mit Nagelfluhbänken verbunden, in klassischer marmor- und jurakalkartiger Ausbildung wie in der Gegend von Niederbüren–Arnegg (Hofmann, 1951).

C. Konglomeratfazies

Die Nagelfluhfazies tritt im Untersuchungsgebiet fast nur noch im höhern Teil der OSM als Konglomeratstufe auf. Tieferliegende Einzelhorizonte finden sich am Wellenberg und bei Hüttwilen. Die Konglomerathorizonte werden im Abschnitt Tektonik eingehender behandelt werden.

II. Stratigraphische und paläogeographische Erkenntnisse

Das Gebiet des Auftretens der Glimmersandsteine endet gegen S längs einer Linie, die ± parallel dem Alpenstreichen verläuft. Am Seerücken treten sie fast nur noch auf der N-Seite auf (bis ca. 30 m unter die Konglomeratstufe reichend). In Richtung auf die Thurlinie liegen die alpennächsten Vorkommen bei Kalchdaren direkt an der Thur, im untersten Debrunnertobel (S Herdern) und im Müllbergertobel (auf K. 500, N Müllheim–Wigoltingen). In Richtung auf den Schienerberg nehmen also die Glimmersandsteinhorizonte zu und sind N des Untersees am mächtigsten entwickelt. Auf der N-Abdachung des Seerückens machen sie 25% der ganzen Schichtfolge aus, bei Berücksichtigung der eigentlichen Glimmersandstufe (Steinbalmensandstufe) sogar gegen 50%. Deutlich zeigt sich, dass die tiefsten Glimmersandhorizonte am weitesten gegen S reichen. Über der Konglomeratstufe fehlen am Seerücken Glimmersande vollkommen, doch scheinen sie am Schienerberg in diesem stratigraphischen Niveau noch reduziert aufzutreten („Obere Sande").

Gegen Norden wird die Zone der Glimmersande durch die gleichzeitig abgelagerte Juranagelfluh-Zone begrenzt.

Die Glimmersande können Bänke bis zu 20 m Mächtigkeit bilden und über viele hundert Meter verfolgbar sein. Häufig sind aber auch kleinere Schichten. Allgemein nehmen Mächtigkeit und Erstreckung gegen N zu. Am Schienerberg und Rodenberg (zwischen Diessenhofen und Stein a. Rh.) scheinen die Glimmersande den Hauptanteil der Schichtfolgen zu bilden.

Unter Berücksichtigung der beschriebenen typischen Süsswasser-Fazies der Glimmersande ergibt sich für das Unterseegebiet eine Süsswasser-See-Zone, die dem Alpenstreichen parallel geht und gegen S durch das fluvioterrestrische Hörnlidelta, gegen N durch die Schüttungen der Juranagelfluh (ebenfalls fluvioterrestrisch) begrenzt ist. Dieses Seengebiet hatte zur Zeit des Beginns der Glimmersandstufe seine weiteste Südausdehnung. Die grosse Breite spricht gegen die Annahme einer blossen Flussrinne.

Die am nördlichen Seerücken mannigfach auskeilenden und gegen S verschwindenden Glimmersandhorizonte zeigen, dass dieses Gebiet der südlichen Uferlinie entsprach, wiederholten Regressionen und Transgressionen ausgesetzt. Das gegen oben zu Gunsten der Knauersandsteine stetige Zurückweichen der Glimmersande zeigt deutlich die kontinuierliche Reduktion der Glimmersandsteinzone.

Zwischen den vorherrschend vertretenen Sandhorizonten zeugen Mergelschichten ebenfalls von einem Zurückweichen des Ufers und von vorübergehender Landfazies.

Am Schienerberg und am Rodenberg fehlen Mergelschichten und Knauersandsteine innerhalb der Glimmersandsteinstufe fast ganz. Diese Gebiete mit fast lükkenlosen Glimmersandsteinprofilen bilden den zentralen Teil des Seebeckens, der alle Zeichen einer konstanten Wasserbedeckung aufweist.

In den Mündungsgebieten des Seerückens finden sich erwartungsgemäss, wenn auch selten, Übergangstypen von Glimmersanden zu Knauersanden, oder besser gesagt Mischtypen. Dies trifft in deutlicher Weise auf das in Tabelle II angeführte Beispiel zu.

Es handelt sich um ein und dieselbe Schicht. Ganz typisch zeigt sich eine Vermischung zweier Kornverteilungen, ausgeprägter bei B. In beiden Fällen treten deshalb zwei Maxima auf, was bei den Normaltypen (Tabelle I) nur selten der Fall ist. Der Knauersandstein-Mischtyp B zeigt einen relativ geringen Kalkgehalt, der Typ A einen relativ hohen Gehalt als Glimmersandstein.

Tabelle II

Kornfraktionen mm	A %	B %
0,4 –0,6	0,7	1,1
0,3 –0,4	2,9	4,2
0,2 –0,3	22,7	23,4
0,15 –0,2	21,9	18,4
0,1 –0,15	24,8	26,8
0,075–0,1	9,9	8,8
0,06 –0,075	4,1	2,9
0,02 –0,06	6,1	5,7
Schlämmstoffe	6,9	8,6
Kalkgehalt	14,0	31,5

A: Glimmersandstein-Typ, Mäusetobel–Eschenz, Koord. 707 750/277 300/580.

B: Glimmer/Knauersandstein-Typ, Strasse Eschenz–Herdern, Koord. 707 750/276 650/590.

Diese Differenzen und Korncharakteristiken können nur mit einer wissenschaftlich einwandfreien Siebanalyse erfasst werden.

Nicht selten sieht man Glimmersandhorizonte direkt und mit scharfer Grenzfläche von Knauersandstein-Schüttungen übergossen, z. B. im Hardtobel (Glarisegg), im Mäusetobel (Eschenz), am Tobelbach (2,5 km SW Stein a. Rh.) und im Müllbergertobel (K. 500 m, N Müllheim–Wigoltingen, mit schönen Verkeilungen).

Im Glimmersandstein treten oft horizontal gelegene, zylindrische Wülste mit bis 30 cm Durchmesser und über 1 m Länge auf. Sie sind kreisrund oder oval und sehr stark verkittet, enthalten aber keine besonders auffälligen Merkmale. Sie sind im Knauersandstein seltener.

Die Erstreckung des nachgewiesenen Glimmersandstein-Seebeckens nach W und E ist von grosser Bedeutung.

Im W bietet der Irchel guten Einblick in die OSM. Eine eigentliche Haldenhof-Mergelstufe scheint dort zu fehlen. Dagegen sind die Glimmersandsteine typisch entwickelt. Sie haben am Aufbau des Irchels einen bedeutenden Anteil und deuten auch dort auf den zentralen Teil des Seebeckens. Dies trifft auch für das Kohlfirstgebiet zu, auf dessen S-Seite man ebenfalls Glimmersande findet. N der Lägern ist die OSM nur noch geringmächtig erhalten und ist reich an Glimmersandsteinen. Die als Giessereisande abgebauten, oberflächlich entkalkten Schichten der Hügel W Embrach gehören ebenfalls in die Glimmersandsteinzone.

S einer Linie, die von der Lägern über Embrach–Winterthur–Frauenfeld–Konstanz verläuft, fehlen in der NE-Schweiz die Glimmersandsteine vollkommen. Das Seebecken der Glimmersande erstreckte sich also vom Ostende des Tafeljuras (N der Lägern) bis ins NW-Bodenseegebiet und darüber hinaus nach E. Es hatte offenbar seine grösste Breite im Untersee–Hegau-Gebiet.

Auffallenderweise liegt diese genannte südliche Uferlinie des Glimmersandsteinsees nun aber genau in der Fortsetzung der Aufschiebung des Faltenjura auf den Tafeljura nach E, eine Tatsache, die kaum nur zufällig ist. Die Glimmersandsteinzone entspricht offenbar einer durch die bereits damals beginnende Aktivierung der Jurafaltung entstandenen Senke vor der Aufschiebungsfront des Kettenjura auf sein Vorland. Nur deshalb konnte sich dort ein wirklich zusammenhängender Süsswassersee entwickeln. Gleichzeitig haben wir damit eine erste Andeutung für eine Fortsetzung der tektonischen Lägernrichtung nach E gefunden, für die im Kapitel über die Tektonik weitere Daten aufgezeichnet werden.

Diese Trogsenkung im N-Molassebecken war zu Beginn der Glimmersandstufe am stärksten (weiteste Südausdehnung) und klang langsam aus. Vor dem Beginn der vulkanischen Eruptionen trat Verlandung mit fast allgemein terrestrischer Fazies ein.

Ähnliche Verhältnisse sind auch im bayrischen Molassetrog vorhanden (LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953; FÜCHTBAUER, 1954). In ganz analoger Weise wie in der NE-Schweiz wurde dort im alpennähern Teil der Molasse eine fluvioterrestrische Fazies festgestellt, im N aber eine ausgesprochen fluviatile Sandfazies. Für dieses nördliche Rinnensystem wurde Materialherkunft aus E und Transportrichtung nach W festgestellt. Granat ist auch dort weitaus vorherrschendes Schweremineral.

Es ergibt sich aus den bayrischen Arbeiten und aus den Untersuchungen des Verfassers in der NE-Schweiz, dass eindeutige Zusammenhänge zwischen bayrischer Ost–West-Schüttung und Glimmersandsteinzone existieren. In der Glimmersandzone des Bodensee–Hochrhein-Gebietes waren bestimmt Seebecken mit nur mässiger Wasserbewegung vorhanden, aber doch mit bedeutender Sandzufuhr aus E. Es ist sehr wohl möglich, dass sich in der NE-Schweiz und den anschliessenden badischen Gebieten eine Art Sammelbecken für verschiedene Schüttungen befand. Über die Richtung der Entwässerung dieser Zone fehlen jegliche Anhaltspunkte.

Das Material der Glimmersande stammt aus E, also aus der bayrischen Ost–West-Schüttung, woher es durch einen langen und langsamen Transport gelangte. Entsprechend gut ist die mineralogische Aufbereitung der Sande. Der Einfluss der aus S mündenden Knauersandstein-Flüsse des Hörnlideltas (Urrhein) und derjenige der aus N mündenden Jura-Nagelfluhfächer waren offensichtlich gering. Darauf deuten der vollkommen verschiedenartige petrographische Charakter der Glimmersande und der Knauersande. Die Ausbildung der Juranagelfluhen und ihrer Begleitgesteine weichen vollends von den Glimmersanden ab. Nennenswerte Mischgebiete fehlen im Bodenseegebiet.

Es ergeben sich so für das Bodensee–Hochrhein-Gebiet deutlich drei voneinander unabhängige Schüttungen aus S, N und E, wobei aber nur die E-Schüttung wesentlich Material (Quarzsand) zuführte.

Parallelen mit der Graupensandrinne (Helvétien) sind unverkennbar. Über diesbezügliche Zusammenhänge sind weitere Untersuchungen des Verfassers im Gange.

Nach einer sehr scharf ausgeprägten Reduktion der E-Schüttung vor dem Auftreten des Vulkanismus persistierte eine geringe Materialzufuhr aus E auch noch nachvulkanisch, doch scheint sie keine wesentliche Bedeutung mehr gehabt zu haben. Jedenfalls ist sie ganz auf den Schienerberg lokalisiert und auch dort nur noch kümmerlich ausgebildet.

Die Äquivalente der Glimmersandstufe im S wurden vom Verfasser bereits früher (1951) beschrieben. Am Wellenberg und am Ottenberg sind sie durch Mergel–Knauersandstein-Komplexe vertreten. Konglomerathorizonte finden sich innerhalb der Glimmersand-Äquivalente hier nur noch in der Gegend von Frauenfeld und genau N davon bei Hüttwilen (708.2/273.7, Geiger, 1943). In der weitern Fortsetzung gegen N, bereits im Seebecken der Glimmersande, findet sich in entsprechender stratigraphischer Höhe eine Glimmersandsteinbank mit wenigen alpinen Geröllen, die einzige mir bekannte Fundstelle von solchen Geröllen in den Glimmersanden (Kührainbach, Mammern, Koord. 711 400/276 850/435). Aus dem Gesagten ergibt sich somit ein maximaler Geröllvorstoss aus der Hörnligegend über Frauenfeld in Richtung auf den Untersee und damit ein Anhaltspunkt über die ziemlich genau nach N verlaufende Hauptschüttungsrichtung zur Glimmersandsteinzeit, mit Mündung in das Seebecken bei Mammern (also bereits eine Rechtsabweichung von der Hauptschüttungsrichtung n. NW).

Innerhalb der Glimmersandzone des N-Seerückens tritt in ca. 60 m Höhe unter der Konglomeratstufe eine weitverfolgbare Zone von Süsswasserkalk mit Planorbenmergeln auf, die – nebst ihrer Bedeutung als stratigraphisch-tektonischer Leithorizont – eine stärkere Verlandungsphase gegen das Ende der Glimmersandbildung darstellt. Es mag sich um Ufersümpfe während einer ruhigen Phase gehandelt haben. Dahin deutet das Auftreten dieses Niveaus innerhalb einer Knauersandsteinbank im Eggmühletobel, Mammern (711.1/277.3/470), wobei sich Regressionserscheinungen, Verlandungszonen am Ufer, Seekreidebildung und erneute Transgression mit sehr schönen Aufarbeitungserscheinungen ausserordentlich instruktiv darbieten.

Der Kratersee von Oehningen am Schienerberg entstand erst nach der Verlandung des Glimmersandbeckens.

Über der Glimmersandstufe, die nach oben scharf abgegrenzt ist, treten am Seerücken und Schienerberg die Oehningermergel auf (Seemann, 1929; Hantke, 1953; Rutte, 1951). Sie haben 30–40 m Mächtigkeit. Darüber liegt am Seerücken die Konglomeratstufe, die auf der N-Seite aus maximal drei Nagelfluhbänken besteht. Das Auftreten der Konglomeratstufe in der ostschweizerischen Molasse und ihre stratigraphisch-paläogeographische Bedeutung wurde vom Verfasser 1951 eingehend dargestellt. Am Ottenberg besteht die Konglomeratstufe aus einer wesentlich grössern Zahl von Nagelfluhbänken, genau wie am Wellenberg und im Nollen–Heid-Gebiet. Sie bildet besonders an den letztgenannten Orten über dem nagelfluhfreien Komplex eine bedeutende Geröllmasse. Wie vom Verfasser 1951 gezeigt wurde, entspricht diese gewaltige Geröllschüttung bis zum Schienerberg hinaus einer intensiven alpinen tektonischen Phase mit bedeutenden Hebungen im Alpenkörper, die den Glimmersandsteinsee zum Verschwinden brachten und nach einer

terrestrischen Phase den Vulkanismus in der Ostschweiz und im Hegau auslösten, dessen Spuren vom Verfasser nun auch am Seerücken nachgewiesen werden konnten (siehe p. 109 ff.).

Aus der Häufigkeit und Mächtigkeit der Nagelfluhbänke ergeben sich folgende Hauptflussrichtungen im Urrheindelta:

1. Toggenburg–Wil–Wellenberg–Mammern–Schienerberg
2. Toggenburg–Nollen–Ottenberg–E Seerücken
3. Toggenburg–Unterlauf der Sitter (Ramschwag–Nagelfluh, HOFMANN, 1951).
4. Toggenburg–W Zürichsee (wesentlich schwächer).

Auffallend ist die Tatsache, dass in Richtung NW die Schüttungsintensität sehr gering ist. Die Nagelfluhbänke erreichten nicht einmal Winterthur. Die Hauptmasse der Geröllförderung geht nach N und in das nordwestliche Bodenseegebiet. Sehr deutlich zeichnet sich die Senkungszone der Bodensee-Längsachse ab, die später aktiviert zum eigentlichen Bodenseegraben führte und die sich seit Beginn des Miocäns immer wieder bemerkbar machte. Die Schüttungsrichtung gegen Zürich deutet auf eine analoge, aber wesentlich schwächere Senke im Zürichseegebiet.

Das Fehlen starker Schüttungen in der Richtung Hörnli–Winterthur–Irchel beweist ebenfalls schon die vom Verfasser postulierte Hörnlihochzone, die im Kapitel über die Tektonik näher beschrieben wird.

Über der Konglomeratstufe liegen am Seerücken atypische Mergel und Knauersandsteine, überlagert von Deckenschotter. Westlich des Seerückens fehlt jede Spur von einer Konglomeratstufe.

Nach den neuen Untersuchungen in Bayern (LEMCKE und Mitarbeiter, 1953) sind die Glimmersandsteinstufe ins Torton, die Konglomeratstufe ins Sarmat und die höchsten Schichten am Tannenberg und Hörnli (Gehrenbergmolasse) wohl schon ins Unterpliozän zu stellen. In welchen Zusammenhang der vulkanische Durchbruch der Höwenegg (Pliozän) zu stellen ist, kann heute noch nicht mit Sicherheit entschieden werden. Für die Entwicklung der Molasse sind diese Probleme aber nur von zweitrangigem Interesse.

III. Vulkanische Tuffhorizonte am thurgauischen Seerücken

Durch die Entdeckung vulkanischer Tuffe am Seerücken konnte der Verfasser die Reihe der von ihm bereits früher gefundenen Spuren vulkanischer Tätigkeit in der Ostschweiz (vulkanischer Malmkalk-Blockhorizont an der Sitter N St. Gallen, vulkanischer Glastuff mit Bentonit bei Bischofszell–Niederhelfenschwil) in wertvoller Weise ergänzen.

Die erstentdeckte Fundstelle findet sich ca. 750 m NE oberhalb Nussbaumen (TG) auf der Südseite des westlichen Seerückens (Koord. 705100/276325/590). Dort ist am Weg, der von P. 594 nach Rossbuck führt, in einer Kiesgrube eine Nagelfluhbank aufgeschlossen, deren Hangendes ebenfalls zugänglich ist. Es zeigt sich folgendes Detailprofil:

2 + x m	gelbe, fluvioterrestrische Mergel
0,3–0,5 m	„Sandmergel", oben bräunlich, unten rötlich, Grenze gegen oben scharf, gegen unten verwischt
0,5 m	Kalkmergel
1 m	Silt
	Nagelfluh

Die zweite Stelle liegt im obersten Mäusetobel, ca. 2 km SSW Eschenz und etwas über 2 km E der erstgenannten Lokalität (Koord. 707300/276300/565). Das Mäusetobel weist über ca. 480 m keine Aufschlüsse mehr auf; erst im linken obersten Seitentobel, 250 m SE Hirschensprung, tritt wenig unterhalb des Strässchens ein grauer „Sandmergel" zutage (ca. 0,7 m), überlagert von braunem „Sandmergel" (ca. 0,3 m). Darüber liegen gelbe Mergel, während das Liegende nicht aufgeschlossen ist. Gröbere Partien mit kleinen Geröllchen in der basalen Zone des Vorkommens verraten aber die Nähe der darunter zu erwartenden Nagelfluhbank.

Die petrographische Untersuchung dieser „Sandmergel" hat erwiesen, dass es sich um vulkanische Tuffhorizonte (Tuffite) handelt, die stark mit fluviatilem Material vermischt sind.

A. Petrographische Untersuchung

1. *Makroskopische Kennzeichnung*

Die braunen „Sandmergel" unterscheiden sich äusserlich nicht von gewöhnlichen sandigen Mergeln, die gelegentlich in der Molasse auftreten. Lediglich der graue „Sandmergel" weist auffallend viele schwarze Körnchen und schwarze und olive Biotittäfelchen bis 3 mm Durchmesser auf. Vereinzelt kommen schlechterhaltene Landschnecken darin vor. Die makroskopische Untersuchung deutet aber noch kaum auf einen Tuffit.

2. *Sedimentpetrographische Untersuchung*

Die Proben wurden nach der Anweisung in Kapitel I vom Schlämmstoffanteil befreit und auf Kalkgehalt untersucht. Dabei zeigte es sich, dass alle drei Proben einen auffallend hohen Gehalt an Magnetitsand aufweisen (Tabelle III). Dies wurde schon beim erstentdeckten Vorkommen von Nussbaumen (1954) festgestellt. Doch erschien der Gehalt von nur etwas über 1 % dem Verfasser noch nicht eindeutig genug, um vulkanische Einflüsse zu beweisen. Erst das Vorkommen von Hirschensprung bewies aber eindeutig die vulkanische Tuffnatur dieser Gesteine, da hier der Magnetitgehalt aussergewöhnlich hoch ist und sich auch eindeutig vulkanische Mineralien (Hornblende, Biotit) von Hegau-Deckentuffcharakter nachweisen lassen. Die Magnetitkörner sind idiomorph mit im Mittel 0,1–0,2 mm Durchmesser.

Tabelle III (%-Angaben = Gewichtsprozente)

	Nussbaumen %	Hirschensprung braun (oben) %	Hirschensprung grau (Mitte) %	Hirschensprung Basis %
Schlämmstoffanteil < 0,02 mm	59,3	76,0	56,3	53,7
Sandanteil > 0,02 mm	40,7	24,0	43,7	46,3
Kalkgehalt	1,0	10,7	47,0	22,8
Magnetitgehalt total	1,2	3,9	7,2	7,3

Der auf den abgeschlämmten Sandanteil bezogen überaus hohe Magnetitgehalt lässt sich leicht magnetisch daraus extrahieren. Im schlämmstofffreien Material erkennt man nicht selten bis 3 mm lange Hornblende-Kristalle.

Die schweremineralogische Untersuchung ergab nebst Magnetit folgende Mineralien (Tuffit von Hirschensprung, Bromoformtrennungen):

jungvulkanisch	Basaltische Hornblende, häufig Grüne Hornblende, weniger häufig Farblose Hornblenden, selten Zirkon, frisch, nicht kantengerundet, nicht häufig Biotit, grünlich, braun, häufig Muskowit, sehr frisch, häufig
molassisch	Granat, häufig Epidot und Staurolith (selten) Turmalin, Apatit, Rutil, Disthen (seltener) blaue Hornblende

Der sehr häufige Granat rührt vom Durchschlag der mächtigen, granatreichen Glimmersandsteinzone her.

Vergleichsweise wurden drei Tuffgesteine der badischen Nachbarschaft untersucht:

Deckentuff, Hohentwiel:

Die gleichen Typen von Hornblende wie beim Tuffit von Hirschensprung sind auch im Deckentuff vorhanden. Dazu kommt heller Glimmer und Biotit. Granat ist selten, Magnetit ebenfalls nur sehr spärlich vorhanden.

Tuffit aus Schlot von Wangen/Schienerberg:

Relativ häufig ist grüne und blaugrün-olive Hornblende, viel seltener basaltische Hornblende. Zirkon ist sehr selten vorhanden, Granat sehr häufig (Durchbruch durch Glimmersandsteinzone). Magnetit ist sehr selten.

Schlottuff Junkernbühl (Rielasingen):

Dieser sehr schön ausgebildete Tuff enthält nebst Auswürflingen des Untergrundes grosse Biotittafeln, helle Muskowite und grosse Hornblenden. Vor allem fällt der hohe Gehalt (mehrere Prozent) an Magnetitsand auf, der völlig identisch ist mit dem Magnetit vom Seerücken.

3. *Interpretation der petrographischen Untersuchung*

Die „Sandmergel" auf dem westlichen Seerücken sind vulkanische Tuffhorizonte basaltischer Natur. Die petrographische Beschaffenheit zeigt, dass es sich bei beiden Hauptfundstellen um ein und dasselbe Niveau handelt.

Die spezielle Ausbildung der Vorkommen erlaubt deren Charakterisierung als vulkanisch-tuffogene, äolische Magnetit-Lagerstätten. Der darin enthaltene Magnetitsand lässt sich relativ leicht durch magnetische Extraktion gewinnen.

Erstmals ist damit am Seerücken ein vulkanisches Tuffitniveau nachgewiesen worden. Gleichzeitig handelt es sich aber auch um das erste aus der schweizerischen Molasse bekanntgewordene Magnetitvorkommen.

Die ausgeblasene Asche erlitt auf dem Windtransport eine Sichtung, indem der spezifisch schwere Magnetit rascher sedimentierte und sich auf dem westlichen Seerücken anreicherte.

4. *Verbreitung des Tuffniveaus auf dem Seerücken*

Nebst den erwähnten beiden Hauptvorkommen konnte das vulkanische Niveau an zwei weitern Lokalitäten mit Sicherheit nachgewiesen werden:

Im Tobel von Steinegg (zwischen Hüttwilen und Nussbaumen, auf der S-Seite des Seerückens) ist auf K. 575 m eine 1 bis 2 m mächtige, sehr ophiolithreiche Geröllbank aufgeschlossen. Darüber liegt ein Komplex von 3 bis 4 m Mergeln und Mergelkalk, der aber sehr schlecht aufgeschlossen ist und von der 10 bis 15 m mächtigen Nagelfluh von Steinegg überlagert wird. In den zugänglichen basalen Mergeln des Zwischenkomplexes lassen sich geringe, aber eindeutige Mengen von Magnetit und olivfarbenem Biotit nachweisen, obwohl es sich dabei vielleicht noch nicht um das Niveau maximalster Konzentration handelt. Die dünne unterlagernde ophiolithgerölleführende Nagelfluh (siehe auch p. 116!) entspricht also jener, die NE Nussbaumen den vulkanischen Horizont unterlagert, die mächtige überlagernde Bank aber gehört bereits zu den Schüttungen, die weiter östlich über der basalen Nagelfluhbank der Konglomeratstufe liegen.

In der Kiesgrube direkt S Freudenfels (SE Eschenz) ist auf K. 555 m eine mächtige Nagelfluh-Doppelbank aufgeschlossen, die eine nach E auskeilende Mergelzwischenlage bis 80 cm Mächtigkeit aufweist. Deren zentrale Partie besteht aus 15 cm rötlichen Mergeln, unterlagert von ca. 15 cm hellgrauen Kalkmergeln. In diesen beiden Schichten erkennt man bis zu 5 mm grosse olivgrüne Biotittafeln. Der Magnetitgehalt der roten Mergel beträgt ca. 0,3%, derjenige der Kalkmergel ist noch geringer, aber immerhin noch deutlich nachweisbar.

Die beiden erwähnten sekundären Fundstellen sind unanfechtbar. Sie zeigen aber, dass weiter gegen E die Erhaltungsbedingungen wegen des zunehmenden fluviatilen Verschwemmungseinflusses immer ungünstiger werden. Aus diesem Grunde ist es leicht erklärlich, dass weiter im E überhaupt keine Tuffite mehr in der kritischen Zone auftreten. Es ist aber auch anzunehmen, dass die Menge abgelagerten vulkanischen Materials nach E sehr rasch abnimmt.

Immerhin konnte das vulkanische Tuff-Magnetit-Niveau über eine E–W-Erstreckung von 4 km nachgewiesen werden, wobei die Zone maximaler Magnetitkonzentration unmittelbar S Eschenz liegt.

Die vergleichenden sedimentpetrographischen Untersuchungen an Hegautuffen scheinen ziemlich sicher darauf hinzuweisen, dass das Material der Magnetittuffite auf dem Seerücken aus dem Tuffschlot Junkernbühl, also aus N, stammt. Sicher ist, dass es sich um die Eruptionsphase der basaltischen Deckentuffe im Hegau handelte.

5. *Die stratigraphische Stellung der Tuffe am Seerücken*

Die Entdeckung der Tuffe am Seerücken erlaubt erstmals eine eindeutige Parallelisation der ostschweizerischen Molasse mit jener des Hegau, d. h. eine zeitliche Einordnung der Deckentufferuptionen in die Stratigraphie der OSM in der Ostschweiz. Die Eruptionen haben unmittelbar nach Beginn der Konglomeratstufe stattgefunden. Die Tuffite liegen unmittelbar über der ersten Nagelfluhbank am westlichen Seerücken. Die Deckentuffe stellen die Haupteruptionsphase des

Hegauvulkanismus dar; die nachfolgenden Lavaaufstiege waren nur von sekundärer Bedeutung und haben keine eigentlichen Tuffe geliefert.

Ohne Zweifel sind das Tuffvorkommen von Bischofszell und der Blockhorizont an der Sitter N St. Gallen gleichaltrig mit den Deckentufferuptionen im Hegau (siehe auch HOFMANN, 1951). Die Lage der Tuffite auf dem Seerücken zeigt nun, dass diese Eruptionen zeitlich mit dem Beginn der Konglomeratstufe zusammenfallen und nicht, wie seinerzeit angenommen, tiefer liegen als die Geröllschübe. Diese leichte Korrektur hat zur Folge, dass im E der Beginn der Konglomeratstufe zeitlich mit der Nagelfluhschüttung direkt über dem vulkanischen Blockhorizont, bzw. mit diesem selbst, zu identifizieren ist und dass die Ramschwagnagelfluh (HOFMANN, 1951) bereits einer Hauptschüttungsintensität der Konglomeratstufe entspricht. Diese leichte Verschiebung rührt davon her, dass die Schüttung sich etwas später in die sekundäre Richtung nach E (Sitter) richtete, von Anfang an aber in Richtung N wirksamer war. Dass die Nagelfluh über dem Blockhorizont bis über die Sitter nach E reicht, passt sehr wohl zur neuenAuffassung ihrer Zugehörigkeit zur Konglomeratstufe.

Am Nollen (HOFMANN, 1951) wurde die Ophiolithgeröllschüttung an der Basis der Konglomeratstufe nachgewiesen. Dank der neuen Erkenntnisse am Seerücken steht nun fest, dass das Niveau mit Ophiolithgeröllen zeitlich praktisch mit der vulkanischen Haupteruption im Hegau und in der Ostschweiz zusammenfällt. Zudem konnte am südlichen Seerücken, im Tobel W Raperswilen, an der Basis der Konglomeratstufe ebenfalls eine unzweideutige ophiolithgeröllführende Nagelfluh nachgewiesen werden, die mit jener am Nollen identisch ist und zugleich die stratigraphischen Zusammenhänge bestätigt. Das Vorkommen ist im Kapitel Tektonik auf p. 116 näher erwähnt.

Im grossen und ganzen werden die vom Verfasser 1951 dargestellten stratigraphischen Korrelationen durchaus bestätigt, teilweise sogar noch zu Gunsten einer Stützung der Bruchschollentektonik der Ostschweiz leicht korrigiert und vereinfacht.

IV. Tektonik

Die Detailaufnahmen und neuen Erkenntnisse am Seerücken ermöglichen, zusammen mit den vom Verfasser 1951 beschriebenen Strukturen, einen guten Einblick in die Molassetektonik der Nordostschweiz. Wiederum waren auch hier die genaue Kenntnis der Stratigraphie und der Nachweis von Leithorizonten Voraussetzung.

A. Leithorizonte

Am Seerücken dienen folgende Niveaus als tektonische Leithorizonte, die einander in ihrem Leitwert gegenseitig stützen:

1. *Vulkanisches Niveau*

Die vulkanischen Niveaus am westlichen Seerücken sind stratigraphisch identisch und deshalb geeignete Leithorizonte.

2. *Konglomeratstufe*

Diese Stufe lässt sich am Seerücken aus der Gegend von Nussbaumen–Stein am Rhein bis nach Wäldi (S Ermatingen) über rund 20 km verfolgen. Sie tritt auch am Ottenberg und Wellenberg und in der übrigen ostschweizerischen OSM auf. Es darf angenommen werden, dass die Untergrenze der ersten Nagelfluhschüttungen ± überall stratigraphisch gleichaltrig ist. Die Untergrenze der Konglomeratstufe ist überall scharf und eindeutig. Wie gezeigt wurde, fällt sie mit der Ophiolithgeröllschüttung zusammen, sofern diese überhaupt deutlich in Erscheinung tritt.

3. *Obergrenze der Glimmersandsteinstufe*

Am N-Hang des Seerückens liegt die Obergrenze der Glimmersandsteinstufe (Steinbalmensandstufe) stets ca. 40 m unter der Konglomeratstufe, mit Ausnahme der Gegend S Ermatingen, wo die obersten Tobelaufschlüsse durch ihre südliche Lage bereits jenseits des Glimmersand-Beckenrandes der höchsten Zonen zu liegen kommen. Die Glimmersandstein-Obergrenze sinkt dort bis auf 60 m unter die Konglomeratstufe ab.

4. *Süsswasserkalkniveau innerhalb der Glimmersandsteinstufe*

Überall ca. 25 m unter der Obergrenze der Glimmersandsteinstufe liegt im Gebiet des N Seerückens ein fossiles Moor- oder Ufersumpfniveau mit Süsswasserkalk und limnischer Schneckenfauna. Es ist an folgenden Stellen nachweisbar:

Im Auerbachtobel, 2 km S Stein am Rhein, auf K. 510 m, Süsswasserkalk.

Im Eggmühletobel, 1 km S Mammern, auf K. 480 m, Süsswasserkalk.

Im Speckbachtobel, 1,5 km SE Steckborn, auf K. 500; Süsswasserkalk mit Planorbenmergeln.

Im entsprechenden Niveau finden sich auch im Sangentobel und im Andertobel (beide S Ermatingen) limnische Planorbenmergel, aber bereits in sehr abgeschwächter Ausbildung.

Das Kohlenvorkommen, das Letsch (1899) vom *Ibenbach*, 2 km SSW Stein am Rhein beschreibt, existiert nicht, wohl aber eine von Letsch nicht erwähnte Flözgruppe von Pechkohlenschichten, die bis 10 cm dick sind und total 50 cm Mächtigkeit erreichen, im *Auerbachtobel*, auf K. 480 m, W Nebli, 1,5 km SSE Stein am Rhein. Vielleicht handelte es sich um eine Verwechslung. Dieses Vorkommen liegt nicht im erwähnten Leitniveau, sondern 40 m tiefer als der im gleichen Tobel vorkommende, oben erwähnte Süsswasserkalk.

Dagegen gehört der bituminöse Süsswasserkalk auf K. 490 m im Debrunnertobel, E Herdern, auf der Südseite des Seerückens, ohne Zweifel in das beschriebene Leitniveau.

Das Kohlevorkommen von Herdern (Letsch, 1899) liegt aber wieder höher.

5. *Wetterkalkschicht*

Stets 15 bis 20 m über dem genannten Süsswasserkalkniveau findet man an vielen Stellen zwischen Steckborn und Eschenz dünne Wetterkalkschichten. Diese Tatsache stützt die Gleichaltrigkeit des Süsswasserkalkhorizontes.

B. Stratigraphisch-tektonische Korrelationen

1. *Verhältnisse am Seerücken*

Figur 2 zeigt ein schematisches Längsprofil durch den nördlichen Seerücken. Die verschiedenen Leitniveaus stützen einander gegenseitig derart, dass an der dargestellten Interpretation, die auf genauesten Detailaufnahmen beruht, nicht gezweifelt werden kann.

Bis anhin wurde für den Seerücken ± horizontale Lagerung oder ganz schwaches SE-Fallen angenommen (Geiger, 1943; Erb, 1934; Böhndel, 1916). Es zeigt sich aber deutlich, dass er eine gegen ESE abtauchende leichte muldenförmige Verbiegung enthält, die im Längsprofil sehr schief geschnitten ist. Der Westteil des Seerückens gehört bereits zum „normal" SE fallenden Nordrand des Molassebeckens, wie auch Rodenberg, Kohlfirst und Irchel. Gleiche Verhältnisse müssen am Schienerberg vorliegen. Die Höhenlage der Konglomerathorizonte deutet jedenfalls in dieser Richtung.

Der Zentralteil des nördlichen Seerückens (Berlingen) zeigt ein deutliches Ansteigen der Nagelfluhbänke gegen SE. Aus deren Verfolgung ergibt sich die genannte

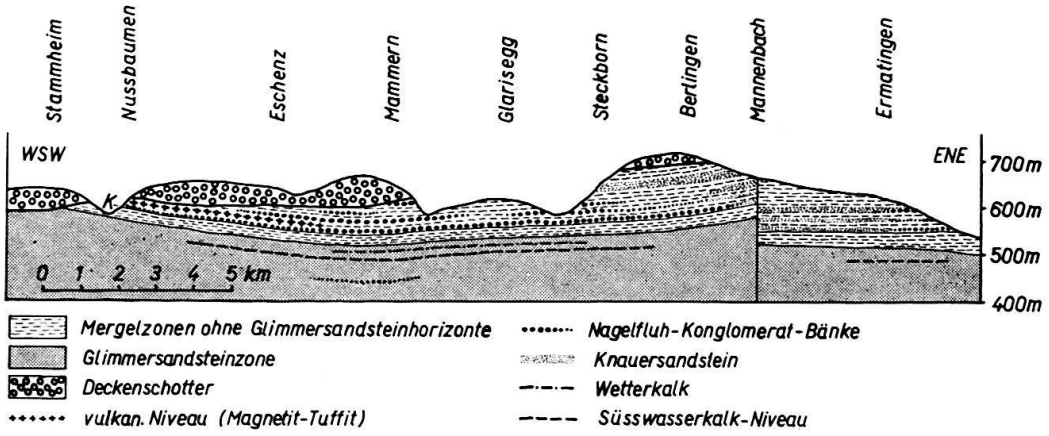

Fig. 2. Lithologisch-tektonisches Längsprofil durch den Nord-Abfall des thurgauischen Seerückens.
K = Untergrenze der Konglomeratstufe

Synklinale. S Mannenbach–Ermatingen ist die Lagerung horizontal (Fig. 2), jedenfalls in der aufgeschlossenen ungefähren E–W-Richtung. Es muss eine ± N–S verlaufende Verwerfung vorliegen, die von Mannenbach in die Gegend von Raperswilen am südlichen Seerücken verläuft.

Auf der Südseite sind die Verhältnisse komplizierter. Im Müllbergertobel, zwischen Raperswilen und Homburg, trifft man von K. 520 m bis K. 600 m nicht weniger als sechs mächtige Nagelfluhbänke, also einen Konglomeratkomplex von rund 100 m Mächtigkeit. Diese Nagelfluhschichtfolge passt ganz und gar nicht in die übrige stratigraphische Situation weder am übrigen Seerücken noch am Ottenberg im SE. Diese merkwürdigen Verhältnisse, sowohl in bezug auf die übertriebene Mächtigkeit als auch auf die Niveau-Unstimmigkeiten, könnten aber durch einen

Bruch quer durch das Tobel (NE–SW) leicht erklärt werden. Diese Verwerfung verursachte eine scheinbare Verdoppelung der Schichtmächtigkeit. Die Nagelfluhbänke sind im Südteil des Tobels um rund 50 m abgesunken. In dieser abgesunkenen Zone, wie auch im Gebiet Müllberg–Raperswilen–Illhart (Nagelfluhbank im Tobelbachgebiet), lässt sich ein deutliches schwaches S-Fallen feststellen.

Einen Beweis für eine Verwerfung glaubt der Verfasser schon jetzt darin zu erkennen, dass er in jenem Tobel ohne Zweifel eine Fortsetzung der Nollen-Ophiolithgeröllschüttung nachgewiesen hat, mit der dort die Nagelfluhserie der Konglomeratstufe beginnt. Ohne dass bisher eingehende Geröllstudien durchgeführt werden konnten, erkennt man im Müllbergertobel auf den ersten Blick, dass dort die auf 520 m liegende basale Nagelfluhdoppelbank speziell im obern Teil sehr feinkörnig ist und auffallend viele Ophiolith- und Radiolaritgerölle führt. Die übrigen Nagelfluhen sind reine Kalkkonglomerate mit wesentlich gröberen Geröllen.

Diese Nagelfluh mit Ophiolith- und Radiolaritgeröllen wiederholt sich im nördlichen Tobel etwa auf K. 570 m, woraus sich die rein stratigraphisch unverständliche Schichtmächtigkeit der Nagelfluhmasse leicht erklärt. Ungefähr N Raperswilen stösst diese Verwerfung an die NNW–SSE laufende Mannenbach-Querverwerfung, ohne nach E weiterzuziehen. Sie endet im Angelpunkt des Thurtalgrabens und des Weinfelder Durchbruchs (zwischen Ottenberg und Wellenberg). Aus der Höhenlage der Konglomerate ergibt sich für die Gegend von Raperswilen gegenüber dem Ottenberg eine nachweisbare Absenkung von 60 m, die im zentralen Teil des Thurgrabens noch grösser sein dürfte. Die Gegend von Raperswilen ist vermutlich tektonisch noch wesentlich komplizierter. In der Senke zwischen Ottenberg und östlichem Seerücken spielen bestimmt Verwerfungen ebenfalls mit. Das Schichtfallen aus der Gegend von Ermatingen bis in diese Senke geht schwach nach SSE.

Die weitere Untersuchung der Geröllhorizonte, insbesondere der Ophiolithgeröllschüttung, und der Detailstrukturen am Seerücken soll später veröffentlicht werden. Sie sind für die grundsätzliche Abklärung der Tektonik des Gebietes aber nur von sekundärer Bedeutung.

Der Nachweis der Ophiolithgeröllschüttung am Seerücken stützt die stratigraphische Stellung der Konglomeratstufe, des vulkanischen Niveaus und die bereits dargestellte Korrelation mit dem südlichen Molassegebiet.

Von besonderem Interesse ist das Verhalten der Deckenschotter auf dem Seerücken. Auf dem westlichen Seerücken liegt „jüngerer" Deckenschotter, auf dem zentralen Teil der „ältere" Deckenschotter von Salen-Reutenen (GEIGER, 1943).

Nach Ansicht des Verfassers existiert kein Beweis für verschiedenes Alter dieser Schotter. Eine Niveaudifferenz von nur 50 m von Herdern („jüngerer" Schotter) bis Salen-Reutenen verlangt kein verschiedenes Alter. Viel eher ist es möglich, dass diese Schotter während der alpinen Schlussfaltungsphase abgelagert wurden und dass das Vorkommen von Salen-Reutenen noch etwas gehoben wurde. Die Verhältnisse gehen auch aus Figur 2 deutlich hervor. Im übrigen sei auf das Deckenschotterkapitel verwiesen.

2. *Neue tektonische Erkenntnisse für die NE-Schweiz*

Die beschriebenen Untersuchungen über Fazies und Tektonik vermitteln neue Erkenntnisse für den tektonischen Bau der NE-Schweiz. In Figur 3 ist eine neue Konzeption der nordostschweizerischen Tektonik erstmals dargestellt.

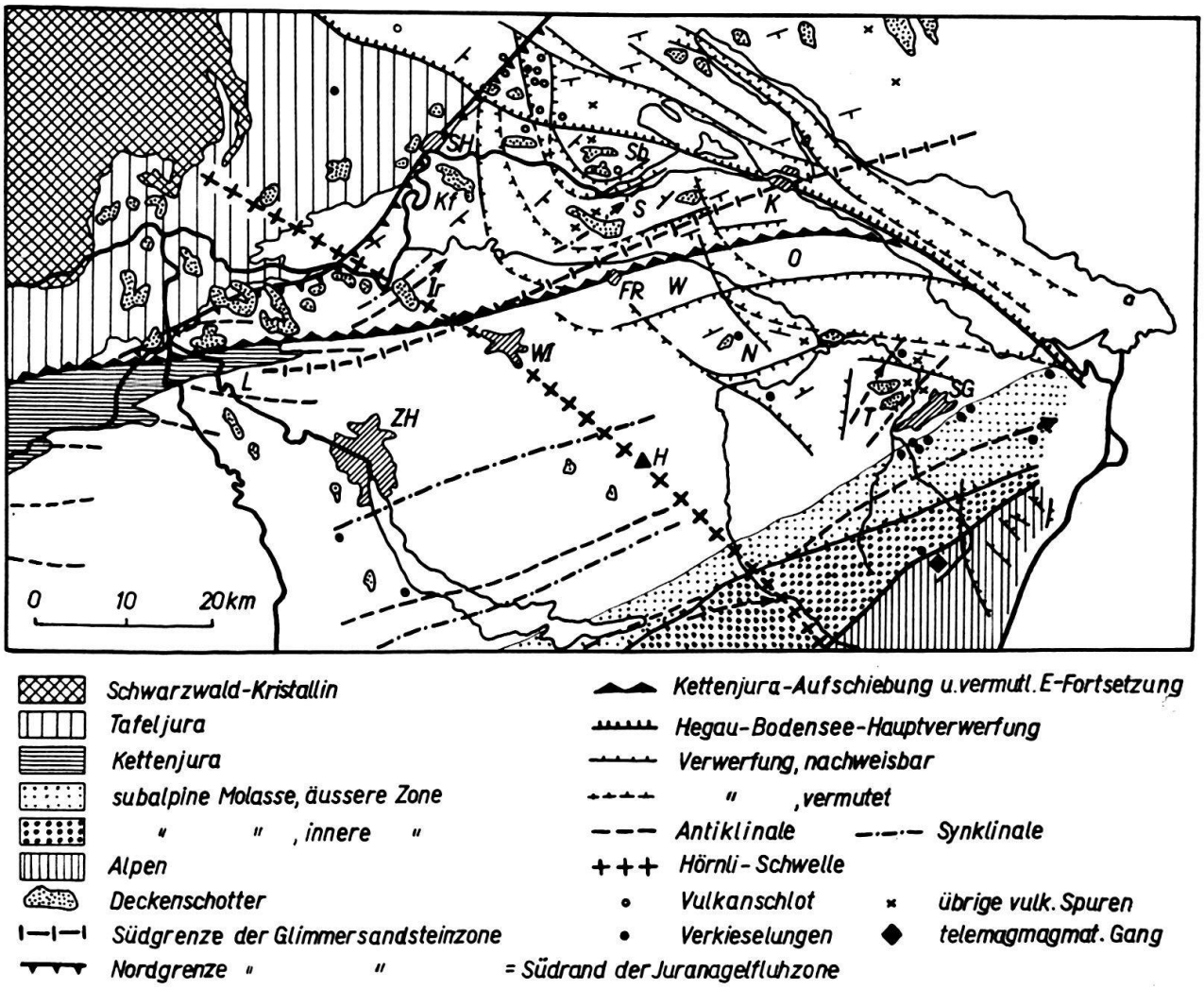

Fig. 3. Die tektonisch bedingten Zusammenhänge in der Nordostschweiz in neuer Auffassung.

FR = Frauenfeld, *H* = Hörnli, *Ir* = Irchel, *K* = Konstanz, *Kf* = Kohlfirst, *L* = Lägern, *N* = Nollen, *O* = Ottenberg, *S* = Seerücken, *Sb* = Schienerberg, *SG* = St. Gallen, *SH* = Schaffhausen, *T* = Tannenberg, *W* = Wellenberg, *WI* = Winterthur, *ZH* = Zürich

Das thurgauische Thurtal ist unterhalb von Weinfelden ohne Zweifel tektonisch angelegt. Diese, vom Verfasser bereits 1951 ausgesprochene Vermutung wird durch seine neuen Untersuchungen erhärtet. Die auffällige, scharfe Linie des Nordfusses von Wellenberg und Ottenberg entspricht einer tektonischen Hauptlinie, die in ihrer W-Fortsetzung in auffälliger Weise auf die Lägern und damit in die Hauptaufschiebung des Kettenjura auf den Tafeljura verläuft. Schon auf p. 107 wurde gezeigt, dass diese gleiche Linie auch den Südrand des Glimmersandsteinseebeckens bestimmte.

Wellenberg und Ottenberg zeigen dasselbe hochliegende Niveau der Konglomeratstufe (580 m) bei horizontaler Lagerung und bilden einen zusammengehörenden Block identischer Ausbildung. Südlich schliesst sich die vom Verfasser 1951 beschriebene Bruchschollenlandschaft Nollen/Heid–Tannenberg mit häufigen Monoklinalstrukturen an.

Das Gebiet vor dieser tektonischen Hauptlinie, also der jurassischen Aufschiebungslinie Lägern–Wellenberg–Ottenberg ist die molassische E-Fortsetzung des Tafeljura. Typisch für dieses „Vorland" sind SW–NE verlaufende Strukturen: Irchel, Kohlfirst, Rodenberg–Seerücken W, Seerücken–Synklinale. Sie sind bedingt durch den Widerstand der nach NE umbiegenden Schwarzwaldmasse und den E–W gerichteten Druck des Kettenjuras und weichen stark vom normalen Molassestreichen ab. Die jurassische Hauptaufschiebung ist eine Zerrungszone, bei der im E sehr wahrscheinlich Horizontalbewegungen stärker wirksam waren als Vertikalversetzungen. Es handelt sich also vermutlich um eine ausgesprochene Abscherungslinie, die im Gebiet N Winterthur möglicherweise nicht in Erscheinung tritt. Gegen den Bodensee verliert sie sich in der linksseitigen Hegau–Bodensee-Hauptverwerfung, die aus zwingenden Gründen aus der Randenverwerfung dem Schienerberg-Nordfuss entlang über das schweizerische Bodenseeufer zum Rheintal führen muss. Der Bodensee selbst ist wohl, wie das st.-gallisch-vorarlbergische Rheintal, eine treppenförmige Bruchschollensenke.

Der Untersee wurde primär durch eine Hauptverwerfung am Seerücken-Nordrand und durch treppenförmige Abbrüche am Schienerberg-Südhang bedingt. Die Fortsetzung dieser Bruchzone ist im Graben von Ramsen zu suchen, die vom W-Ende des Schienerbergs gegen den Hegau zieht.

In ähnlicher Weise muss aus der Gegend von Thayngen gegen Andelfingen eine Verwerfung verlaufen (s. a. SCHUPPLI, 1952). In der Thur stehen unter der Eisenbahnbrücke Winterthur–Etzwilen Molassesandsteine an, die zur Hochzone Kohlfirst–Andelfingen gehören. E davon fehlen in der Thur und N davon Molassespuren.

Das thurgauische Thurtal unterhalb Eschikofen–Müllheim erscheint durch die jurassische Hauptaufschiebung vorgebildet. Wie die Verhältnisse in der Gegend von Raperswilen zeigen, sind für die Nordseite des Grabens südliches Schichtfallen und treppenartige Längsverwerfungen mitbeteiligt, die eine Zerrungszone bildeten, die der spätern Erosion den Weg wies. Im grossen und ganzen muss es sich um eine Art Grabenbruch mit Hauptverwerfung auf der Südseite handeln. Der Durchbruch von Weinfelden–Märstetten durch die Schwelle Wellenberg–Ottenberg ist durch die vom Verfasser 1951 beschriebene Nollenquerverwerfung (Nollen–Amlikon) ebenfalls tektonisch vorgezeichnet. Der E-Rand dieses Querbruchs deutet auf die Richtung der Seerücken-Querverwerfung von Mannenbach–Raperswilen.

Südlich der Ottenberg–Wellenberg-Schwellen erkennt man drei nachweisbare monoklinal bedingte Depressionszonen:

a) Matzingen–Bürglen–Sulgen–Romanshorn
b) Wängi–Wil–Bischofszell
c) Gossau–Tannenberg–Sitter

Die Synklinalen des Zürichsee- und Hörnligebietes gehören nicht zu diesen Bruchschollendepressionen.

Der Verwerfungsbetrag des Nollen-Südabbruchs ergibt nach den neuen Erkenntnissen (Stellung der Ophiolithgeröllschüttung und der Tuffe) eine Absenkung von rund 100 m. Ihre vom Verfasser 1951 postulierte tektonische Natur wird also mehr denn je erhärtet.

Der zentrale Teil des Hörnlifächers scheint starren Blockcharakter im Sinne einer SE–NW-gerichteten Hochzone zu besitzen. Nach Ansicht des Verfassers handelt es sich um eine kristalline Untergrundschwelle, die vom Ostende des Aarmassivs (Vättiser Fenster) zum Schwarzwald zieht. Auf dieser Hochzone zeigen die helvetischen Decken und die subalpine Molasse Kulminationen, und längs ihres NE-Randes brach der Bodenseegraben ein. Die auf Figur 3 dargestellten tektonischen Strukturen des Bodenseegrabens zeigen in der Tat eine Tendenz, die nur durch einen solchen Widerstand erklärt werden kann. Die in der Tiefe längs dieser Schwelle verlaufende Bruchzone ist die Fortsetzung der west–ost-alpinen Trennungslinie, auf der Vulkanismus, Verkieselungen, telemagmatische Gänge, inneralpine magmatische und telemagmatische Erscheinungen und massive Bruchbildungen auftreten. In diesem Zusammenhang sei auch auf die ähnlichen Gedanken von SCHUPPLI (1952) verwiesen.

Ähnliche Verhältnisse scheinen sich am W-Ende des Aarmassivs zu wiederholen: Strukturverlauf N–S von der Saane bis nach Solothurn, also auffallend symmetrisch zur Bodenseerichtung in bezug auf das vermutete Grundgebirgshoch zwischen dem Aarmassiv einerseits und den Massivblöcken Schwarzwald–Vogesen anderseits (siehe tektonische Karte bei SCHUPPLI, 1952).

Der Zürichsee erscheint als eine relativ schwache Paralleldepression zum Hörnli-Hoch (Fig. 3), das nur ein Teil des genannten Aarmassiv–Schwarzwald–Vogesen-Hochs ist. Beidseits dieser alten Hochzone haben sich schon im Oligozän und erst recht im Miozän Napf- und Hörnlischuttfächer entwickelt (NIGGLI, 1922). Im Gebiet dieses Hochs zeigt sich auch eine deutliche Mächtigkeitsabnahme der obern marinen Molasse, die nicht von den Schuttfächern abhängig ist (SCHUPPLI, 1952). Auch die geringe Mächtigkeit der Molasse im Raume von Zürich (1 bis 1,5 km nach Schweremessungen von GRETENER, 1954) deutet in dieselbe Richtung. Naturgemäss – bedingt durch die Druckrichtung – sind aber die tektonischen Erscheinungen auf der Westseite der Hochzone viel schwächer ausgeprägt als auf der Ostseite.

Die in Figur 3 dargestellten Bruchlinien zwischen Bodenseedepression und Hörnli–Schwarzwald-Schwelle sind der deutliche Ausdruck von zweiaxialen Scher- und Druckspannungen, die auf eine sehr stark E–W gerichtete Bewegung hindeuten. Sie entwickelten sich nach Ansicht des Verfassers als Anpressung der Molasse an die genannte Querschwelle und klingen in der eigentlichen Hochzone aus. Die sichelförmigen Bruchlinien, die vor allem den Thurgau beherrschen, erklären sich so in zwangloser Weise.

In genau gleicher Weise lassen sich auch verschiedene Erscheinungen des Bodensee-Rheintals im Gebiet der helvetischen Decken deuten. Die Anpressung an eine kristalline Schwelle äussert sich im SSE–NNW-Streichen der Alvierkette zwischen Sargans und Buchs und in den in genau gleicher Richtung verlaufenden Abbrüchen des östlichen Säntisgebirges ins Rheintal und der grossen Säntisquerverschiebung des Sax–Schwendi-Bruches.

V. Das Problem der Deckenschotter

In Figur 3 sind auch die Deckenschotter des dargestellten Gebietes miteingezeichnet worden. Sie umfassen den weitaus überwiegenden Teil der in der Schweiz überhaupt vorhandenen Deckenschotter. Die ausserhalb des auf Figur 3 dargestellten Gebietes noch vorkommenden Schotter liegen ausschliesslich auf dem Tafeljura zwischen Koblenz und Basel.

Es ist ausserordentlich auffällig, dass alle grossen Deckenschottervorkommen vor der vom Verfasser postulierten jurassischen Aufschiebungslinie, also auf der Fortsetzung des Tafeljura und auf diesem selbst, und damit auch in der Zone des ehemaligen Glimmersandstein-Seebeckens liegen. Dies ist ein evidenter Beweis dafür, dass auch nach der alpinen Schlussfaltung, vor allem aber während derselben, dort noch eine Senke vorhanden war, und indirekt auch dafür, dass die östliche Fortsetzung der Kettenjuraaufschiebung tatsächlich vorhanden ist.

Die wenigen Deckenschottervorkommen südlich dieser Linie sind Reste von einstigen Zufuhrwegen, die in auffallender Weise auf tektonischen Hochzonen liegen, vor allem noch weitgehend im Gebiet des molassischen Hörnlisystems.

Das zitierte Auftreten der Deckenschotter stützt die Ansicht des Verfassers, es handle sich bei den Deckenschottern um orogene Konglomeratschüttungen der pliozänen Schluss-Alpenfaltungs-Phase, die doch jedenfalls Material in grosser Menge geliefert haben muss. In diesem Sinne aufgefasst sind die Deckenschotter mindestens teilweise vergleichbar mit den alpintektonisch ausgelösten Molasse-Konglomerat-Schüttungen, etwa der Konglomeratstufe. Sie kamen – zur Deckenschotterzeit – in einer sehr unruhigen Phase zur Ablagerung, als die Erosion des Molassebeckens längs vorgezeichneter tektonischer Linien bereits stark eingesetzt hatte, die Bewegungen aber noch andauerten. Südlich der Juraaufschiebung konnte zu jener Zeit logischerweise keine Sedimentation einer „Deckenschotterplatte" stattfinden (Erosionsgebiet!).

Wirkliche Beweise für das diluviale Alter fehlen. Die vorhandenen, aber nicht gerade sehr repräsentativen Fossilbelege deuten mindestens ebenso stark auf Pliozän (Frei, 1912). Ebensowenig sind Beweise für wirklich glaziale Natur der Deckenschotter vorhanden. Für die Ablagerung der Deckenschotter ist zudem noch zu berücksichtigen, dass der Transportweg nach erfolgtem Zusammenschub der helvetischen und subalpinen Ketten wesentlich verkürzt, aber steiler wurde als jener der Molasseflüsse. Deshalb gelangte das Geröllmaterial so weit nach Norden, wobei der effektive Transportweg aber kürzer war als jener der weitesten Molasse–Nagelfluh-Schüttungen.

Auch die tiefliegenden älteren Talschotter, die älter sind als die effektiv glazialen Bildungen, passen gar nicht in die bisherige Ansicht von der Entstehung der Dekkenschotter. Solche Schotter finden sich im Klettgau (Frei, 1912), im Thurtal (Hüttwilen–Ittingen, Geiger, 1943) und über dem südlichen Bodensee (Roggwil–Steinach, Hofmann, 1951), und noch an weitern Lokalitäten.

Es ist natürlich möglich, dass es sich bei einem Teil solcher Schotter mit hoher oder tiefer Lage um jungdiluviale Bildungen handelt, abgelagert bei verschieden hohem Eisstand (Hofmann, 1951). Untersuchungen von Jayet (1949) haben für

einen Deckenschotter von Boppelsen auf der Südseite der Lägern solche Beweise geliefert.

Man wird jedenfalls die ganze Glazialstratigraphie, die auf der verschiedenen Höhenlage von Schottern und Moränen beruht und äusserst problematisch ist, auf eine vollkommen neue Basis stellen und sich vom Ende der Molassezeit und vom Diluvium und den Vergletscherungen ein realistischeres Bild machen müssen, als dies bisher der Fall war. Dazu sei vor allem auch auf die Arbeiten von JAYET (1947, 1949), PAVONI (1953) und des Verfassers (1951) verwiesen.

VI. Schlussbetrachtung

Die Detailaufnahmen des Verfassers am Seerücken und neue sediment-petrographische und lithologische Untersuchungen der Faziesverhältnisse der nordostschweizerischen OSM haben ergeben, dass die Glimmersande des NW-Bodenseegebietes in einem Seebecken abgelagert wurden, das einer Linie Lägern–Frauenfeld–Konstanz nördlich vorgelagert war. Es stand mit der Rinne der in Bayern nachgewiesenen Ost–West-Schüttung in Zusammenhang.

Die tektonischen Untersuchungen des Verfassers lassen den Schluss zu, dass die genannte Linie Lägern–Frauenfeld–Konstanz als östliche Fortsetzung der Kettenjuraaufschiebung auf den Tafeljura zu deuten ist. Sie stellt eine tektonische Hauptzerrungslinie mit vorwiegend E–W-Schub dar.

Auch die meisten Deckenschotter der Schweiz liegen nördlich der genannten Linie und damit im Gebiet des Tafeljuras und seiner E-Fortsetzung. Sie werden als pliozänes, alpines Geröllmaterial der alpinen Schlussfaltungsphase gedeutet.

Die Bodenseetektonik wird als Resultat desselben E–W-Schubes auf eine kristalline Hörnlischwelle zwischen Aarmassiv-Ostrand und Schwarzwald dargestellt. Entsprechende Phänomene zeigen sich auch im st.-gallischen Rheintal. Die vulkanischen Erscheinungen im weitesten Sinn treten längs dieser Anpressungs- und Zerrungszone auf.

Für den Nachweis der E-Fortsetzung der Juraaufschiebung dienen nicht nur die im Thurgau erkannten Strukturen der Bruchschollentektonik, sondern auch die Tatsache, dass diese Senke sich während der Molassesedimentation und nachher stets deutlich abzeichnete:

Graupensandrinne des Helvétien und Albsteinschwelle
Seebecken der Glimmersandsteine
Ost–West-Rinne in Bayern
Deckenschotter-Rinne

In diesem Sinne glaubt der Verfasser, dass die von GRETENER (1954) auf Grund von Schweremessungen interpretierte Verbindung der Lägern-Antiklinale mit derjenigen des Irchels nicht zu Recht besteht. Vielmehr handelt es sich bei der Irchelantiklinale um eine sekundäre Vorlandstruktur, die zum Tafeljura gehört, genau wie die gleichsinnig verlaufenden, vom Verfasser neu nachgewiesenen Strukturrichtungen in der übrigen Nordostschweiz. Die Irchelstruktur ist eine Anpassungserscheinung des durch den Ost–West-Schub gezerrten Vorlandes an die NE-

umbiegende Schwarzwaldmasse, der plötzliche E-Abbruch der Lägern-Antiklinale aber ergibt sich ohne weiteres aus der kristallinen Hörnli–Schwarzwald-Schwelle. Der Verfasser glaubt viel eher, dass die Jura-Aufschiebung und die mit ihr zusammenhängenden Sedimentationserscheinungen im Vorland in einer gewissen Beziehung zur vindelizischen Randschwelle steht, die von ROLL (1952) postuliert wird. Die gefundenen Schwerestrukturen gestatten natürlich ohne weiteres auch die vom Verfasser vertretene Interpretation.

Stratigraphische und tektonische Korrelationen der nordostschweizerischen Molasse sind durch das vom Verfasser nun auch am Seerücken nachgewiesene vulkanische Niveau und durch weitere Leithorizonte in noch weit stärkerem Masse möglich geworden.

Wichtigste Literatur

AMERICAN FOUNDRYMEN'S SOCIETY (1952): *Foundry Sand Handbook.* 6th Edition (Chicago).

BENDEL, L. (1923): *Geologie und Hydrologie des Irchels.* (Diss. ETH Zürich.)

BÖHNDEL, E. (1916): *Die obere Süsswassermolasse in der Umgebung des Untersees.* (Diss. Univ. Freiburg i. Br.)

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

BÜCHI, U., & HOFMANN, F. (1945): *Über das Vorkommen kohlig-kieseliger Schichten und verkieselter Baumstämme in der obern marinen Molasse von St. Gallen.* Eclogae geol. Helv., *38*/1.

– (1945): *Die obere marine Molasse zwischen Sitter–Urnäsch und dem Rheintal.* Eclogae geol. Helv., *38*/1.

– (1954): *Telemagmatische Gänge in der untern Kreide des Säntisgebirges.* Eclogae geol. Helv., *47*/2.

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

BÜLTMANN, W. (1949): *Auswertung der Siebanalysen von Form- und Kernsanden.* (Giesserei, Düsseldorf, 36. Jg., Sept. 1949.)

ERB, L. (1931): *Geologische Spezialkarte von Baden.* Erläuterungen zu Bl. Hilzingen. Bad. geol. Landesanst. (Freiburg i. Br.).

– (1934): *Geologische Spezialkarte von Baden.* Erläuterungen zu Bl. Überlingen u. Bl. Reichenau. Bad. geol. Landesanst. (Freiburg i. Br.).

– (1953): *Die geologischen und besonders strukturellen Verhältnisse des Raumes um den nordwestlichen Bodensee in geodätischer Blickrichtung.* Deutsche geodät. Komm., Arbeiten der Bodenseekonferenz, Geolog. Gutachten. München, Deutsches Geodät. Forschungsinst.

FREI, R. (1912): *Monographie des schweizerischen Deckenschotters.* Beitr. geol. K. Schweiz [NF], 37. Lfg.

FÜCHTBAUER, H. (1954): *Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse.* Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petr., *4*.

GEIGER, E. (1943): *Erläuterungen zu Blatt 16 (Pfyn–Märstetten–Frauenfeld–Bussnang)* d. geol. Atlas Schweiz.

GESSNER, H. (1931): *Die Schlämmanalyse.* (Akad. Verlagsges. Leipzig.)

GRETENER, P. (1954): *Schweremessungen nordwestlich von Zürich und ihre geologische Interpretation.* Eclogae geol. Helv., *47*/1.

HANTKE, R. (1953): *Gliederungsversuch der Oberen Süsswassermolasse im Gebiet der Hörnlischüttung.* Eclogae geol. Helv., *46*/1.

HANTKE, R. (1954): *Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger-Fundstelle Schrotzburg.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., *80*/2.

HOFMANN, F., GEIGER, TH., & SCHWARZACHER, W. (1949): *Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der ostschweizerischen Molasse.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt., *29*/1.

HOFMANN, F. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st.gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie.* Ber. Tätigk. st.gall. naturw. Ges., *74*.

– (1952): *Zur Stratigraphie und Tektonik des ostschweizerischen Mittellandes.* In: SCHUPPLI, H. M.: *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV*, 9/10. Beitr. Geol. K. Schweiz, Geot. Serie, *26*/4.

– (1953): *Die strukturellen Verhältnisse der Molasse im ostschweizerischen Bodenseegebiet (mit spezieller Berücksichtigung der möglichen Auswirkungen in geodätischer Hinsicht).* Deutsche geodät. Komm., Arbeiten der Bodenseekonferenz, Geolog. Gutachten. München, Deutsches Geodät. Forschungsinst.

JAYET, A. (1947): *Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la préhistorie et la paléontologie.* Eclogae geol. Helv., *40*/2.

– (1949): *Découverte d'une faunule malacologique de la fin du Pléistocène au contact de graviers günziens à Boppelsen (Canton de Zurich).* Eclogae geol. Helv., *42*/2.

JÖRG, E. (1951): *Über einige Beobachtungen in den Oehningerschichten am Höwenegg.* Mittbl. bad. geol. Landesanst., *75–77*.

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

LETSCH, E. (1899): *Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss.* Beitr. Geol. Schweiz Geot. Ser. 1.

v. MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-Gesteinen.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. *15*.

NIGGLI, P., & HÜBSCHER, J. (1922): *Bericht über die Exkursion der SGG in den Hegau undden Randen, vom 28. bis 31. 8. 1921.* Eclogae geol. Helv., *16*/5.

NIGGLI, P. (1951): *Gesteine und Minerallagerstätten*, II: *Die Sedimente.* (Birkhäuser, Basel.)

PAVONI, N. (1952): *Geologie der Fallätsche und die Bedeutung des limnischen Niveaus für die Zürcher Molasse.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *97*.

– (1953): *Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse.* Geographica Helv., *3*.

ROLL, A. (1952): *Der unmittelbare Nachweis des vindelizischen Rückens unter der süddeutschen Molasse.* Geol. Rdsch., *40*/2.

RUTTE, E. (1950): *Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet.* Ber. naturf. Ges., Freiburg i. Br., *40*.

– (1951): *Die Geologie der Oehninger Fundstätten.* Mittbl. bad. geol. Landesanst. (1950).

SAXER, F. (1942): *Quartäre Krustenbewegungen in der Gegend von St. Gallen.* Eclogae geol. Helv., *35*.

SCHMIDLE, W. (1931): *Die Geschichte der geologischen Erforschung des Bodensees.* Bad. geol. Abh., *3*/2.

SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): *Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse.* N. Jb. Min., Abh. *85*/2.

SCHUPPLI, H. M. (1952): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Beitr.* Geol. K. Schweiz, Geot. Ser., *26*/4.

SEEMANN, R. (1929): *Stratigraphische und allgemein geologische Probleme im Obermiozän Südwest-Deutschlands.* N. Jb. Min. etc., Beilageband *63*, B.

STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. Geol. K. Schweiz [NF], *52*.

– (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. SNG, *69*/1.

– (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas.* Eclogae geol. Helv., *44*/1.

SUTER, H. (1939): *Geologie von Zürich.* Führer durch Zürich und Umgebung, *3.*

– (1944): *Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein.* Eclogae geol. Helv., *37*/1.

TOBIEN, H. (1951): *Über die Grabungen in der Oberen Süsswassermolasse des Höwenegg (Hegau).* Mittbl. bad. geol. Landesanst. (1950).

GEOLOGISCHE KARTEN (neueren Datums):

Geologische Spezialkarte von Baden-1:25000. Blatt Hilzingen (Nr. 146) (L. ERB); *Blatt Überlingen (Nr. 148)* (L. ERB); *Blatt Reichenau (Nr. 161)* (L. ERB).

Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 56–59, Pfyn–Märstetten–Frauenfeld–Bussnang (E. GEIGER).

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 3, Zürich–Glarus. Schweiz. Geol. Komm. (P. CHRIST & W. NABHOLZ).

Manuskript eingegangen am 1. März 1955