

Geologischer Vergleich mit den Nachbargebieten

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **67 (1974)**

Heft 2

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Im höchsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt: hier zeigen zwei lithostratigraphische Abfolgen – Serie der «oberaquitane Mergelzone» und Formation des Bächer Sandsteins – ein nahezu identisches Schwermineral- und Karbonatspektrum. Diese 4. Hauptvergesellschaftung (Hörnli-Schüttung) ist durch hohe Calcit- und Dolomitwerte sowie reiche Epidotführung gekennzeichnet.

Tabelle 7. Sedimentpetrographische Mittelwerte (Angaben in Prozenten).

	C*	D	C/D	G	Z	A	E	R	T	S'	S	
<i>Sihl-Profil</i>	46	16	1,9	38	14	16	62	3	2	2	1	Hörnli-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt H)	41	19	1,2	34	21	14	58	3	3	1	–	Hörnli-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt G)	12	2,5	3,8	5	7	4	87	1	1	–	–	Napf-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt F)	10	1,5	5,6	30	23	12	62	1	1	–	–	Napf-Höhronen- Interferenz-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt E)	17	4	3,2	60	42	41	14	2	1	–	–	Höhronen-Napf- Interferenz-Schüttung
<i>Lorze-Profil</i>	11	3	2,6	68	47	44	1	5	4	–	–	Höhronen-Schüttung
<i>Tüfelstein-Profil</i>	14	4	2,5	58	46	44	–	5	5	–	–	Höhronen-Schüttung
<i>Finstersee-Alosen-Profil</i>	15	4	2,7	63	48	47	1	3	2	–	–	Höhronen-Schüttung
<i>Ägerisee-Profil</i>	39	7	4,5	76	51	26	–	7	5	10	–	Grindelegg-Schüttung
<i>Rossboden-Profil</i>	49	12	3,0	54	42	26	–	8	7	15	2	Grindelegg-Schüttung mit Rigi-Interferenzen
<i>Steinstoss-Profil</i>	45	12	3,5	61	44	21	–	7	3	22	3	Grindelegg-Schüttung mit Rigi- und Friherrenberg- Interferenzen
<i>Wisstannen-Profil</i>	46	13	2,5	69	43	17	–	8	7	19	6	Grindelegg-Schüttung mit Friherrenberg-Inter- ferenzen
<i>Ägerisee-Profil</i>	63	28	1,2	39	51	2	–	14	4	29	2	Rigi-Schüttung s.l.

4. GEOLOGISCHER VERGLEICH MIT DEN NACHBARGEBIETEN

Östliches Nachbargebiet

Bereits KAUFMANN (1860), HERBORDT (1907), FREI (1914), BAUMBERGER (1925), RENZ (1937), HABICHT (1945b), ECKARDT (1955) und PAVONI (1961) stellten Vergleiche zwischen unserem Arbeitsgebiet und der Etzel-Region an. Die Korrelationen basierten auf feldgeologischen Kriterien, was angesichts der schlechten Aufschlussverhältnisse zu gegensätzlichen Interpretationen führte. Ausserdem fehlte – vor allem in der Granitischen Molasse – eine zuverlässige Stratigraphie, ohne die eine tektonische Gliederung kaum stichhaltig begründet werden kann. Dennoch dienten die «Modelle» dieser Autoren als wertvolle Arbeitshypothesen, und manche Vorschläge lassen sich auch heute nicht ohne weiteres widerlegen.

Mit Hilfe der Sedimentpetrographie – von GASSER (1966, 1968), MATTER (1964) und VON SALIS (1967) im Entlebuch erfolgreich angewandt – erarbeitete MÜLLER (1971)

Kriterien für eine Gliederung der Subalpinen Molasse zwischen oberem Zürichsee und Einsiedeln. Damit versuchte er die tektonischen und sedimentpetrographischen Einheiten des Höhronen-Gebietes mit denjenigen seines Molassestreifens in Verbindung zu bringen, wobei ihm erst calcimetrische Analysen (SCHLANKE 1969) sowie vereinzelte Schwermineraldaten (VON MOOS 1936, KLEIBER 1937, HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, SCHLANKE, mündl. Mitt.) zur Verfügung standen.

Vergleich der wichtigsten Abschnitte.

Im Freienbach–Ruestelwald-Profil (MÜLLER 1971, S. 29, 46, 134) zeigen sich dieselben sedimentpetrographischen Abschnitte wie im Schindellegi-Profil. Von N nach S: Hörnli- und Napf-Schüttung, Interferenzabfolge der Napf- und Höhronen-Schüttung. Auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse kann die Mächtigkeit der einzelnen Abschnitte nicht festgestellt werden.

Das Etzel-Profil (MÜLLER 1971, S. 30, 32) schliesst unmittelbar an das Freienbach–Ruestelwald-Profil an. Die Etzel-Schichten werden als ausgepresstes, wurzelloses Relikt der Grindelegg-Schuppe aufgefasst. Hinsichtlich der paläogeographischen und stratigraphischen Stellung der beteiligten Schüttung werden zwei Möglichkeiten diskutiert (MÜLLER, S. 50):

- a) Die Grindelegg-Sequenz wurde vom Höhronen-Schuttfächer aufgebaut und liegt stratigraphisch an der Basis desselben. Die Etzel-Schichten sind etwas jünger, darüber folgen die granitischen Sandsteine vom Typus der Höhronen.
- b) Die Grindelegg- und Etzel-Sedimente stammen von einem südöstlichen Ast einer vorgranitischen Höhronen-Schüttung. Der Ablagerungsraum tritt heute – bedingt durch die Molasse-Dislokation – als tektonische Einheit zwischen Ägerisee und Linthebene zutage.

Die sedimentpetrographischen Resultate aus den «Typusgebieten» der Höhronen-Schüttung und der Grindelegg-Schuppe erlauben eine Stellungnahme zum Thema Etzel-Schichten/Grindelegg-Schuppe:

Zu a) Der Begriff der Höhronen-Schüttung ist einzuengen. Obwohl die Schichten der Höhronen-Schuppe nicht als alleinige Vertreter dieser Schüttung anzusehen sind, ist es sinnvoll, die sedimentpetrographischen Charakteristika der mächtigsten zusammenhängenden Abfolge (min. 1500 m) des Höhronen-Schuttfächers zu entnehmen. Die Höhronen-Schuppe zeichnet sich durch ein äusserst konstantes Schwermineral- und Karbonatspektrum aus (S. 259, 269). Dieses wurde in der schweizerischen und süddeutschen Vorlandmolasse stets als Höhronen-Schüttung definiert (HOFMANN 1960, 1968; FÜCHTBAUER 1964; BÜCHI et al. 1965). Das sedimentpetrographische Bild der Grindelegg-Schuppe ist deutlich verschieden von demjenigen der Höhronen-Abfolge (S. 283, 284). Trotz gewissen «Höhronen-Merkmalen» kann die grosse Ähnlichkeit zur Friherrenberg- und Rigi-Schüttung (Morgarten-Schuppe) nicht übersehen werden. Der unmittelbare Einfluss dieser Systeme konnte im Ostteil der Grindelegg-Schuppe (Rossboden-, Steinstoss-, Wisstannen-Profil) sedimentpetrographisch nachgewiesen werden (S. 280).

Zu b) Die paläogeographische Interpretation der Grindelegg-Sequenz als südöstlicher Ast der «vorgranitischen Höhronen-Schüttung» ist kaum mehr beizubehalten, denn die Existenz der Grindelegg-Abfolge lässt sich südlich und südwestlich der Höhronen nachweisen (HABICHT 1945, S. 122).

In unserem Untersuchungsgebiet kann die Grindelegg-Sequenz vom Ägerisee bis zur Biber verfolgt werden, wo sie unter der mächtigen Quartärbedeckung der Talung Rothenthurm–Biberbrugg verschwindet.

Nach HABICHT (1945) tritt der Nordrand der Grindelegg-Schuppe erst wieder bei Egg (1 km nördlich des Sihlsees) zutage, die südliche Begrenzung – Rigi- oder Haupt-Aufschiebung – lokalisiert er etwa 500 m nördlich Chatzenstrick in stark gestörten, violetten Mergeln (vermutlich Molasse Rouge) und an der Säge, 2 km nördlich Einsiedeln. MÜLLER verlegt diese Grenze weiter nach N unter die Quartärbedeckung von Altberg–Egg. Diese Verlegung wird mit den sedimentpetrographischen Ergebnissen aus dem Alptal-Profil (MÜLLER 1971, S. 41, 47, 138) gerechtfertigt, wonach die von HABICHT zur Grindelegg-Schuppe gestellten Schichten deutliche Friherrenberg-Merkmale aufweisen.

Wie bereits dargelegt wurde (S. 280), konnte in der Grindelegg-Schuppe unseres Untersuchungsgebietes von W nach E eine Zunahme der Friherrenberg-Interferenzen beobachtet werden. Es wäre möglich, dass dieser Trend gegen E anhält, d.h. der Grindelegg-Raum nordwestlich des Sihlsees würde ganz zum Einflussbereich einer – allerdings jüngeren – Friherrenberg-Schüttung gehören. Diese Interpretation liesse sich gut mit den sedimentpetrographischen Ergebnissen MÜLLERS aus dem Alptal in Einklang bringen.

Obschon das Alptal-Profil (vor allem die Proben K1–K10, MÜLLER 1971, S. 138, 139) sedimentpetrographisch Friherrenberg-Fazies aufweist, besteht kaum ein Anlass, dieses auch zur tektonischen Einheit des Friherrenberges zu stellen. Stattdessen lässt MÜLLER die Grindelegg-Schuppe am Ende des Sihlsees gegen NW abbiegen oder ganz auskeilen. Das ausgequetschte Grindelegg-Äquivalent würde heute als leicht S-fallende Etzel-Platte vorliegen.

Entgegen MÜLLERS Ansicht können die Etzel-Schichten aufgrund der sedimentpetrographischen Vergleiche (Tab. 8) nicht aus dem Grindelegg-Raum hergeleitet werden. Als herausgequetschte Grindelegg-Sequenz müsste der Etzel ähnliche Schwermineralkombinationen wie die Profile zwischen Ägerisee und Biber sowie des Alptals (K1–K10) aufweisen. Die Gegenüberstellung der Schwermineral-Mittelwerte vom Etzel-Gipfel (Proben G1–G5, MÜLLER 1971, S. 135) und dem östlichen Teil der Grindelegg-Schuppe (z.B. Wisstannen-Profil) zeigt die Diskrepanz zwischen den beiden Einheiten (Tab. 8).

Tabelle 8. Sedimentpetrographischer Vergleich zwischen Etzel, Grindelegg-Ost und Höhronen-Schuppe.

	G	A	Z	R	T	S'	S
<i>Etzel</i>	54%	37%	54%	7%	1%	0%	0,4%
<i>Grindelegg-Ost</i>	68%	17%	43%	8%	7%	19%	6 %
<i>Höhronen-Schuppe</i>	63%	47%	48%	3%	2%	0%	0 %

Auf Grund der sedimentpetrographischen Ähnlichkeit von Höhronen- und Etzel-Schichten darf angenommen werden, dass die beiden Einheiten dem gleichen Schuttfächer angehören. Schon RENZ (1936) gelangte durch lithologische Vergleiche zum selben Ergebnis.

Dass in der Etzel-Platte das östliche, *tektonische* Äquivalent der Höhronen-Schuppe vorliegt, wurde von PAVONI (1961) plausibel dargelegt.

Offen bleibt die Frage nach der stratigraphischen Stellung der Etzel-Sequenz in bezug auf die Höhronen-Abfolge. Grundsätzlich können folgende Lösungen in Betracht gezogen werden:

- a) Die Etzel-Platte repräsentiert die gesamte Abfolge der Höhronen-Schuppe. Damit hätte diese im östlichen Äquivalent eine Mächtigkeitsreduktion von 1500 m auf etwa 250 m erfahren. Die Entfernung zwischen Etzel und Höhronen müsste *vor* der Molasse-Dislokation bedeutend grösser gewesen sein als heute (rund 3,5 km). Ausserdem würde für den Etzelraum eine periphere Lage bezüglich des Schuttfächerzentrums resultieren.
- b) Die Etzel-Klippe repräsentiert nur einen Teil der Höhronen-Sequenz. Die Reduktion könnte bedingt sein durch Erosion oder tektonische Vorgänge. Erosion – vor oder nach der Dislokation – kann kaum als alleinige Ursache für die Mächtigkeits-Differenz zwischen Höhronen und Etzel angesehen werden. Plausiblere Erklärungen bieten die tektonischen Lösungen. Die Überschiebungsfläche könnte am Etzel stratigraphisch tiefer oder gleich hoch liegen wie am Höhronen. Für eine tiefere Lage scheinen die erhöhten Karbonatwerte der Etzel-Abfolge zu sprechen. In beiden Fällen müsste der höhere Teil des Etzels während der Dislokation zurückgeblieben sein und unter der Grindelegg-Schuppe liegen. Theoretisch denkbar wäre auch eine Abscherung der Etzel-Platte aus einem stratigraphisch höheren Niveau der ursprünglichen Etzel-Abfolge.

Im Lüsibach-, Mülibach- und Chessibach-Profil (MÜLLER, S. 33, 34, 135, 136) wurde eine Wechselfolge von epidothaltigen und epidotfreien Sequenzen beobachtet. Die einzelnen Abschnitte lassen sich im Streichen von einem Profil zum anderen verfolgen. Bedingt durch die gestaffelte Lage der Profile zeigen sich im Chessibach 1, im Mülibach 3 und im Lüsibach 2 Wechsel.

Entgegen MÜLLERS Interpretation dürfen diese Abfolgen nicht allein zur Höhronen-Schüttung gestellt werden, denn die epidothaltigen Sequenzen zeigen dasselbe Schwermineralbild wie die tiefsten Schichten des Schindellegi- (S. 284) und Freienbach-Ruestelwald-Profiles (MÜLLER, S. 29, 134). Sie sind daher zur Höhronen-Napf-Interferenzschüttung zu zählen. Nur die epidotfreien Abschnitte gehören zum Höhronen-Schuttfächer; dieser ist älter als die Interferenzschüttung. Die stratigraphisch geordnete Schwermineralabfolge (vgl. Bohrung Küsnacht, S. 294) wurde durch die Antiklinal- und Synklinalstrukturen – Steilzonen (MÜLLER, S. 118) – zerrissen. So finden sich heute in enggepressten Faltenkernen ältere, epidotfreie Sequenzen, während in Synklinalzonen epidothaltige Schichten zutage treten.

Die Bedeutung dieser Profile liegt darin, dass sie uns Einblick in eine Zone gewähren, die im W von der Etzel-Klippe, der Höhronen-Schuppe und mächtigen Quartär-Ablagerungen verdeckt wird. Auf Grund der Epidotführung wissen wir nun, dass der Einfluss der Napf-Schüttung in unserem Molassestreifen viel weiter nach S reichte, als bisher angenommen wurde. Verlängern wir – dem Streichen der tektonischen Elemente folgend – die südlichste Epidotsequenz des Mülibachs gegen W, so trifft sie im Raume von Bennau auf unser Untersuchungsgebiet. Dies bedeutet, dass die gesamte Höhronen-Schuppe und eventuell noch der nördliche Teil der Grindelegg-Schuppe über mehr oder weniger parautochthonen, d.h. gestauchten Sedimenten der Höhronen-Napf-Interferenzschüttung liegen.

Westliches Nachbargebiet

In früheren Arbeiten (KAUFMANN 1860, 1887; FREI 1914; BAUMBERGER 1925; KOPP 1934, 1937, 1962; RENZ 1937) wurde stets versucht, die Molassestrukturen zwischen Luzern und Zugersee bis ins Höhrnen-Gebiet zu verfolgen.

Die erste und nördlichste Antiklinale östlich von Luzern, die Würzenbach- oder Haupt-Antiklinale (A_1) (ALB. HEIM), trennt die Mittelländische von der Subalpinen Molasse. Ihr Nordschenkel wird von den aufgerichteten Sedimenten der OMM und einem schmalen Streifen feinkörniger Granitischer Sandsteine (USM) gebildet. Der Südschenkel besteht ausschliesslich aus Granitischer Molasse, in teils bereits gröberer Fazies. Südöstlich der Würzenbach-Antiklinale folgen die Allmendli-Synklinale, die Altstaad-Antiklinale, die Krämerstein-Synklinale und das Krämerstein-Gewölbe (= Utohorn-Antiklinale). Darüber folgt die Rigi-Aufschiebung.

Der Würzenbach-Antiklinale wird für den Vergleich von Luzerner und Höhrnen-Gebiet zentrale Bedeutung zugemessen. Nach KAUFMANN, KOPP, RENZ, KLEIBER und HABICHT hätte sich aus dem Würzenbach-Gewölbe eine nach N überkippte Antiklinale (Meierskappel-Zug) herausgebildet, die sich weiter östlich – dem stärkeren Druck aus S folgend – zur Höhrnen-Überschiebung entwickelt hätte. Dem ursprünglichen Nordschenkel entsprächen die NW-fallende Schindellegi-Abfolge sowie die aufgerichtete OMM, dem Südschenkel die Höhrnen-Schuppe. Dieser Deutung soll nun eine zweite gegenübergestellt werden.

Auf Grund von schwermineralogischen Untersuchungen im Entlebuch (GASSER, MATTER, FÜCHTBAUER) und an der Erdölbohrung Hünenberg (HOFMANN 1968) ist bekannt, dass die Granitische Molasse – wie im E – auch im Luzerner Raum zweigeteilt ist: unten apatit-, oben epidotreich.

Erste Resultate zwischen Luzern und Küssnacht am Rigi lassen vermuten, dass dieser Molassestreifen im wesentlichen aus Granitischen Sandsteinen der *Epidotfazies* aufgebaut ist (mündl. Mitt. B. Stürm). Entsprechende Kriterien konnten im epidotreichen Abschnitt zwischen Bächer Sandstein im N und der südlichsten Epidotsequenz des Mülibach-Profiles beobachtet werden. Die Schindellegi-Abfolge und ihre östliche Fortsetzung (Freienbach-Ruestelwald-Profil) bilden – als Südrand der aufgerichteten Mittelländischen Molasse – den Nordschenkel der Feusisberg-Antiklinale (Fig. 2), die als Äquivalent der Würzenbach-Antiklinale angesehen wird. Ihrem Südschenkel entsprechen die nördlichen Schichten der Lidwil-Synklinale. Diese könnte, auf Grund ihrer Stellung als «nördliche synklinale Zone» (HERBORDT 1907), mit der Allmendli-Synklinale verglichen werden. Bedingt durch den stärkeren Zusammenschub im E weist die Lidwil-Synklinale jedoch einen komplexeren Bau auf als ihr westliches Äquivalent. Wie bereits dargelegt wurde (S. 287), dürfte das Auftreten von apatitreichen Sequenzen in den Steilzonen mit der intensiven Faltung zusammenhängen.

Über den steilgestellten Strukturen liegt die Höhrnen-Etzel-Schuppe als tektonisch höheres Stockwerk.

Gegen die Auffassung von KAUFMANN, RENZ und KLEIBER, welche die Höhrnen-Überschiebung als baulich modifizierte Würzenbach-Antiklinale deuteten, sprechen folgende Gründe:

- a) In einer hypothetischen Schindellegi-Höhrnen-Antiklinale hätten der Nord- und Südschenkel praktisch im selben Sedimentationsraum gelegen, d.h. beide

Bauteile müssten ungefähr dieselben Schwermineralkombinationen aufweisen. Wie bereits mehrfach dargelegt, fehlen auf der Höhrnen-Schuppe die epidotreichen Äquivalente der Schindellegi-Abfolge. Sie müssten folglich vor Platznahme der Grindelegg-Schuppe vom «Höhrnen-Südschenkel» durch Erosion entfernt worden sein. Angesichts der sichtbaren Mächtigkeit der Schindellegi-Abfolge von 900 bis 1000 m dürfte diese Lösung kaum den Tatsachen entsprechen.

- b) Glaubwürdiger ist die Annahme, dass die Würzenbach-Antiklinale der Feusisberg-Antiklinale entspricht, deren Nord- und Südschenkel identische Schwermineralspektren aufweisen und somit in den gleichen Sedimentationsraum zu stellen sind.

Auf der Höhrnen-Schuppe wurden wahrscheinlich nie epidotreiche Schichten in nennenswertem Umfang abgelagert. Sie lag ursprünglich ausserhalb des Einflussbereichs von Napf- und Hörnli-Schüttung. Die Distanz zwischen den paläogeographisch südlichsten Napf-Sedimenten und der autochthonen Schindellegi-Abfolge entspricht dem minimalen Überschiebungsbetrag der Höhrnen-Schuppe. Über die Lage der südlichen Napf-Grenze können wir nur Vermutungen anstellen: Im Profil Küsnacht weist die Schindellegi-Abfolge eine Mächtigkeit von 1025 m auf, bei Schindellegi selbst sind 970 m sichtbar (vgl. Fig. 25). Die Gesamtmächtigkeit wird auf 1200–1300 m geschätzt⁸⁾. Die Trogachse der Epidot-Schüttung müsste folglich bei Schindellegi oder noch etwas weiter südlich liegen (Fig. 23). Unter Annahme eines asymmetrisch ausgebildeten Molassetroges, dessen Südabhang mit durchschnittlich 5° zur Trogachse hin einfällt, käme der paläogeographische Südrand der Napf-Schüttung (= Nordrand der Höhrnen-Schuppe) etwa auf die Linie Hochybrig–Brunnen, bei einem Fallwinkel von 10° auf die Linie Unteriberg–Hochstuckli zu liegen (Fig. 23).

- c) Belassen wir aber die Höhrnen-Schuppe trotzdem in paläogeographisch enger Nachbarschaft zur Schindellegi-Abfolge, so hätte sich der Sedimentationsraum der Höhrnen nur durch Höherlagerung (= frühzeitiges Ausscheren oder Hebung der Schuppe) von den epidotreichen Sedimenten freihalten können.

Dem kann entgegengehalten werden, dass diese tektonische Aktivität frühestens nach Ende der Höhrnen-Schüttung hätte stattfinden können, d.h. sie wäre zeitgleich mit der Sedimentation des unteren Teils der Schindellegi-Abfolge. Letztere müsste, auf Grund ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zum Höhrnen-Raum, synsedimentäre Verstellungen aufweisen, was weder im Schindellegi-Profil noch in der Feusisberg-Antiklinale beobachtet wurde (vgl. auch RENZ 1937, S. 197).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die sedimentpetrographischen Gegebenheiten aus dem Raume Schindellegi–Feusisberg mit denjenigen östlich von Luzern korreliert werden können. Die nördlichen Molassestrukturen streichen vom oberen Zürichsee her unter die Höhrnen–Etzel-Schuppe und treten an deren Westende wieder zutage. Dieses liegt zwischen Zugersee und Lorzetobel (Unterägeri). Bedingt durch die ausgedehnte Quartärbedeckung des Zugerberges, lassen sich –

⁸⁾ Nach HABICHT (1945), SCHLANKE (1969) und MÜLLER (1971) schneidet die Feusisberg-Antiklinale das Sihlbett etwa 400 m oberhalb Schindellegi. Damit ergäbe sich für den Nordschenkel ein Zuwachs von 200 bis 300 m.

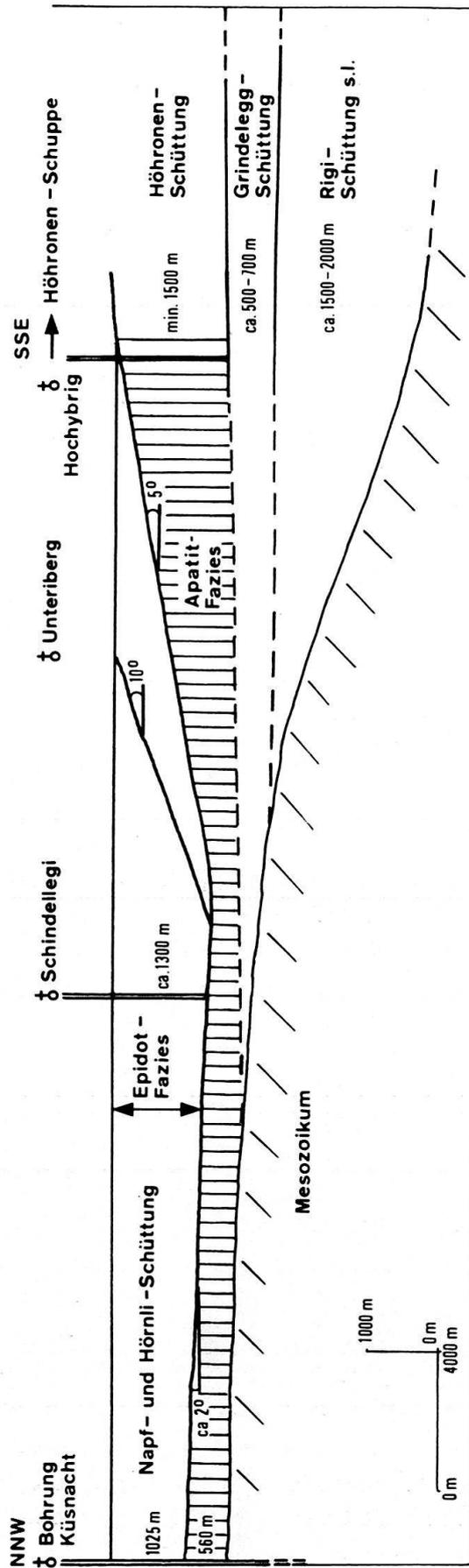


Fig. 23. Schematisches Querprofil durch das Molassebecken, Wende USM-OMM.

ohne genaue sedimentpetrographische Kenntnisse über die West-Ausdehnung der Höhrnen-Schuppe – nur vage Vermutungen anstellen. Dem Zugersee-Profil, welches durch A. Rissi bearbeitet wird, kommt deshalb grösste Bedeutung zu.

5. KORRELATION DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES MIT DER MITTELLÄNDISCHEN MOLASSE DER NORDSCHWEIZ UND SÜDDEUTSCHLANDS

Die USM wird in Süddeutschland durch die Formation der oberen Cyrenen-Schichten (Westtransgression der Paratethys) in einen unteren (USM I) und einen oberen (USM II) Abschnitt unterteilt (u.a. GRIMM 1957, 1965; FÜCHTBAUER 1958, 1964).

Eine detaillierte sedimentpetrographische Gliederung der USM erfolgte durch GRIMM (1957) an mehreren süddeutschen Erdölbohrungen. Die einzelnen Abschnitte enthalten spezifische Schwermineralassoziationen, welche über den Bereich der Bohrungen hinaus Bedeutung haben und eine Zuordnung der Sedimente zu den Schutt-fächerzentren ermöglichen.

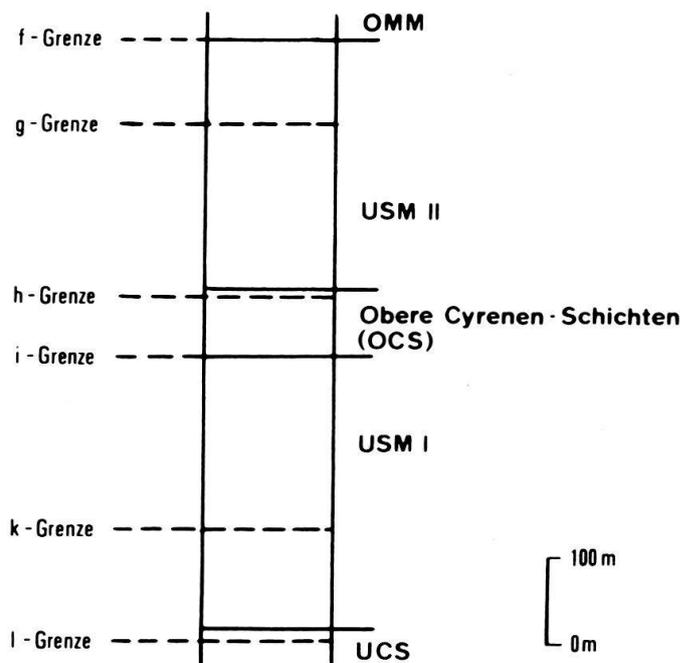


Fig. 24. Lithofaziale Gliederung der USM Süddeutschlands, nach FÜCHTBAUER (1958, 1964) und GRIMM (1957, 1965).

Der unterste, mergel- und tonreiche Abschnitt der USM I zeichnet sich durch hohen Staurolith-, Spinell- und geringen Apatitgehalt aus. FÜCHTBAUER (1964, S. 230) bezieht diese Sedimente aus den radialen Schüttungen Nesselburg und Hochgrat, ebenso GRIMM (1965, S. 92), der zudem die Möglichkeit einer Beteiligung westlicher Schüttungen offenlässt. Als potentielle Materiallieferanten konnten die Speer- und Rigi-Schüttung, vor allem aber die Friherrenberg-Schüttung (hoher Spinellgehalt), gedient haben. Ein allfälliger Osttransport dieser Sedimente müsste nahe dem damaligen Alpenrand entlang erfolgt sein, da in den mittelländischen Bohrungen –