

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band: 32 (1981-1985)

Artikel: Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung : Erläuterungen zu den Baugrundkarten
Autor: Hauber, L. / Schindler, Conrad / Ammann-Moser, Brigitta
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-584846>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 07.02.2026

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

**Geologisch-geotechnische Verhältnisse
in Schaffhausen und Umgebung**
(Erläuterungen zu den Baugrundkarten)

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	Seite
1. Vorwort	7
1. 1 Einleitung	7
1. 2 Allgemeine Bemerkungen zu den Baugrundkarten	9
2. Schichtfolge im Fels	11
2. 1 Unterer Malm	11
2. 2 Mittlerer Malm	12
2. 3 Oberer Malm	13
2. 4 Obergrenze und Verkarstung des Malm	15
2. 5 Bohnerzbildungen	16
2. 6 Ablagerungen an der Basis der Molasse	18
2. 7 Untere Süßwassermolasse (USM)	19
2. 8 Obere Meeresmolasse, Obere Süßwassermolasse (OMM, USM)	21
3. Tektonik	21
3. 1 Schichtstellung	22
3. 2 Brüche, Klüfte	23
4. Lockergesteine	27
4. 1 Deckenschotter	27
4. 2 Erosionsphase nach der Ablagerung der jüngeren Deckenschotter	29
4. 3 Erosion der Rinne Schaffhausen – Rheinau (Rheinfallrinne)	33
4. 4 Früher Gletschervorstoß der Risseiszeit, Rückzug	34
4. 5 Risseiszeitliche Schotter	37
4. 5.1 Ablagerungen unterhalb Kote 390 m	37
4. 5.2 Ablagerungen zwischen Kote 390 m und 460 m	38
4. 5.3 Ablagerungen oberhalb Kote 460 m	39
4. 5.4 Deutungsversuch	41
4. 6 Hauptvorstoß der Risseiszeit, Vorgänge gegen Ende dieser Eiszeit	42
4. 6.1 Hauptvorstoß	42
4. 6.2 Spätriss im obersten Klettgau: Sedimentation	42
4. 6.3 Spätriss im obersten Klettgau: Erosion	43
4. 6.4 Rissmoränen im Gebiet von Flurlingen	45
4. 7 Erosionsphase, interglaziale bis interstadiale Bildungen	50
4. 7.1 Kalktuffe von Flurlingen	50
4. 7.2 Interglazialer bis interstadialer Hangschutt	51
4. 7.3 Interglaziale bis interstadiale Schotter	52
4. 7.4 Eintalung vor der Bildung des Stausees von Schaffhausen	53
4. 7.5 Versuch einer regionalen Verbindung	54
4. 8 Der würmeiszeitliche See von Schaffhausen	56
4. 8.1 Typische Seebodenablagerungen	56
4. 8.2 Randfacies	57
4. 8.2.1 Südlichster Teil des Flurlinger Hanges	57
4. 8.2.2 Südlicher Teil von Neuhausen	59

4. 8.2.3 Randgebiete im E: Rheinalde, Bohrungen Esenloh und Tüftal	60
4. 8.3 Versuch einer Deutung (Blatt 2, Kärtchen 3)	60
4. 8.4 Der Polleninhalt der Seebodenablagerungen (von B. AMMANN-MOSER)	64
4. 8.4.1 Einleitung Methoden und Dank	64
4. 8.4.2 Ergebnisse und Diskussion	64
4. 9 Gletschervorstoss und Kiesschüttung kurz vor dem Würm-Maximum	66
4.10 Maximalvorstoss der Würmeiszeit	69
4.10.1 Moränen	69
4.10.2 Ablagerungen nahe dem Gletscherrand	71
4.10.2.1 Flurlinger Hang	71
4.10.2.2 Kiesvorkommen bei Hofstetten im W von Neuhausen	72
4.10.2.3 Moränenriegel in den Randentälern	72
4.10.2.4 Stauablagerungen in den Randentälern	72
4.10.3 Verlauf des Eisrandes, Entwässerungssysteme	73
4.10.3.1 Rechte Flanke der Singener Zunge	73
4.10.3.2 Thurlappen	75
4.10.3.3 Südrand der Steiner Zunge	75
4.11 Entwässerung durch die Enge, oberstes Klettgau	76
4.11.1 Verhältnisse in der Schlucht der Enge	76
4.11.2 Oberstes Klettgau	77
4.12 Weiche Schuttdecke in Gebieten ausserhalb des Würm-Maximums	79
4.13 Rückzugsphasen nahe dem Maximalstand, Terrassenbildung . .	81
4.13.1 Extremstand mit Entwässerung ins Klettgau («Breiteterrasse»)	82
4.13.2 Stand im Bereich des Herblingertals mit Entwässerung ins Wangental («Stockar-Terrasse»)	83
4.13.3 Eisstände im Bereich Langwiesen – Feuerthalen bzw. im NE von Herblingen zugehörige Terrassen («Munot-Terrasse»)	84
4.13.3.1 Singener Zunge	84
4.13.3.2 Steiner Zunge	85
4.13.3.3 Vorfeld der Gletscher	86
4.13.4 Diessenhofer Stand («Fulach-Terrasse»)	86
4.14 Versuch einer weiträumigeren Übersicht im Würm	87
4.14.1 Problematik der Hilfsmittel	87
4.14.2 Abfolge der Würmablagerungen bei Schaffhausen	89
4.14.2.1 Schotterablagerung vor der Seebildung	89
4.14.2.2 Zeit des Sees von Schaffhausen	89
4.14.2.3 Maximalstand bis und mit Stand im Herblinger Tal («Stockar-Terrasse»)	89
4.14.2.4 Gletscherstände im Bereich Langwiesen- Feuerthalen («Munot-Terrasse»)	90

4.14.2.5 Diessenhofener Stände	91
4.13.3 Zeitliche Einordnung innerhalb der Würmeiszeit	92
4.15 Spät- und Postglazial	93
4.15.1 Rheinfall und Felsriegel bei Schaffhausen	93
4.15.2 Spät- und postglaziale Lockergesteine	95
4.15.2.1 Junger Hangschutt	95
4.15.2.2 Gehängelehm	96
4.15.2.3 Bachablagerungen	96
4.15.2.4 See- und Sumpfablagerungen	97
4.15.3 Sackungen, Rutschungen, Kriechgebiete	97
4.15.3.1 Sackungsbewegungen	97
4.15.3.2 Junge Rutschungen	98
5. Grundwasserverhältnisse	101
5. 1 Klimatische Verhältnisse	101
5. 2 Durchlässigkeit	101
5. 2.1 Fels	101
5. 2.2 Lockergesteine	103
5. 3 Grundwasserverhältnisse nordwestlich der Linie oberstes Klettgau–Schweizersbild–Schloss Herblingen	103
5. 3.1 Durachtal–Mühletal	104
5. 3.2 Freudental und Hemmentaler Tal, Eschheimertal	105
5. 3.3 Felsquellen	106
5. 3.4 Gedanken über Zusammenhänge	106
5. 4 Grundwasserverhältnisse im Bereich der grossen Schottervorkommen	107
5. 4.1 Grundwasservorkommen über den Hauptgrundwasserleiter	107
5. 4.1.1 Über Seebodenlehmen	107
5. 4.1.2 Wasservorkommen über moränenartigen Einschaltungen	108
5. 4.1.3 Wasseraustritte aus oder über dem Fels	109
5. 4.2 Hauptgrundwasserleiter in Schaffhausen und anschliessend östlich	109
5. 4.3 Rheinfallrinne	111
5. 4.4 Oberstes Klettgau	112
5. 5 Grundwasserverhältnisse am Kohlfirst	114

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 30. Januar 1985 stimmte die Schweizerische Geotechnische Kommission dem Druck der Erläuterungen zu den Baugrundkarten von Schaffhausen zu. Die beiden Karten selbst sind schon 1982 erschienen. Aus den zugehörigen Erläuterungen ist eine Beschreibung der geologischen und geotechnischen Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung geworden.

Diese Arbeit veranschaulicht in eindrücklicher Weise, wie durch das systematische Zusammentragen und Auswerten von geotechnischen Daten (Sondierbohrungen, Baugruben-Aufschlüsse etc.) grundlegende Erkenntnisse über die geologische Entwicklung eines bestimmten Gebietes gewonnen werden können. In Schaffhausen gilt dies besonders für die quartäre Durchtalung mit ihren Schotterbildungen, Moränen und Seeablagerungen. Auf der anderen Seite profitieren aber auch Ingenieurgeologie und Hydrogeologie von einer sorgfältigen geologischen Synthese, weil sich dadurch Prognosen und Befunde auf ihre Wahrscheinlichkeit und Interpretaten überprüfen lassen.

Die Schweizerische Geotechnische Kommission freut sich, diese Arbeit ihres Präsidenten veröffentlichen zu können. Sie ist zudem eine weitere Arbeit in den «Kleineren Mitteilungen» der «Beiträge zur Geologie der Schweiz», welche das Thema «Baugrund» aufnimmt. An den Baugrund werden heute immer höhere Ansprüche gestellt; dazu ist er von der Natur vorgegebenes, nicht vermehrbares Gut. Möge diese Arbeit deshalb anregen, mit dem Baugrund sorgfältig umzugehen.

Der Vizepräsident
der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission
L. Hauber

Zürich, Juni 1985

Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung

(Erläuterungen zu den Baugrundkarten)

von Conrad SCHINDLER

mit einem palynologischen Beitrag
von Brigitta AMMANN-MOSER

Zusammenfassung

Es wurde versucht, die ausserordentlich vielfältigen Angaben über Schaffhausen und Umgebung zusammenzufassen, dies aufgrund von Literatur, unpublizierten Berichten und Sondierungen und ergänzt durch eine Detailkartierung. Es erwies sich, dass im Gegensatz zur einfachen Situation beim Fels im Quartär ausserordentlich komplexe Verhältnisse vorliegen, welche aber unmittelbaren Einfluss auf bautechnische und hydrogeologische Probleme haben können.

Beim *Fels* wurde auf die faziell bedingte Untergliederung des oberen Malm hingewiesen. Seine Obergrenze ist uneben und wird lokal von Basisbildungen überdeckt. Die Untere Süsswassermolasse enthält mächtige, mit Sandstein gefüllte ehemalige Flussrinnen und ist nur sehr schwach zementiert. Neben jungen, zur Hauptsache NW-SE streichenden Störungen findet sich ein N-S verlaufendes System, welches in der Anlage alt zu sein scheint und in der Molasse nicht mehr festgestellt werden kann. Auch sind seine Fugen z. T. mit Bohnerzton gefüllt. Allgemein scheinen die meisten Klüfte sowie die Karsthohlräume in den obersten ca. 50 m des Malm derart versiegelt zu sein, dass diese Kalke nahezu dicht wirken, was hydrogeologisch von grosser Bedeutung ist.

Die *Durchtalung* des Gebiets zeigt eine wechselvolle Geschichte, wobei glückliche Zufälle teilweise eine Datierung und eine Bestimmung der Höhenlage der ehemaligen Talsohle erlauben. Dies dürfte deswegen besonders interessant sein, weil ein bedeutendes Einzugsgebiet sich durch den Engpass zwischen Randen und Kohlfirst entwässern muss. Es gibt allerdings Hinweise dafür, dass bis in die Würmeiszeit hinein das Thurnsystem einen Teil des heutigen Einzugsgebiets des Rheins erfasste, was die bei Schaffhausen durchfliessende Wassermenge stark herabsetzen würde.

Die alten Haupttäler zielen grob gesagt nach Westen, während sich im Randen eine radiale, gegen Schaffhausen gerichtete Entwässerung ausbildete. Dreimal allerdings – zu Beginn und zu Ende des «Riss 2» sowie beim Hauptvorstoss des Würm – staute Eis diese Seitentäler ab, wodurch der Hauptfluss gegen den Randen abgedrängt wurde und dort ein temporäres, tangential verlaufendes, verwinkeltes Talsystem entstand.

Die Entstehung der *Rheinfallrinne* wird in die Risseiszeit gelegt, wobei der erste frühe, das Gebiet von Schaffhausen erreichende Gletschervorstoss auslösend wirkte, während die Erosion im nachfolgenden Interstadial voll einzetzte. Die Schüttung der mächtigen Riss-Schotter erfolgte zu Beginn des Hauptvorstosses, vermutlich bald nach der Periode der Klimaverbesserung.

Während dem Maximalvorstoss der Würmeiszeit sperrte der Thurlappen längere Zeit das Rheintal unterhalb Neuhausen, weshalb ein *See* gestaut wurde. Dessen Sedimente überdecken das frühere Relief samt den höchsten, oft humushaltigen Schichten. Diese wiederum können mit den fossilführenden *Kalktuffen von Flurlingen* verbunden werden, welche im Riss-Würm-Interglazial gebildet wurden. Die Bildung des humusführenden Schutts dürfte sich aber in die Würmeiszeit fortgesetzt haben.

Trotzdem, dank den Seeablagerungen, die vorher existierenden Talungen bei Schaffhausen sehr gut bekannt sind, ergeben sich Probleme bei der Verbindung mit dem Rafzerfeld. Sie können einerseits dadurch gelöst werden, dass während dem Gletschervorstoss zum Maximalstand Vorstoss-Schotter gebildet wurden. Zudem müsste aber auch angenommen werden, der Rhein habe als Nebenfluss gewirkt, sein Bett hätte also ein relativ starkes Gefälle aufgewiesen.

Der würmeiszeitliche See von Schaffhausen entwässerte sich durch die Enge ins *oberste Klettgau*, doch konnten dort die Niederterrassenschotter erst nach seiner Auffüllung durch Eis, also im Extremstand, geschüttet werden. Dieser scheint nur kurze Zeit gedauert zu haben.

Die *Abfolge der Lockergesteine* konnte dank vieler Sondierungen recht gut abgeklärt werden, erwies sich aber als unerwartet komplex. Auf der beigelegten Tabelle werden die wichtigsten Vorgänge zusammengefasst, wobei auffällt, dass die relative Abfolge der Ereignisse meist gut zu belegen ist, während die Bestimmung des absoluten Alters oft auf Schwierigkeiten stösst. Dies gilt etwa für den Maximalvorstoss der Würmeiszeit oder für die Untergliederung der Risseiszeit. Einzelne Episoden, wie das Maximalstadium der Würmeiszeit, haben detaillierte Spuren hinterlassen. Sehr viel längere Perioden dagegen sind nicht mehr anhand von Sedimenten zu rekonstruieren. Es handelt sich bei unseren Resultaten also um das Produkt von lokalen Episoden und Zufällen, welche aber in den viel grösseren, unendlich komplexen Rahmen der Geschichte unseres Quartärs einzugliedern sind. Um den gesamten, weiträumigen Ablauf auch nur annähernd zu erfassen, wird es unumgänglich sein, sich nicht nur auf Oberflächenaufschlüsse und die Morphologie zu stützen, sondern mit Hilfe von Sondierungen an möglichst vielen Orten das Profil zu studieren. Die mühsamen und sehr zeitraubenden Untersuchungen im Raum von Schaffhausen sollen dazu einen Baustein liefern.

Der komplexe Aufbau der Lockergesteine, die Abfolge von Talsystemen und die Verkarstung der Kalke wirken sich vereint auf die *Wasserverhältnisse* aus. Dementsprechend findet sich denn auch neben den grossen, bekannten Grundwasservorkommen eine grosse Zahl von wirtschaftlich meist unbedeutenden Wasserleitern, welche für bautechnische Belange, aber auch bei Grundwasserverschmutzung etc. durchaus von Bedeutung sein können.

1. Vorwort

1.1 Einleitung

Die Entwicklung von Schaffhausen ist eng mit der Morphologie verknüpft, liegt die Stadt doch am Kreuzungspunkt verschiedener Handelswege und zwang der Rheinfall die Schiffsleute zum Ausladen ihrer Güter für den Landtransport. Verlockend war aber auch das reiche Angebot an Bausteinen und Rohstoffen wie etwas das Bohnerz. Die ungewöhnliche Häufung von oft nur sehr kleinen Steinbrüchen oder anderen Ausbeutungsstellen zeugt von ehemals intensiver Nutzung. Wissenschaftliches Interesse erweckten aber auch das gewaltige Schauspiel des Rheinfalls, die Fossilien im Kalktuff von Flurlingen oder die jungpaläolithischen Funde aus Schweizersbild und Kesslerloch.

Es erstaunt angesichts dieser Voraussetzungen nicht, dass eine grosse Zahl von Publikationen über Landschaftsgeschichte, Geologie, Rohstoffe und Wasserverhältnisse in diesem überaus abwechslungsreichen und kleinräumig gegliederten Gebiet entstanden ist. Unter den vielen Namen seien etwa J. Meister, F. Schalch, Alb. Heim, J. Hug, J. Hübscher, W. Guyan, A. Schreiner und F. Hofmann hervorgehoben (siehe Literaturverzeichnis). Aussergewöhnlich ist aber auch das Angebot an geologischen Karten aus älterer und neuerer Zeit. So deckt der geologische Atlas der Schweiz 1:25 000 unser Gebiet mit den Blättern Diessenhofen (HÜBSCHER 1961) und Neunkirch (HOFMANN 1981) ab.

Was soll unter diesen Voraussetzungen eine neue Darstellung im Massstab 1:10 000? Es handelt sich nicht um den Versuch einer Verbesserung der vorzüglichen vorhandenen Karten, sondern um ein Werk mit anderer Zielsetzung und Darstellungsart – um eine detaillierte geotechnische Karte. Dabei wirkt der international verwendete Name «Baugrundkarte» zu eng, denn diese Darstellungen sind auch für Probleme der Wasserversorgung, des Umweltschutzes und vieles andere verwendbar. Wesentlich ist, dass im Gegensatz zu geologischen Karten nicht nur die Oberfläche kartiert ist, sondern dass versucht wird, die Entwicklung in die Tiefe und den Verlauf einiger Bezugshorizonte darzustellen, was grosse Probleme aufwirft. Die ungemein komplexe, wechselhafte Abfolge, insbesondere der Tal-

geschichte und der Ablagerung von Lockergesteinen, machte dieses Unterfangen reizvoll, aber auch sehr schwierig, wobei zweifellos nicht alle Probleme gelöst werden konnten. Dafür sind die Unterlagen zu unvollständig und zu heterogen.

Neben allen verfügbaren Publikationen und Karten stützte ich mich auf eine eigene Kartierung auf Grundbuchplänen im Massstab 1:5000, zudem aber auch auf eine grosse Zahl unpublizierter Gutachten, wobei insbesondere Sondierungen aller Art und Grundwasserspiegelbeobachtungen von grossem Wert waren. Auf den Karten dargestellt und ausgewertet sind rund 700 Bohrungen und Baggerschlitte. Neben vielen eigenen Aufnahmen konnte ich mich auf das reichhaltige Unterlagenmaterial von A. von Moos stützen, welcher die Entstehung der Baugrundkarten tatkräftig unterstützte. Weitere Unterlagen verdanke ich F. Hofmann und H. Jäckli, während R. Fechtig Auskünfte und Photos über die Baugeschichte des Kraftwerkes Schaffhausen gab. Gutachten und topographische Karten vermittelten mir auch B. Kuhn vom Tiefbauamt des Kantons Zürich, sowie die Tiefbauämter von Stadt und Kanton Schaffhausen, wofür bestens gedankt sei. Diskussionen verbinden mich zudem mit A. Schreiner, F. Hofmann und M. Freimoser. Den Anstoss zur Erstellung der Karten gab der damalige Kantonsingenieur K. Suter, welcher ebenso wie sein Nachfolger E. Stössel und Stadt ingenieur K. Meier das entstehende Werk förderten und finanziell ermöglichten. Die zeitraubende Sammeltätigkeit, die Zeichnerarbeiten und die Vorbereitung zum Druck wurden von Stadt und Kanton Schaffhausen sowie von der Gemeinde Neuhausen getragen. Besonderer Dank gebührt aber auch der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, welche die Druckkosten übernahm, handelt es sich doch hier nach der Baugrundkarte Baden (SCHINDLER 1977) um die Weiterentwicklung des Prototyps einer detaillierten geotechnischen Karte. Baugrundkarten sind zwar schon verschiedentlich im Ausland, in Ansätzen auch schon in der Schweiz, erstellt worden (SCHINDLER 1976), doch kann eine z. B. für Norddeutschland geeignete Darstellung nicht für unsere ungemein komplexen Verhältnisse übernommen werden. Es wurde zudem versucht, ein gegenüber geologischen Karten viel kostengünstigeres Druckverfahren anzuwenden. Die Druckkosten für den vorliegenden Text hat grösstenteils in

verdankenswerter Weise die Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen übernommen.

Das mit vielseitiger Unterstützung entstandene Werk erwies sich als unerwartet zeitraubend und langwierig. Trotzdem mussten einige Fragen offen bleiben, sei dies aus Mangel an Sondierungen, sei dies wegen der summarischen Aufnahme älterer Bohrungen. Besonders schwer zu deuten sind auch die tiefen, für Grundwasseruntersuchungen ausgeführten Spülbohrungen – dies insbesondere innerhalb der Lockergesteine.

F. Hofmann und M. Freimoser sei schliesslich für die kritische Durchsicht des Manuskripts gedankt.

1.2 Allgemeine Bemerkungen zu den Baugrundkarten

Angestrebt wird eine Gesamtschau der räumlichen Entwicklung verschiedener geologischer Grenzen, was seinerseits einen Schlüssel für ingenieurgeologische und hydrogeologische Zusammenhänge liefern kann.

Blatt 1:

Der Vergleich mit den geologischen Karten 1:25 000 von J. Hübscher und F. Hofmann zeigt in gut erbohrten Gebieten grosse Differenzen in der Darstellung, während in Bereichen ohne Sondierungen (z. B. Kohlfirst) einzig die neue Detailkartierung das Bild prägt. Hier fehlen Auskünfte über den tiefen Untergrund.

Allgemein gilt für Blatt 1:

- Die schwarzen Höhenkurven entsprechen der natürlichen Oberfläche; die Auffüllung wurde also nicht dargestellt (siehe z. B. Bahnhofgebiet Schaffhausen oder Erosionsrinnen im SW von Neuhausen). Ausnahme: Aufgefüllte Kiesgruben oder Steinbrüche.
- Wo massiver, künstlicher Abtrag erfolgte, erscheint die heutige Oberfläche in schwarz, die ursprüngliche (sofern bekannt) in rot (z. B. Industriegebiet im S von Herblingen, Einschnitt der N4 im NW von Uhwiesen).
- Von den schwarzen Höhenkurven ausgehend wurden die bis in 4 m Tiefe aufgefundenen geologischen Schichten dargestellt. Falls zwei Bodenarten vertreten sind erscheint eine horizontale Streifung (4 m liegt im Bereich der meisten Baugruben und Baggertschlitzte).

- Die Klassifikation von Fels und Lockergestein erfolgt primär geotechnisch, erst in zweiter Linie nach Alter.
- Dargestellt werden die heutigen Wasserverhältnisse an der Oberfläche, ferner Wasserfassungen, Pumpwerke und Reservoirs.
- Baggerschlüsse und Bohrungen erscheinen als schwarze Punkte. Rammsondierungen wurden zwar ausgewertet, aber nicht dargestellt.

Bemerkungen zu Blatt 2:

Dargestellt wird die Tiefenentwicklung.

- Die schwarzen Kurven folgen der Oberfläche der würmeiszeitlichen Seebodenlehme, da diese ingenieurgeologisch wie auch hydrogeologisch von besonderem Interesse sind. Wo solche fehlen, folgen die Kurven der nächst älteren Schicht.
- Wo die dargestellten Schichten bereits auf Blatt 1 erscheinen, sind sie flächig angefärbt. Wo sie nur auf Grund von Sondierungen bekannt sind, kommt die entsprechende Gesteinsfarbe ein einem Kreis vor. Falls unter älterem Lockergestein zudem Fels erbohrt wurde, so erscheint die Felsfarbe in einem inneren Kreis (z. B. im S von Flurlingen).
- Sofern bekannt, wird die Felsoberfläche in roten Kurven dargestellt, wobei der Verlauf im Detail oft stark hypothetisch ist.
- Eisrand und Schmelzwasserrinnen zur Zeit des maximalen Gletschervorstoßes der Würmeiszeit sind in Blau dargestellt.

Bemerkungen zu den Nebenkärtchen auf Blatt 2:

- Oben rechts erscheinen die Grundwasserverhältnisse.
- Die Kärtchen mitte und unten rechts geben eine Übersicht über die Entwicklung des Talverlaufs und die Lockergesteinsbildung im Laufe des Jungquartärs. Hier können die grösseren Zusammenhänge abgelesen werden.

Es liegt in der Natur der für die Baugrundkarten gewählten Darstellung, dass zusätzliche Sondierungen häufig eine Korrektur der konstruierten Höhenkurven bewirken – dies besonders auf Blatt 2. In einzelnen Fällen ergibt sich zudem eine Verschiebung von Farbgrenzen. Die Karten liefern also eine Übersicht und erlauben generelle Prognosen, doch können und wollen sie

Sondierungen und Detailuntersuchungen für Detailprojekte nicht überflüssig machen. Nicht verantwortbar wäre eine generelle Unterscheidung zwischen «gutem» und «ungünstigem» Boden, denn eine solche Klassifikation ist massgeblich von den geplanten Eingriffen, der Belastung des Bodens usw. abhängig. Es gelten ganz verschiedene Kriterien für den Bau eines Einfamilienhauses, einer Kläranlage, eines tiefen Einschnitts, einer Brücke oder eines Tunnels. Die wechselhafte Kornzusammensetzung, die häufig auftretende Feinschichtung und die Differenzen im Grad der Vorbelastung z. B. beim Maximalvortrieb der Würmeiszeit erlauben aber auch keine generelle Zuteilung von Bodenkennwerten zu bestimmten Schichten, wie dies unter viel einfacheren und homogeneren Verhältnissen im Ausland auch schon versucht worden ist. Trotz dieser Einschränkungen hoffen wir, dass diese Karten – kombiniert mit sorgfältigen Detailuntersuchungen – eine wertvolle Hilfe zur zuverlässigeren und besseren Beurteilung verschiedenartiger Probleme vermitteln können, wobei gerade die grossräumigen Zusammenhänge auch für die Fragen von Immissionen und Umweltschutz aufschlussreich sein können.

2. Schichtfolge im Fels

Die Stratigraphie soll – sofern nicht neue Resultate vorliegen – nur als Übersicht mit Betonung auf geotechnischen Gesichtspunkten besprochen werden; im übrigen wird auf die umfangreiche Literatur verwiesen. Als älteste im Kartierungsbereich aufgeschlossene Schicht erscheinen die wohlgeschichteten Kalke, doch wurden nahe östlich von Beringen zudem Impressa-Mergel erbohrt (283.35/687.10). Die Erosion der Klettgaurinne dürfte auf unserer Karte demnach die Basis des Malm erreicht haben.

2.1 Unterer Malm

Nach SCHALCH (1916) ist über den Eisenoolithen des Obersten Dogger (Macrocephalus-Schichten) und einer dünnen Decke glaukonit-reichem, mergeligem Ton folgende Schichtreihe des unteren Malm zu erwarten (detaillierte Darstellung siehe HOFMANN 1981):

- *Birmensdorfer Schichten*, ca. 1 m: Grau-gelb gefleckter Kalk, im mittleren Teil mergelig, mit etwas Glaukonit und oft schönen Fossilien.
- *Impressa-Mergel*, 35–40 m: Hellgraue, kalkige Mergel, im mittleren und oberen Teil mit Kalken wechseltlagernd, fossilarm.
- *Lochen-Schichten*, 6–10 m: Knollige, unregelmässig gebankte Kalke (Schwammkalke) mit Zwischenlagen von Mergeln, oft mit vielen Fossilien. Grau, oft gelb gefleckt, lokal rostig.
- *Wohlgeschichtete Kalke*, 80–90 m: Sehr regelmässig gebankte, feinkörnige Kalke mit muscheligem Bruch, oft klüftig, splittrig, 10–60 cm mächtige Schichten, dazwischen dünne Mergellagen. Grau, hellgrau anwitternde Oberfläche. Diese Kalke wurden einst in zahlreichen Steinbrüchen als Baustein ausgebeutet, so auf unserer Karte im unteren Teil des Hemmentals. Mit Ausnahme der dickbankigeren, helleren, teilweise späten Schichten im mittleren Teil (Crinoidenbänke) ist das Gestein aber nicht sehr frostbeständig und nur mässig druckfest. Die wohlgeschichteten Kalke spalten im Aufschluss stark auf und bilden meist ausgedehnte Schutthalden.

2.2 Mittlerer Malm

Mittlere Malmmergel oder γ -*Mergel*, ca. 20 m: Graue, kalkige Mergel, welche bedeutend leichter als die darüber- und darunterliegenden Kalke verwittern und deshalb meist unter einer schuttbedeckten Terrasse verborgen sind. Die untersten ca. 4 m enthalten Bänke von splittrigem Kalk, welche häufig fossilreich sind (Aufschlüsse im untersten Teil des Orserentals bei Birch und im Hemmental SE von Summerwies). Auch die höheren, mergelreichen Partien enthalten einzelne Korallen oder Linsen von Kalk sowie häufig Fossilien. Diese selten aufgeschlossenen Schichten wurden in der Enge als graue Mergel mit zahlreichen Ammoniten erbohrt (283.05/687.76, siehe auch Fig. 4), nach HÜBSCHER (1956) fand sie auch die Bohrung Urwerf (283.35/688.97) auf Kote 339,4 m, überdeckt mit 3,5 m oberem Malm und sehr viel Lockergestein. Nahe der Ziegelhütte fanden sich im Einschnitt einer kleinen Lokalstrasse verlehnte, eindeutig verrutschte γ -Mergel (287.15/689.21).

2.3 Oberer Malm

Dieser rund 100–110 m mächtige Schichtverband wittert ebenso wie der untere Malm weisslich-hellgrau an, fällt aber besonders auf, weil er Wände und Steilstufen bildet und deshalb häufig aufgeschlossen ist. SCHALCH (1916) hatte eine Dreiteilung vorgenommen, wobei unten grobbankige Quaderkalke, im mittleren Teil ungetgliederte Massenkalke und oben gut gebankte bis z. T. etwas mergelige Plattenkalke auftreten sollten. Diese, etwas schematische Unterteilung lässt sich im engeren Untersuchungsgebiet nicht durchziehen, da hier nahezu im gesamten Profil Facieswechsel zwischen massigen Riffkalken und grob- bis feinbankigen Kalken mit Mergellagen festzustellen sind. Als Beispiel für Riffkalke in stratigraphischer tiefer Position seien etwa die auffällig massigen, kavernösen Aufschlüsse beim Engihof genannt (283.10/687.75), welche knapp über γ-Mergel liegen (Fig. 4). Andererseits können im Bereich Pantili-Schloss Herblingen zwischen Senken mit bankigen Kalken unter Bohnerzton mehrere Riffkuppen erkannt werden, welche demnach nahe dem höchsten noch erhaltenen Malm liegen.

Dementsprechend erscheint auf der Karte von HÜBSCHER (1961) keine konsequente Dreiteilung, während HOFMANN (1981) zwar drei Zonen unterscheidet, diese aber stratigraphisch begründet und sie auf Grund einer Strukturkurvenkarte geometrisch ausscheidet. Die beiden unteren Einheiten zeigen auf Blatt Neunkirch rasche Facieswechsel, während Riffe im obersten Bereich besonders im Reiat häufig werden.

Auf unserer Karte werden – entsprechend der geotechnischen Zielsetzung – die Kalke des oberen Malm konsequent nach Lithologie eingeteilt, sofern sie an der Oberfläche anstehen (nicht in Bohrungen). Es lassen sich folgende Typen unterscheiden:

- *Riffkalke*: Reiner, massiger Kalk, oft kavernös, sehr unruhig aufgebaut. Er ist resistent gegen Verwitterung und bildet deshalb oft kleine Felswände oder einzelne Felszacken wie z. B. im Rheinfall, eignet sich aber nicht als Baustein. Vereinzelt wurde er einst zum Brennen von Kalk ausgebeutet. Meist handelt es sich um kleine, oval bis rund umgrenzte Schwammriffe (Patchriff), welche während der Ablagerung die Umgebung überragten. Infolge ihrer Wider-

standsfähigkeit gegen Erosion sind einzelne zur Zeit der Bohnerztonbildung oder durch die eiszeitlichen Gletscher wieder herauspräpariert worden.

- *Grobbankige Kalke*: Feinkörnige, graue, schalig brechende Kalke, welche meist in regelmässige Bänke aufspalten und höchstens ganz untergeordnet Lögchen von Mergel enthalten; daneben sind oft auch Styrolithen zu beobachten. Am Rande von Riffen liegen die Schichtflächen oft primär schief. Solche Kalke wurden nur untergeordnet ausgebeutet – dies zur Hauptsache zur Gewinnung eines mässig druckfesten Strassenschotters, welcher sich sehr glatt abnützt.
- *Mittel- bis feinbankige Kalke mit Mergellögchen*: Feinkörniger, reiner, schalig brechender Kalk mit einzelnen Styrolithen und häufigen, dünnen Lögchen oder Häuten von Mergel, denen die Fugen zwischen den Bänken folgen. Er lässt sich gut aufspalten und bearbeiten und eignet sich deshalb bei genügendem Abstand zwischen den Mergeleinschaltungen als Baustein, weswegen er einst in vielen Steinbrüchen ausgebeutet wurde. Einige unter ihnen erreichten grosse Ausdehnung, wurden aber seither teilweise durch Auffüllung verhüllt. Zu nennen sind etwa der Steinbruch bei Hofstetten (281.7/687.1), die grossen Brüche beidseits der Rheinbrücke Schaffhausen–Flurlingen, die Ausbeutungsstellen im mittleren Mühletal und jene nahe der Härti im Herblingertal (285.76/691.18).

Der Felsverband wird häufig durch Klüftung geschwächt; nahe den Riffen findet sich oft primäre Schieflage. Die Qualität der Kalke wird massgebend durch die Häufigkeit der mergeligen Einlagerungen bestimmt, welche im Detail zwar stark schwankt, im obersten erhaltenen Teil des Malm aber deutlich zunimmt. Solche relativ feinbankigen Gesteine finden sich – neben Riffen gelagert – besonders häufig in der rechten Flanke des Herblingertals bis hin zum Geissberg und wurden von HÜBSCHER (1961) durch rote, horizontale Schraffur herausgehoben. Im SW von Schaffhausen scheinen sie zu fehlen (erosiv?).

- *Zementmergel*: Diese Entwicklung führt nach mündlicher Mitteilung von A. Schreiner in den jüngsten Schichten dazu, dass auch die dünnbankigen Kalke teilweise leicht mergelig werden. Diese dünnen, als Zementmergel bezeich-

neten Schichten sollen jünger als die letzten Riffe sein; ihre Schichtflächen passten sich aber der damaligen Topographie an und weisen deshalb oft eine primäre Neigung auf. In unserem Gebiet dürften diese Gesteine, mit Ausnahme eines Relikts nahe südlich dem Schloss Herblingen (287.5/691.7), der Erosion zum Opfer gefallen sein.

2.4 Obergrenze und Verkarstung des Malm

Zur Zeit der Kreide und des Alttertiärs – also sehr langfristig – wurde das Gebiet nördlich der Linie Biel–Sargans über Meeresspiegel gehoben und auch leicht schräg gestellt. Dabei wurde eine schwache Erosion ausgelöst. Es erfolgte eine tiefgreifende Verkarstung. Zudem brachten aber auch von N her zuströmende Gewässer etwas detritisches Material (HOFMANN 1981).

Die *flächige Erosion* war, wie bereits erwähnt, nicht gleichmäßig, sondern scheint im Reiat weniger tief gegriffen zu haben als bei Neuhausen oder weiter nördlich. Wie später besprochen sind mindestens einzelne Klüfte mit Bohnerzton gefüllt und damit sehr alt, so dass allenfalls schwache Schollenbewegungen die Ursache für diese Erscheinung sein könnten. Die Erosion schuf aber nicht etwa eine Ebene, sondern wirkte selektiv und liess resistenter Gesteinspartien als flache Kuppen herausragen, so insbesondere ehemalige Riffe. Besonders schön zu erkennen ist dies in der Umgebung des Griesbacherhofs (265.8/687.6) oder rings um das Gampenhäuli (267.2/690.9).

Die *Verkarstung* schuf weitverbreitete Höhlensysteme, welche nachträglich grösstenteils mit Bohnerzbildungen gefüllt worden sind (Fig. 1, Foto 4). Besonders intensiv sind die Einwirkungen in den obersten 2–5 m des Malmkalks, wo viele Schlote auftreten, Kalktrümmer von Nachbrüchen zeugen und das Gestein entlang Schichtflächen aufspaltete und anwitterte. Gegen unten lässt die Intensität der Karsterscheinungen rasch nach und wird unberechenbar, greifen doch mit Bohnerzton gefüllte Hohlräume und Spalten gelegentlich erstaunlich tief unter die Malmoberfläche. 30 m unter ihr fanden sich im Stollen des Kraftwerkes Schaffhausen unter dem Fäsenstaub mehrere solche Schlote. WÜRTEMBERGER beschrieb 1872 vom Rücken

südlich des Klettgaus einen 60 m tiefen «Kessel» von 18 m Durchmesser, während HOFMANN (1981) gar in einem Autobahneinschnitt im Merishausertal (287.4/689.0) in Spalten innerhalb der wohlgeschichteten Kalke Bohnerzton fand, dies gegen 100 m unter der Grenze zum Tertiär. In Analogie zu besser bekannten Karstgebieten kann man vermuten, dass die Hohlräume bevorzugt damals bereits existierenden Kluftsystemen folgten, doch bleibt dies eine Hypothese.

2.5 Bohnerzbildungen

Bei der Lösung und Verwitterung der Malmgesteine unter tropischem Klima blieben Rückstände, welche gemeinsam mit zugeschwemmtem Material als Bohnerzbildungen lokal angehäuft wurden. Sie konnten einerseits Erosionsmulden in der Malmoberfläche bis gegen 10 m tief füllen, andererseits drangen sie aber durch Karsthohlräume in den Untergrund ein und konnten dabei auch Klüfte, klaffende Schichtflächen etc. versiegeln. Dabei entstanden verschiedene Arten von Sedimenten:

- *Bohnerzton* oder Boluston bildet die Hauptmasse. Es handelt sich dabei um auffällig bunt (rot, ocker, gelb, grün, lila, weiss) und unruhig gefärbte, kaolinhaltige Tone, welche zwar oft Trümmer von Kalk einschliessen, selbst aber kalkfrei sind. In unverwittertem Zustande erweisen sie sich als hart und sehr dicht gelagert, doch genügt oft schon das Bohrwasser, um sie quellen zu lassen. Nahe der Oberfläche verlehmten sie im Kontakt mit Wasser rasch und bilden einen schweren, rutschgefährlichen Boden. Diese Tone können für Keramik (Ziegel, Steinzeug) verwendet werden. So beutete nach SCHALCH (1916) einst die Ziegelei beim Engebrunnen Tone nahe ENE des Pantli (Im Gampenhäuli?) aus und mischte ihn mit würmeiszeitlichem Seebodenlehm, welcher in der Nähe der Fabrik ansteht. Bis vor kurzem ausgebeutet wurde Bohnerzton im Färberwiesli knapp ausserhalb unserer Karte (284.0/686.7), während bei Lohn eine eisenarme, weisse Varietät als Pfeifenerde gewonnen wurde.
- *Quarzsand, Silex*: Reiner Quarzsand oder ein Gemisch mit kaolinhaltigem Ton (Huppererde) wurden nur selten und untergeordnet in Bohrungen angetroffen, noch seltener kleine Kieselkonkretionen.

- *Bohnerz*: Bohnerz diente einst in der weiteren Umgebung von Schaffhausen als begehrter Rohstoff zur Eisengewinnung, wie dies in verschiedenen Publikationen dargestellt worden ist (BAUMBERGER 1923; KÜNDIG und DE QUERVAIN 1953; HOFMANN 1981 u. a.). Hier sei nur eine kurze Zusammenfassung gegeben:

Die erbs- bis haselnussgrossen Konkretionen aus Limonit + Geothit, seltener Hämatit (HOFMANN 1974) finden sich gelegentlich im tiefsten Teil der Decke aus Bohnerztonbildungen, zudem auch in einzelnen Karstschlotten. Lokal können sie in Nestern oder Linsen sehr stark angereichert sein. Es handelt sich um ein phosphatarmes, gutes Erz mit Eisengehalt von 40–45%, welches einst besonders für die Herstellung von Drähten, Blech und Walzeisen geschätzt wurde. Die Ausbeutung erfolgte im Tagbau oder in Schächten, seltener in Stollen, dies oft unkoordiniert als Raubbau. Erstmals wurde eine Bohnerzgewinnung 1587 erwähnt (HOFMANN 1981). Nach BAUMBERGER (1923) erfolgte der Abbau in zwei Hauptphasen, dies 1678–1770 und 1802–1850. Die Gruben auf unserem Kartenblatt sind ganz oder grösstenteils auf die zweite Phase zurückzuführen. Die eindrücklichsten Spuren sind heute im Gampenhäuli (um 287.2/690.7–690.9) zu erkennen, wo der Boden durchwühlt ist und Drainagegräben vom ehemaligen Kampf gegen das zufließende Wasser zeugen. Wenig weiter südwestlich finden sich weitere Gruben nahe dem Pantli. Auch im Neuhauser Wald sind einzelne Ausbeutungsstellen zu erkennen (um 282.7/687.3–5), zudem soll nach BAUMBERGER (1923) in den Jahren 1815–1820 und 1829–1830 nahe dem Rheinufer zwischen Lächen 281.80/689.35 und der Flurlinger Halde bei Koordinate 281.30/689.05 Erz gewonnen worden sein. Die letztgenannten Gebiete sind heute von Rutschmasse überdeckt. Die Verhüttung des im Untersuchungsgebiet gewonnenen Bohnerzes dürfte grösstenteils am Rheinfallbecken auf Neuhauserseite erfolgt sein; 1802–1810 ging das Erz nach Albbrück am Rhein. 1810–1850 wurden in Klettgau und Reiat gesamthaft 172 500 t Erz gefördert, wovon allerdings nur ein bescheidener Teil aus dem kartierten Gebiet stammen dürfte.

2.6 Ablagerungen an der Basis der Molasse: Kaolinitmergel und Krustenkalk

1962 beschrieben HOFMANN und PETERS Sedimente, welche sich mindestens lokal zwischen Bohnerzton und typischer unterer Süßwassermolasse einschalten, ohne grosse Mächtigkeit zu erreichen. 1967 ging HOFMANN näher auf diese Bildungen ein. Einige zusätzliche Auskünfte geben Bohrungen aus dem nördlichen Teil von Flurlingen. Dabei lassen sich 2 Teile unterscheiden:

- *Kaolinitmergel*, welche durch ockerfarbene, kaolinreiche, kalkhaltige Mergel vertreten sind und lokal aufgearbeiteten Bohnerzton enthalten. Fundstellen dieser Schicht liegen am Fuss der Buechhalde und – jenseits des Rheins – auf dem Areal der SIG in Neuhausen (siehe Blatt 1), ferner bei der Verzweigung Stockerbergstrasse/Sonnenburggutstrasse in Schaffhausen (283.63/688.66). Nahe Schloss Laufen erreichen die Mergel mehrere Meter Mächtigkeit und schliessen kleine Grobsandwälle mit dünenartiger Struktur ein. HOFMANN deutet diese Sedimente als windverblasenen Staub und Sand (auch Wadi-Ablagerungen?) aus aridem Klima, wobei am ehesten unteroligocänes Alter anzunehmen wäre. Sechs Bohrungen durchfuhren in geringem Abstand die Grenze Molasse/Malm im Nordteil von Flurlingen (um Koordinate 282.9/689.3), wobei zwar in allen krustenkalkartige Bildungen gefunden wurden, darunter aber nur wenig oder keine Kaolinitmergel lagen. Ausnahme bildete eine Sondierung mit 75 cm sandigem Mergel, eingeschalteten Sandlägchen und einigen Konkretionen von Kalk.
- Der darüber folgendende *Krustenkalk* scheint eher durchzuziehen, wenn er auch in der Ausbildung rasch schwankt und nur geringe Mächtigkeit erreicht. Er wird von HOFMANN von all den vorher genannten Stellen, ferner auch vom linken Rheinufer beim Kraftwerk Schaffhausen beschrieben, wobei es sich um einen grauweissen, knolligen, pisolithischen Kalk handelt. Vier der Bohrungen in Flurlingen fanden typische hellgraubraune, knollige Kalke mit einzelnen kleinen, dunkleren, teilweise kantigen Trüm-

mern, doch löste sich der Kalk gegen unten in zahlreiche bis haselnussgrosse Knollen auf, welche in eine graugrüne, mergelige Masse gebettet waren. Während hier eine Gesamtmächtigkeit von 0,5–1,2 m erreicht wurde, fanden die beiden übrigen Bohrungen nur wenige Dezimeter Mergel mit Kalkknollen, aber keinen geschlossenen Kalk.

2.7 Untere Süßwassermolasse (USM)

Das Untersuchungsgebiet liegt nahe dem N-Rand des Sedimentationsareals der USM, weshalb vermutlich der untere Teil von deren Schichtreihe fehlt. Die Sedimentation erfolgte generell gesehen gegen ENE durch Flüsse und Überschwemmungen, wobei häufig Rinnen erodiert und nachträglich mit Sand gefüllt wurden. Wie aus einzelnen Aufschlüssen, besser aber aus den zahlreichen Bohrungen bei Flurlingen zu erkennen, ergab sich daraus eine grosse Unruhe in der Schichtreihe, weshalb die einzelnen Schichten selten auf grössere Distanz durchgezogen werden können. Folgende Gesteinsarten bauen die Untere Süßwassermolasse auf:

- *Mergel*, welche meist von Schutt oder anderem Lockergestein bedeckt sind, aber entgegen dem ersten Anschein sehr häufig auftreten, so auch unmittelbar über der Basis. Die Untersuchung eines Bohrkerns vom N-Teil von Flurlingen durch Tj. PETERS ergab im Bohnerzton 80–85% Kaolin und 5–10% Chlorit, im nahe darüber folgenden Molassemergel dagegen 20–25% Illit, 10–15% Chlorit, 15–20% Montmorillonit, 5–10% Calcit und 5% Dolomit, dies bei praktischem Fehlen von Kaolin – also eine total abweichende Zusammensetzung. Ähnliche Resultate lieferte eine stratigraphisch rund 50 m höhere Schicht: 25% Illit, 15% Chlorit, 10% Montmorillonit, 10% Calcit, 17% Dolomit. Die Mergel zerfallen sehr leicht zu rutschfälligem Lehm. Zudem weist der bedeutende Anteil an Montmorillonit auf starke Quellfähigkeit hin. Besonders häufig treten stark tonige Varianten auf, doch finden sich alle Übergänge zu siltigem Mergel und Siltstein. Einzelne tonige Lagen enthalten kleine, weisse Kalkkonkretionen. Meist

treten rote bis stark bunte Farben auf, während kohlige, braune Lagen nicht angetroffen werden.

- *Siltsteine und dünne Bänke von Sandstein:* Wie die Mergel sind auch diese Gesteine normalerweise parallel der generellen Schichtung eingelagert, können aber seitlich rasch ineinander übergehen. Die tonfreien Gesteinsbänke weisen häufig eine deutliche Zementierung auf, wobei insbesondere die Siltsteine eine, wenn auch bescheidene, Festigkeit erreichen. Trotzdem zerfallen sie rasch, falls sie der Witterung ausgesetzt sind.
- *Mächtige Sandsteinbänke* fallen als Steilhänge oder Aufschlüsse auf, während der Verwitterungsschutt der übrigen Molassegesteine meist flachere, verrutschte Hänge bildet. Solche mächtigen Bänke finden sich etwa in der Buechhalde, dem Prallhang des Rheins südlich Neuhausen, nahe oberhalb des Rheinfalls. Diese fein- bis mittelkörnigen Sandsteine enthalten nach HOFMANN (1967) 50% und mehr Feldspat, daneben auch um 15% Karbonate. Mit Ausnahme einzelner Knauer sind sie meist wenig zementiert oder entsprechend gar nur hartgepresstem Sand. Charakteristisch ist das unvermittelte seitliche Auskeilen dieser Bänke, welche sandgefüllten, alten Erosionsrinnen entsprechen. Im N-Teil von Flurlingen trafen Bohrungen einen bis zu 30 m tiefen, gegen SE hin verschwindenden Sandsteinkomplex, welcher vermutlich seine Fortsetzung in der Buechhalde findet, also von SW gegen NE ziehen dürfte.

Die Untere Süßwassermolasse unseres Gebiets erfuhr nie eine starke Vorbelastung durch jüngere Ablagerungen, weshalb sie gegenüber der mittelländischen Molasse etwa bei Zürich wenig zementiert und besonders witterungsanfällig wirkt. Falls nicht sehr sorgfältig gebohrt wird, täuscht das Kernmaterial deshalb oft verwitterten Fels oder gar Lockergestein vor, die Gewinnung von Probenmaterial für felsmechanische Versuche wird deshalb problematisch. Die höheren Teile der Unteren Süßwassermolasse sind hier nur sporadisch und schlecht aufgeschlossen, scheinen aber ähnlich wie die tieferen aufgebaut zu sein. Allenfalls könnten hier die Sandsteinrinnen generell seltener werden, was den Mergelanteil erhöhen würde.

2.8 Obere Meeresmolasse, Obere Süßwassermolasse (OMM, OSM)

Diese beiden Serien unterlagern den Ostteil des Kohlfirsts, sind aber derart von Lockergestein oder Rutschungen überdeckt, dass keine guten Aufschlüsse zu finden sind. Klarer werden die Verhältnisse erst ausserhalb des Kartenrandes, so in der ehemaligen Sandgrube Schlatt-Paradies am NE-Fuss des Kohlfirst und in den Quarzsandgruben von Benken. HOFMANN und HANTKE (1964) geben eine Beschreibung der dort aufgefundenen Oberen Meeresmolasse, welche ausgesprochen unruhig aufgebaut ist und oft Schrägschichtung oder Erosionskontakte aufweist. Zuunterst liegen wallartig gelagerte, quarzreiche Grobsande mit Bänken und Nestern von Geröll. Ebenso wie die darüberfolgenden feineren Quarzsande (total ca. 8 m) wurden sie bis vor kurzem bei Benken ausgebeutet. Darüber folgen vorerst ca. 3 m Mittel- und Feinsande mit Siltlagen, dann eine ursprünglich wenigstens 20 m mächtige Folge von karbonathaltigen, mittelkörnigen Sanden mit Gerölllagen, wobei Austernschalen marine bis brackische Entstehung bezeugen. Die Grenze zur Oberen Süßwassermolasse ist auch dort nicht aufgeschlossen, liegt aber höher als früher angenommen. Die tiefsten Teile der nun folgenden Schichten erscheinen als Glimmersande, d. h. fein-bis mittelkörnige, serizitreiche Sande mit siltigen, selten auch mergeligen Einschaltungen. Der bereits bei der USM beschriebenen Zusammenhang zwischen geringer Vorbelastung und sehr schwacher Zementierung gilt für diese Schichten noch vermehrt, weshalb man vor derartigen Aufschlässen trotz des tertiären Alters vorerst zögern mag von Fels zu sprechen.

3. Tektonik

Aus den bisherigen Ausführungen ergibt sich, dass eine detaillierte Analyse der tektonischen Verhältnisse auf bedeutende Schwierigkeiten stösst. Die Aufschlussverhältnisse sind mit Ausnahme des oberen Malm schlecht, in diesen kalkigen Serien aber prägen rasche Facieswechsel und primäre, während Ablagerung und Diagenese entstandene Schichtneigungen das Bild, weshalb hier eine zuverlässige Parallelisation schwierig wird.

Wie bereits beschrieben, verläuft die erosiv geprägte Obergrenze des Malm uneben und nicht überall genau auf dem gleichen stratigraphischen Niveau, während andererseits innerhalb der Molasse Facieswechsel, Erosionsrinnen und Schrägschichtung das Bild verwirren. Zuverlässige Resultate lassen sich deshalb nur aus tieferen Schichtgrenzen und – mit Vorbehalt – aus den Krustenkalken ermitteln. HOFMANN (1981) hat denn auch seine Strukturkurvenkarte auf der Basis von Lias und von γ-Mergeln abgestützt, wobei auf unserer Karte lokal die zweite dieser Grenzen bestimmbar ist, dies aber nur in der NW-Ecke. Die bereits erwähnten Bohrungen in der Enge und bei Urwerf ergeben zudem an zwei Punkten die Obergrenze der γ-Mergel.

3.1 Schichtstellung

Die Schichtstellung wurde zwar an zahlreichen Stellen gemessen (einige Werte erscheinen auf Blatt 2), doch schwankten – wie aus dem bereits Gesagten zu erwarten – im oberen Malm sowohl die Streichrichtung wie auch der Betrag des Fallens ($2\text{--}20^\circ$) sehr stark. Selbst die Ergebnisse aus den wohlgebankten Kalken erwiesen sich als wenig zuverlässig. Besser in die Erwartungen fügt sich eine Parallelisation der in Bohrungen aufgefundenen Krustenkalke im N-Teil von Flurlingen, denn sie ergeben bei einem Fallen von $3\frac{1}{2}^\circ$ nach E ein NNE-SSW-Streichen, wobei zudem eine kleine Bruchstörung auftritt.

Generell gesehen herrscht zweifellos im SW ein SW-NE-Streichen, welches gegen das Herblinger Tal hin gegen SSW-NNE abbiegt, dies bei einem mittleren Fallen von ca. 4° . Nach SCRIBA (1973) lassen geoelektrische Messungen erwarten, dass bei der Mündung der Thur in den Rhein die Oberkante des Malm in ungefähr 1000 m Tiefe liegt, was ein durchschnittliches Gefälle von 5° ergäbe.

3.2 Brüche, Klüfte

NW-SE-verlaufendes System: Der auffälligste Bruch wurde von HOFMANN (1981) vom Siblinger Schlossranden bis nach Neuhausen verfolgt. Schön aufgeschlossen ist er im Gebiet Färberwiesli – Tüfelschuchi knapp westlich des Randes unserer Karte (283.9/686.8), wo der NE-Flügel nach HOFMANN (1981) um ca. 85 m abgesenkt wurde, während die Versetzung in der

Enge (283.2/687.7) noch etwa 50 m erreichen dürfte. Nach mündlicher Mitteilung fand F. HOFMANN in einer Baugrube in Neuhausen (282.62/688.47) einen anormalen Kontakt zwischen Bohnerzton im S und USM im N, wobei die Störungsfläche 60–70° steil gegen NE fiel (Blatt 1). Rund 150 m weiter im SW erscheinen im Malmkalk parallel streichende, aber 60° gegen SW fallende Störungen, welche ebenfalls eine, wenn auch schwache, Senkung des NE-Flügels brachten. Ähnlich scheint schliesslich eine, auf Grund von Bohrungen vermutete Störung zu streichen, welche etwa 600 m in NE der Hauptstörung liegt und vom ehemaligen Kalktuffvorkommen nach NW zielt. Der NE-Flügel dürfte hier um etwa 5 m abgesenkt worden sein (Fig. 7).

Der Hauptbruch verläuft nach unseren Bohrresultaten gegen Flurlingen hin etwas anders als von F. HOFMANN angenommen, indem er beim SBB-Bahnhof Neuhausen noch knapp 40 m Sprunghöhe erreicht und allmählich ausklingend gegen den südlichsten Teil des Kohlfirsts abdreht. Dabei folgt er einer in die Felsoberfläche einerodierten Rinne und erreicht schliesslich eine Sattelzone im Deckenschotter (Blatt 2), dessen Basis anschliessend nordöstlich um etwa 500 m, im SW dagegen deutlich höher (510–520 m) liegt – sei dies nun Zufall oder auf Versetzung zurückzuführen.

Nach HOFMANN und HANTKE (1964) verläuft ein ungefähr paralleler Bruch, unter Schotter verborgen, durch das Gebiet von Langwiesen und zielt gegen Schaffhausen, wo er aber nicht mehr aufzufinden ist. Nahe dem E-Rand unserer Karte soll er den NE-Flügel um ca. 50 m absenken.

N-S bis NNE-SSW verlaufendes System: Nördlich Schaffhausen findet sich ein Bündel von Störungen mit relativ bescheidenen Versetzungen, welche grösstenteils schon von SCHALCH (1916) dargestellt wurden. Die bedeutendste folgt grob dem Mühletal und bewirkt eine Senkung des E-Flügels in der Grössenordnung von 20 m. Die übrigen Störungen sind von kleineren Versetzungen im gleichen Sinne begleitet. Weiter südlich kommen beide Flügel der Brüche in oberen Malm zu liegen, weshalb dort keine eindeutigen Versetzungen mehr zu erkennen sind und sich ihre Spuren verlieren. Dagegen sind Klüfte dieser Richtung verschiedentlich zu erkennen, so im Mühletal, dann bei Holenbaum (284.90/688.73) und – beson-

Fig. 1: Bau des Kraftwerks Schaffhausen (Aufnahmen R. FECHTIG)



Foto 1: Übersicht über die Baustelle, Baustadium 3 mit Aushub in der rechten Hälfte des Rheins (23. 9. 1961)

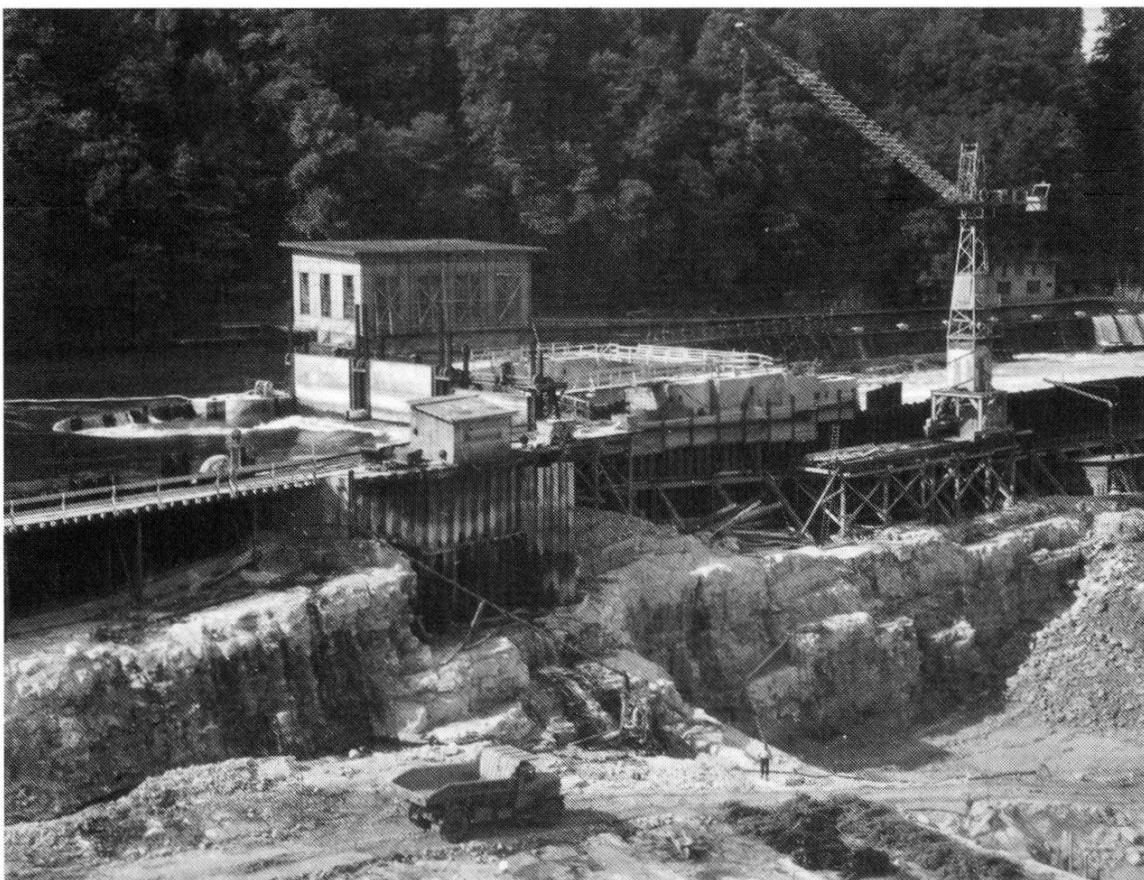


Foto 2: ca. 25 m tiefer Aushub nahe Flussmitte, Blick nach Süden. Man beachte die Klüftung des Felsens (27. 7. 1961)



Foto 3: Bereich Widerlager links, weit unter Rheinspiegel: Plattiger Malmkalk mit ausgeprägter Klüftung (27. 8. 1964)

ders markant – beim Rheinfall, wo drei parallele NNE-SSW und steil gegen W fallende Brüche oder Klüfte 1931 von HEIM beschrieben wurden. Er konnte sie während einer kurzfristigen, teilweisen Trockenlegung des Falls genau verfolgen und dabei feststellen, dass Lagen und Taschen von Bohnerz ihnen folgen und die Bruchspalten füllen. Zahlreiche, ungefähr N-S bis NNW-SSE laufende, nun aber steil gegen E fallende Klüfte lassen sich ferner auf den während dem Bau des Kraftwerks Schaffhausen aufgenommenen Photos erkennen. Sie liegen etwa in der Fortsetzung der Mühletalstörung und waren durch Bohnerzton gut abgedichtet (siehe S. 109 und Fig. 1).



Foto 4: Doline, mit Kalkschutt und Bohnerzton aufgefüllt, trocken. Fall-schacht, nahe rechtem Ufer, unter Rheinspiegel (16. 12. 1961)

Weitere Systeme von Brüchen und Klüften: Die gleichen Photos zeigen zahlreiche steile, ungefähr parallel den Rhein verlaufende Klüfte, welche annähernd senkrecht zum vorher behandelten System verlaufen und ebenfalls abgedichtet sind. HOFMANN (1981) zeichnet durch den Schutt im N des Wirbelberges einen ungefähr E-W-laufenden Bruch, welcher bald im Hemmentalertal ausklingt. Mangels eindeutiger Hinweise haben wir ihn ebenso wie den von SCHALCH (1916) auf Kartenblatt Schaffhausen–Wiechs eingezeichneten, NE-SW streichenden Bruch knapp südlich des Schlosses Herblingen ausgelassen. Ähnliche Richtung (N 60 E) weisen Klüfte im Stein-

bruch nahe dem südlichen Widerlager der Rheinbrücke Schaffhausen–Flurlingen auf (komplementär zum Bruchsystem NW-SE?).

Der Grad der Klüftung im oberen Malm ist mit Ausnahme der eigentlichen Störungszone als leicht bis höchstens mässig zu bezeichnen; mit wenigen Ausnahmen wurden die Flächen eindeutig tektonisch angelegt.

Fragen der Abfolge der Bewegungen: Bereits beschrieben wurde die in der Kreide einsetzende Tendenz der relativen *Hebung und Verkipfung* des Randengebiets und Schwarzwalds gegenüber dem heutigen Mittelland, welche möglicherweise noch heute anhält (SCHNEIDER 1976). Es gibt einige Hinweise auf ein hohes Alter der Anlage des *N-S bis NNE-SSW verlaufenden Bruchsystems*, so hauptsächlich die Versiegelung mit Bohnerzton, ferner die anscheinend etwas tiefergreifende Erosion zur Zeit der Bohnerztonablagerung im W der Hauptlinie. Wir würden damit zu ähnlichen Schlüssen wie im Gebiete von Baden kommen (SCHINDLER 1977), wo ein viel ausgeprägteres Störungssystem dieser Richtung auftritt. Unklar bleibt, ob die Aktivität dieser Brüche bei Schaffhausen bereits vor der Molaszezeit ausgeklungen ist.

Umgekehrt beweisen die Versetzungen am *NW-SE-System eine beträchtliche Aktivität nach* der Ablagerung der jüngsten hier erhaltenen Schichten, der USM. In Analogie zur Randenverwerfung dürfte sie sogar jünger als die Obere Süßwassermolasse sein, während sich eine bis ins Altquartär greifende Aktivität auf Grund unserer Beobachtungen weder sauber beweisen noch ganz ausschliessen lässt.

4. Lockergesteine

4.1 Deckenschotter

In der näheren Umgebung von Schaffhausen erscheinen auf mehreren Hügelkuppen isolierte Vorkommen von angewitterten, teilweise verkitteten Kiesen. Ihre Ablagerung wird den Schmelzwässern der in der Günz- und Mindeleiszeit vorstossenden Eismassen zugeschrieben. Diese, in den technischen Eigenschaften und den Lagerungsverhältnissen stark von jüngeren Kiesablagerungen abweichenden Schotter, unterscheiden sich auch in der Geröllzusammensetzung:

Nach Untersuchungen von FREI (1912), GEIGER (1969) und HOFMANN (1977) enthalten sie keine Hegauvulkanite und fast kein Kristallin, dagegen sehr viele alpine Kalke und Dolomite. Ganz extrem ist dies beim kleinem Kiesvorkommen im Neuhauser Wald (687.1/282.4) der Fall, welches sich von den übrigen auch wegen seiner hochliegenden Grenze zum anstehenden Fels unterscheidet (ca. 550 m). Er wird deshalb als älterer Deckenschotter bezeichnet und der Günzeiszeit zugeschrieben; die andern dagegen als jüngere Deckenschotter der Mindeleiszeit zugeordnet.

Entgegen früheren Annahmen überdecken letztere ein bereits recht ausgeprägtes, durchhaltes Relief, weshalb das Niveau der Auflagefläche schwanken kann, während die Höhenlage der Obergrenze der Deckenschotter hier ebenfalls nur beschränkte Aussagekraft aufweist, war sie doch während der Risseiszeit und auch sonst der Erosion ausgesetzt.

Die *Auflagefläche* erscheint zwar nur selten im Aufschluss, ihr Verlauf lässt sich aber aus der Morphologie und dem Auftreten von Quellhorizonten grob abschätzen. Soweit bekannt, folgt in den kartierten Vorkommen direkt gerollter, wenn auch z. T. nur schlecht gerundeter Kies über Fels, ohne Zwischen schaltung von Moräne. Blatt 2 zeigt folgendes Bild:

Am Kohlfirst liegt die Grenze entlang dem N-Rand und südöstlich Flurlingen um Kote 500 m, steigt nahe Uhwiesen auf 510–520 m, sinkt aber östlich von Flurlingen und südlich von Feuerthalen auf 470–480 m. Ein vergleichbar tiefes Niveau ist jenseits des Rheins auch am Galgenbuck und an der E-Grenze des Engewaldes zu erkennen (283.4/688.4), während in der Hügelkette Randbuck–Geissberg–Hohberg die deutlich gegen NW ansteigende Grenze meist um 490 m zu beobachten ist. Generell lässt sich daraus eine Talachse ableiten, welche von E her kommend über Langwiesen zur NW-Ecke des Kohlfirsts zielte und dann gegen NW ins Klettgau abdrehte. Zu ihr stiess bei Schaffhausen eine aus dem Raume Singen kommende Talung. SCHREINER (1968) beschreibt von der Schrotzburg am Schienerberg – also bedeutend weiter talaufwärts – folgendes Profil aus jüngeren Deckenschottern: Ausgeprägte Rinne mit Sohle um 570–590 m, gefüllt vorerst mit 30 m gerollten Kiesen, darüber folgen 60 m Moräne, dann 10 m moränenartiger Schotter mit Obergrenze um Kote 691 m (höchstens Decken-

schottervorkommen bei Schaffhausen am Kohlfirst, um 580 m). Dies bedeutet, dass in der Mindeleiszeit der Gletscher den Schienerberg erreichte, nicht aber bis Schaffhausen vorstiess. Im Klettgau bei Wilchingen dürfte die Auflagefläche bis mindestens 440 m hinunter sinken, gegen SE hin steigt der Fels rasch an. Die *Kiese* der jüngeren Deckenschotter weisen nahe Schaffhausen eher schwache (unterster Teil) bis gute Rundung und Sortierung auf. Nirgends finden sich Spuren von Gletscherkritzen; die Schichtung liegt horizontal. In tiefen Aufschlüssen wirkt die Qualität nicht allzu schlecht, wenn auch einzelne verwitterte Komponenten, lokale Verkittung und eine Beimengung von Silt ins sandige Füllmaterial festzustellen sind.

Oberflächennäher dagegen zeigen viele Komponenten Spuren starker Anwitterung, von Vergrusung (Kristallin) oder von ungleichmässiger Lösung (Kalk, Dolomit), während andererseits häufig die Körner durch Kalzitausscheidung teilweise miteinander verbunden wurden. Die nagelfluhähnlich verkitteten Schotterpartien weisen grössere Hohlräume auf («Löchrige Nagelfluh») und können in grossen Blöcken abstürzen oder abgleiten (z. B. am N-Fuss des Kohlfirsts, im SE des Hohbergs oder beim Oelberg (283.45/688.40).

Verwitterungerscheinungen und z. T. Verkittung greifen tiefgründig unter die *Hochflächen*; zudem ist das Füllmaterial hier meist mit Silt und Ton durchsetzt. Zuoberst folgt häufig eine Decke aus jüngeren, heterogenen Ablagerungen, so verwitterte Moräne der Risseiszeit, allenfalls auch gerundeter Kies, zudem aber viel sandig-siltig-toniges, weich gelagertes Material, welches Verwitterungsprodukten und verschwemmemtem Löss entsprechen dürfte. Die Mächtigkeit dieser Deckschicht schwankt rasch, kann aber in Mulden mehrere Meter erreichen.

4.2 Erosionsphase nach der Ablagerung der jüngeren Deckenschotter

Nachdem die kiesigen jüngeren Deckenschotter in der Mindeleiszeit den weiten Talboden überdeckt hatten, setzte Erosion ein, welche bei Schaffhausen bis zu 280 m unter die Akkumulationsfläche griff. Dabei entstanden ausgereifte, breite Talsysteme mit ausgeglichenem, relativ schwa-

chem Gefälle, deren Verlauf dank besonders günstigen Umständen im weiteren Untersuchungsgebiet recht gut bekannt ist (Fig. 2). Einerseits wirkte sich die nachträgliche glaziale Über-tiefung (Riss- ± Würmeiszeit) erst im SE der Linie Singen-Diessenhofen-Rheinau stark aus, andererseits wurden die westlich anschliessenden Talabschnitte in der Risseiszeit mit Lockergestein verfüllt. Da die Erosion seither nicht mehr über diese Tiefe griff, können Verlauf und Sohlenhöhe der ehemaligen Täler mittels Bohrungen und geophysikalischen Methoden grob rekonstruiert werden. Die Daten aus Deutschland stammen zur Hauptsache von SCHREINER (1968, 1970), jene aus dem Kanton Schaffhausen und Zürich aus den Publikationen von VON MOOS und NÄNNY (1970), von FREIMOSER und LOCHER (1980), aus der regionalen Zusammenfassung von HOFMANN (1977) sowie aus unpublizierten Berichten. Dabei zeichnet sich folgendes Bild ab (Fig. 2 und Blatt 2, Kärtchen 1):

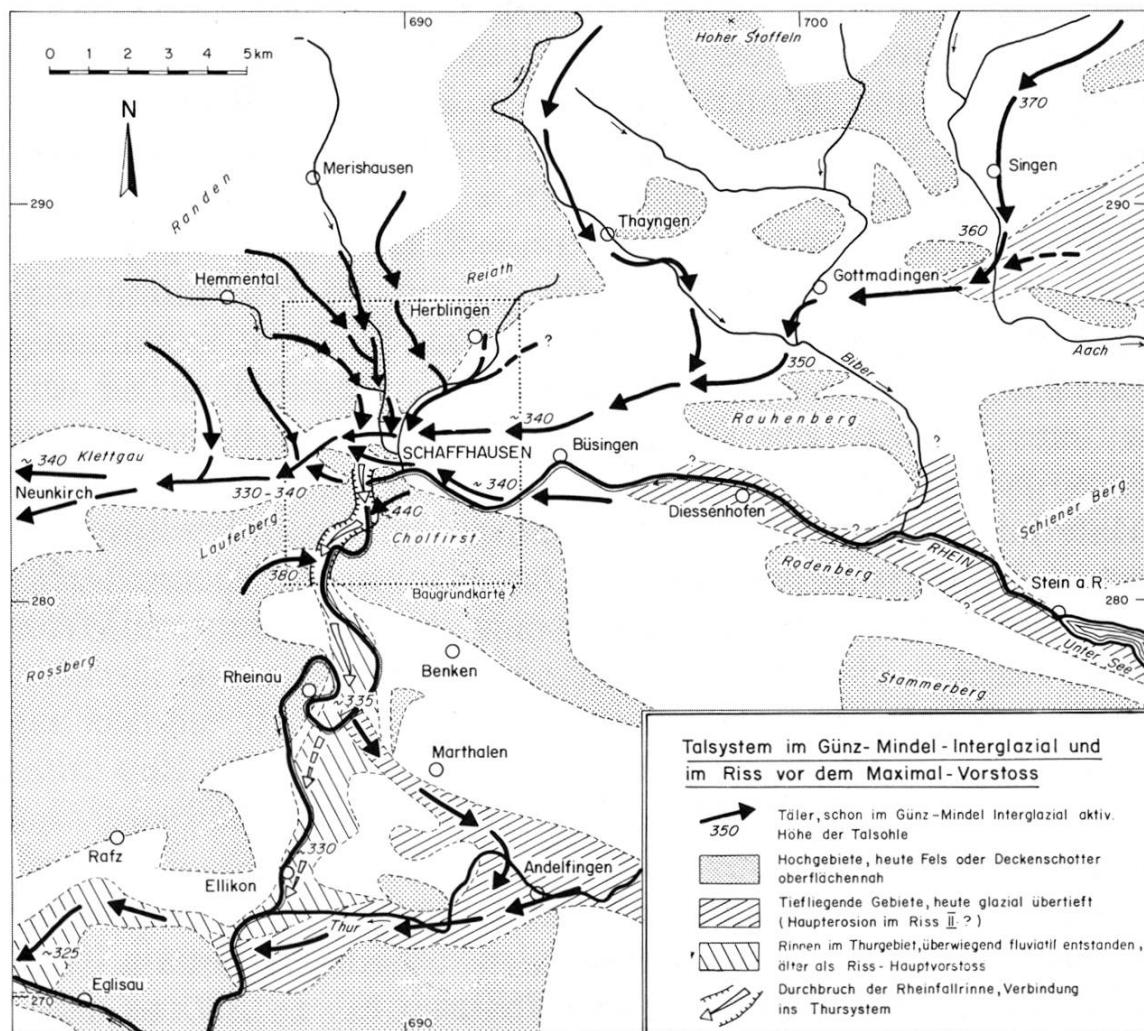


Fig. 2: Talsystem im Günz-Mindel-Interglazial und im Riss vor dem Maximal-Vorstoss

- *Hegau–Randen–Klettgau*: Nach SCHREINER (1968) zieht eine wichtige Rinne von Singen über Gottmadingen nach Schaffhausen, wobei sie sich südlich Thayngen mit einem aus N kommenden, kleineren Tal vereinigt. Südlich vom Schiener Berg und Rauhenberg erscheint ein weiteres wichtiges Tal, welches ähnlich verlief wie jenes in den jüngeren Deckenschottern und sich bei Schaffhausen–Steig mit dem Hegausystem vereinigte. Ähnlich wie heute bestand ein Engpass zwischen Randen und Kohlfirst. Hier vereinigte sich eine strahlenförmig von NE bis NW zutretende Schar kleinerer Täler, welche die schiefe Platte des Randen entwässerten. Gegen Süden hin war das Einzugsgebiet dagegen schmal; bemerkenswert war einzig ein heute mit Riss-Schottern aufgefülltes Tälchen, welches knapp östlich der Enge abzweigte und bis gegen den Charlottenfels zurückverfolgt werden kann, wo die Sohle um 440 m Höhe lag (Blatt 2). Die nahe Schaffhausen vereinigten Gewässer bildeten anschliessend eine breite Talung, welche über das Klettgau nach Waldshut zog und sich dort mit dem System Thurtal–Rafzerfeld vereinigte. Wie auf Fig. 2 dargestellt, fällt die Sohle der Haupttäler nur wenig (Singen ca. 360 m, Gottmadingen 350 m, Schaffhausen 335–340 m, Waldshut 320 m), wobei das Gefälle talwärts abnimmt, dies bei breitem Querschnitt. Die relativ kurzen *Randentäler* entsprechen im Verlauf grob den heutigen; ihre Sohle lag aber mit Ausnahme des obersten Teils tiefer. So wurde etwa im Durachtal der Fels bei Bargen 11,5 m unter der Talsohle erbohrt, bei Merishausen bei 15 m, bei der Wasserversorgung Reiat bei 18 m und schliesslich im Gebiet der Wasserfassungen Engestieg (287.08/689.04) nach VON MOOS (1968) bei 30 m, in einer nahegelegenen neuen Bohrung (287.32/688.89) bei 30,5 m. Die alte Talsohle fiel demnach deutlich steiler ab als die heutige, dies besonders im letzten Teilstück zum ehemaligen Haupttal. Ähnliches gilt für das Eschheimertal.
- *Thurtal–Rafzerfeld*: Hier liegt ein weiteres sehr bedeutsames, ebenfalls generell von E gegen W zielendes Talsystem vor, welches allerdings bis in die Gegend von Rheinau und Ellikon nachträglich glazial massiv übertieft worden ist. Von Rafzerfeld an ist das Bild fluviatil geprägt, wobei die

Talsohle in ähnlichem Niveau oder etwas tiefer als im Klettgau lag (FREIMOSER und LOCHER 1980). Von besonderem Interesse sind die gegen N, d. h. gegen Kohlfirst und Lauferberg–Neuhauserwald gerichteten Seitentäler, insbesondere auch der Verlauf der Wasserscheide zum Hegau-Randen-Klettgau-System, dies unter Ausklammerung der später gebildeten Rinne Schaffhausen–Rheinau (siehe S. 33). Aus der Analyse der Obergrenze der älteren Ablagerungen bzw. der Untergrenze von Schottern der Risseiszeit ergibt sich folgendes Bild: Die Wasserscheide verlief vom Lauferberg über Neuhauserwald zum Galgenbuck und folgte jenseits des Rheins dem Nordteil des Kohlfirsts. Dazwischen lag eine Sattelzone, welche durch die Rissenschotter von Allenwinden belegt ist. Diese werden gegen SW zu den ehemaligen Kalktuffbrüchen von Flurlingen entwässert (283.55/689.53), wo die Felssohle knapp über Kote 440 m liegt. Eine Verbindung zum Tälchen von Charlottenfels ist mangels Gefälle unwahrscheinlich; vielmehr ist die Fortsetzung im SW nach Neuhausen und Nohl (Südrand der Karte, rechtes Rheinufer) zu suchen. Dort mündete ein Seitental mit bereits recht tiefliegender Sohle ein; dann wandte sich unsere Talung gegen Rheinau. Eine glazial massiv übertiefe Rinne lässt vermuten, dass es das Thurnsystem nahe Andelfingen und nicht bei Ellikon erreicht habe, doch bleibt dies Hypothese.

Dieses «Thurtal» könnte im Gebiet von Rorschach eine Verbindung mit dem Alpenrhein aufgewiesen haben (HOFMANN 1977), sein Einzugsgebiet könnte also sehr bedeutend gewesen sein. Falls unsere Deutung korrekt ist, lag die Wasserscheide zum Hegau-Klettgau-System in der Sattelzone bei Allenwinden um 450 m, weiter westlich beim heutigen Rheinlauf allenfalls noch deutlich tiefer, also etwa 80–100 m über der nahe nördlich anschliessenden Sohle des Haupttales.

- *Frage des Alters der Erosionsphase:* HEIM (1931) stellte diese ins Interglazial zwischen Mindel- und Risseiszeit, HOFMANN (1981) und SCHREINER lassen sie bis in die frühe Risseiszeit hineinwirken. Aus Analogie mit Beobachtungen im Limmattal (SCHINDLER 1968, 1977), Rheintal und anderen Systemen in der Würmeiszeit möchte ich annehmen,

die Erosion habe bereits damals kräftig eingesetzt, als der Gletscher der Mindeleiszeit nach dem Maximalstand im Zungenbecken Seen bildete, welche den Grossen Teil der Sedimente auffingen, weshalb die grossen, hauptsächlich nur noch Schwebstoff führenden, Massen von Schmelzwasser grosse Erosionskraft entwickelten. Die Entwicklung der Täler hätte somit den langen Zeitraum zwischen den Endphasen der Mindel- und der frühen Risseiszeit zur Verfügung gehabt.

4.3 Erosion der Rinne Schaffhausen–Rheinau (Rheinfallrinne)

Diese Rinne stellt einen Fremdkörper im bisher beschriebenen, ausgewogenen Entwässerungssystem dar, einen Kurzschluss von der Hegau-Klettgautalung gegen jene von Thurtal-Rafzerfeld. Soweit die Talung in standfesten Kalken des Malm liegt ist sie sehr scharf und steilwandig begrenzt, wie dies Bohrungen nahe Urwerf und der Brücke Schaffhausen–Flurlingen zeigten. Es fand sich in den Flanken etwas grober Kalkschutt, was ebenso wie die Tiefe der Rinne und das Fehlen von Seitentälern mit ähnlicher Sohlhöhe für eine sehr heftige und rasche Erosion durch grosse Wassermassen spricht. Der Talboden fällt schwach gegen S und liegt bei Schaffhausen höchstens wenig höher (Grössenordnung 5 m?) als im nahen Haupttal. Ebenso scheint gegen die Thurtal-Rafzerfeldtalung keine wesentliche Stufe vorzuliegen. Der Lauf der Rheinfallrinne war durch die Sattelzone in der Wasserscheide und das von dort gegen Rheinau ziehende Seitental vorgezeichnet, wobei eine zusätzliche massive Erosion nur entlang der rund 3,5 km langen Strecke Schaffhausen–Nohl notwendig wurde. Hier war zudem viel Malmkalk zu durchschneiden.

Warum entstand aber diese Querrinne, welche immerhin eine schätzungsweise 80–100 m hohe Wasserscheide zu durchbrechen hatte? Eine einfache Rückwärtserosion durch das bereits beschriebene Seitental fällt ausser Betracht, dies wegen der nahezu gleichen Höhe der Talböden in Klettgau und Rafzerfeld, aber auch deswegen, weil der Bach sich tief in die Malmkalke hätte fressen müssen. Wir müssen deshalb annehmen, der Abfluss durch das Klettgau sei irgendwann blockiert worden.

4.4 Früher Gletschervorstoß in der Risseiszeit, Rückzug

Die hier zu besprechenden Ablagerungen sind nur aus Sonderungen bekannt, wobei es sich leider grösstenteils um schwer deutbare Spülbohrungen handelt. Einige zusätzliche Hinweise lassen sich aus geophysikalischen Untersuchungen (γ -logs) gewinnen; aufschlussreich sind aber insbesondere die durch VON MOOS und NÄNNY untersuchten Grundwasserverhältnisse (unpubliziert, siehe auch unsern Abschnitt 5.4 und die hydrogeologische Karte auf Blatt 2). Wir stützten uns ferner auf Vergleiche mit den im Detail erbohrten Verhältnissen im Gebiet der Habsburg, welche in einer quartärgeologischen Position wenig ausserhalb der äussersten Moränen der Würmeiszeit liegen (Fig. 3).

Tatsache ist, dass der in risseiszeitlichen Schottern fliessende Grundwasserstrom nicht, wie zu erwarten, mindestens teilweise von Schaffhausen ins Klettgau fliest, sondern gesamthaft in die Rheinfallrinne geleitet wird. Man muss deshalb ein schlecht durchlässiges Hindernis annehmen, welches sich grob zwischen Mühletal und Engiwald lokalisieren lässt und mindestens Kote

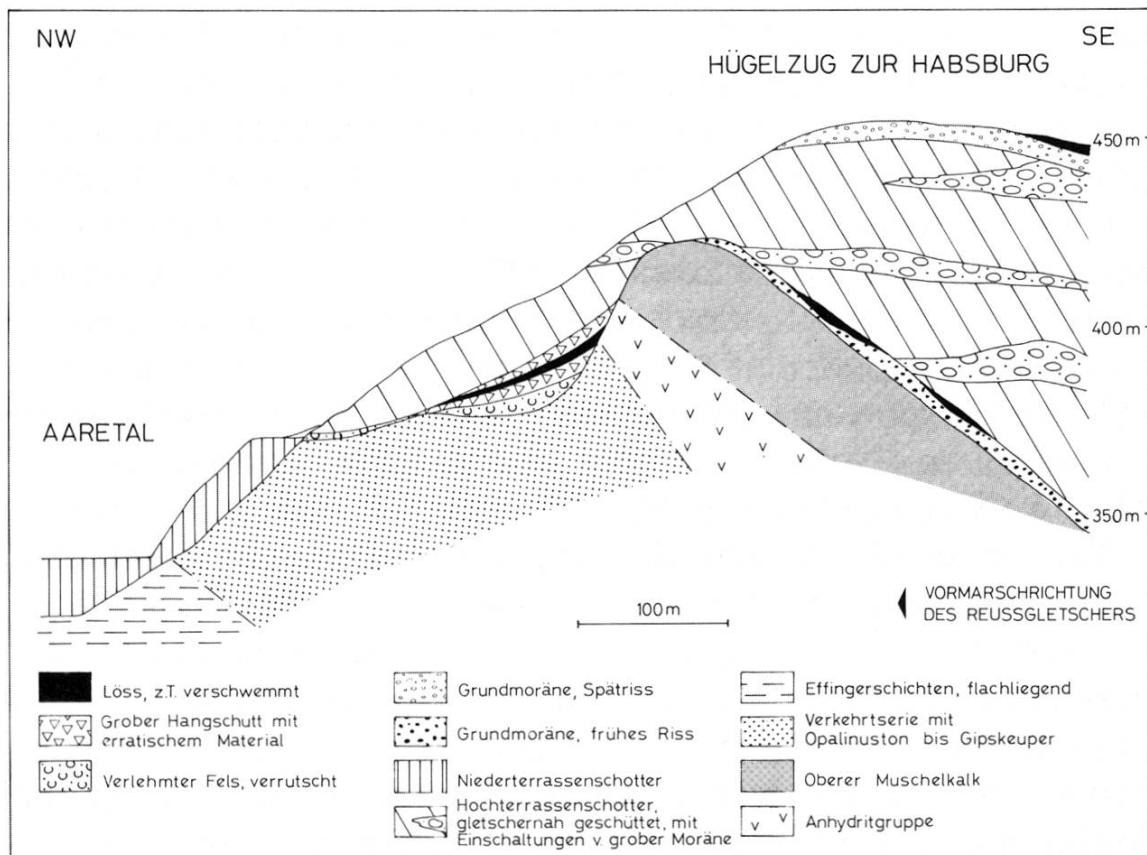


Fig. 3: Schematischer Schnitt durch das Quartär nahe SW der Habsburg, im Bereich der projektierten Autobahn N3

395 m erreicht. Die Spülbohrungen und γ-logs im kritischen Bereich ergeben folgendes:

K₈ im Mühletal (284.21/689.39) fand Kiese, welche grösstenteils aus alpinem Material bestanden und zwar lagig siltig bis etwas tonig waren, aber doch als typische durchlässige Schotter des Riss gedeutet werden können.

K₉ (284.01/688.41) und K₁₀ (284.23/688.45) im W-Teil der Breiti dagegen fanden z. T. sehr grobe Ablagerungen aus alpinem Material und 10–30% lokalem Malmkalk, deren Füllmaterial grösstenteils mit Silt und Ton durchsetzt und deswegen wenig durchlässig waren. Durch Spülwasserverluste lassen sich besser durchlässige Partien nachweisen, dies in K₉ von Kote 400,5–396,5 m (Felsgrenze um 378,5 m) im tieferen K₁₀ von Kote 381,5–353,5 m. Hier stellten sich von der Felsoberfläche auf 340,5 m bis hinauf auf 352,5 m zudem feinkörnige Lockergesteine ein, dies Silte, welche in den obersten 5 m blaugrau und tonig, darunter gelbbraun und feinsandig waren. Sie enthielten wenig Gesteinssplitter und wurden als eiszeitliche Seebodenablagerungen gedeutet, die darüberfolgende Serie dagegen bis oben als Moräne oder moränennahe Sedimente. K₁₁ im obersten Klettgau dagegen (283.35/687.11) entsprach wieder weitgehend durchlässigen, durch Wasser transportierten Kiesen mit gegen 30% lokalem Malmmaterial und sandiger, lagig allerdings mit etwas Silt und Ton durchsetzter, Füllmasse, was den übrigen Bohrungen im Klettgau entspricht.

Diese leider sehr groben Angaben beweisen, dass mindestens bis zur Höhe der Grundwasserscheide zwischen Klettgau und Schaffhausen (393 m) ein zwar komplex aufgebautes, aber durchgehendes Hindernis besteht, welches im wesentlichen aus Obermoräne bestehen dürfte. Ob bei den Bohrungen Moräne sogar bis nahe an die Terrainoberfläche (464,5 m) hinaufreicht oder aber dort jüngere Ablagerungen nahe der Gletscherfront vorliegen, bleibt unsicher.

Dahingestellt bleibe, ob dieser Vorstoß der frühen Risseiszeit vorgängig noch weiter ins Klettgau vorstiess, wie dies HOFMANN (1977) annahm. Falls die Front derart weit vordrang, müssten aus Analogie zur Würmeiszeit grosse Areale um Schaffhausen von Eis bedeckt gewesen sein, während der Thurarm des Rheingletschers gleichzeitig weit ins Rafzerfeld vorstiess und damit die künftige Rheinfallrinne blockierte. Bei

einem rückwärtigeren Eisstand allerdings wäre es denkbar, dass dem Eisrand entlang fliessendes Schmelzwasser den Weg von Schaffhausen über die Wasserscheide gegen Süden fand und diese bereits wesentlich erniedrigte.

Diesem Vorstoss folgte aber ein *Rückzug*, welcher vermutlich recht bedeutend war. Neue Bohrungen im Gebiet des Güterbahnhofs bei der Fulachbrücke (um 285.15/690.30) fanden direkt über der Felsgrenze bis 8 m mächtige, lehmig-kiesige Ablagerungen aus Randenmaterial, also von Lokalbächen, welchen aber ein wechselnder Anteil an angerundetem bis gerundetem alpinem Material beigemischt war. Dass dieses nicht einfach Deckenschottern zugeschrieben werden kann, beweist insbesondere auch eine der Bohrungen, wo sich unter dem Schuttkegel der Randenbäche typische Moräne mit grossen kantigen Steinen (darunter Kristallin) und siltig-sandig-tonigem Füllmaterial fand. Der Schuttkegel ist gegenüber den hängenden Riss-Schottern teils scharf abgegrenzt, teils mit diesen verzahnt, wobei die Grenzen wenige Grad Neigung aufweisen – dies ein Beweis für Ablagerung *über* Wasserspiegel. Analoge Verhältnisse fanden sich bei der Habsburg, wo an geschützter Stelle zwischen Fels und risseiszeitlichen Schottern vorerst Schutt von Lokalmaterial mit Moränenresten, dann mehrere Meter verschwemmter Löss zu finden war (Fig. 3). FREIMOSER und LOCHER (1980) fanden moränenartige Partien mit Blöcken an der Basis der Lockergesteine des Rafzerfeldes, welche allerdings auch jünger sein könnten.

Die eben beschriebenen Verhältnisse beim Güterbahnhof beweisen, dass trotz Blockade der Klettgaurinne gegen Ende der Rückzugsphase kein See mehr bestand, dass also damals die Rheinfallrinne bereits erodiert war, was auch durch die nachfolgende Serie von Lockergesteinsbildungen anderswo bestätigt wird (siehe Abschnitte 4.5.1 und 4.5.2).

Beim Rückzug des Eises musste vorerst allerdings ostwärts des Moränenriegels ein See entstehen, dessen Entwässerung über die Wasserscheide nach S erfolgte. Dank grosser Wassermassen, Schwebstoffführung und hohem Gefälle dürfte die Rinne rasch bis nahe an die Basis erodiert worden sein – ein Vorgang, wie er (vermutlich wenig früher) auch bei Baden stattfand, wo die Lägernkette in kurzer Zeit durchbrochen wurde (SCHINDLER 1977). Die Erosion erfolgte bis auf Höhe der Fels-

sohle im Thurtal-Rafzerfeld-System, so dass dort die beim vorherigen Gletschervorstoß im Vorfeld abgelagerten Schotter wieder weitgehend erodiert werden mussten, dies im Gegensatz zum Klettgau. Dies wiederum spricht für eine kräftige Rückzugsphase der Gletscher, also für ein Zurückfallen in tiefe Zungenbecken. Vermutlich war die vorhergehende Aufschotterung bescheiden, wofür auch die Verhältnisse bei der Habsburg sprechen.

4.5 Risseiszeitliche Schotter

Sieht man von den bereits beschriebenen Ablagerungen nahe der Gletscherstirn und dem tieferen Tal der Klettgauschotter ab, so müssen die rissesiszeitlichen Ablagerungen jünger als der erste Gletschervorstoß und die Rheinfallrinne sein. Eine Analyse dieser sehr mächtigen Bildungen ist mangels durchgehender guter Aufschlüsse schwierig und oft unsicher, was auch Widersprüche zur Deutung anderer Autoren erklärt. Da wesentliche Änderungen im Vertikalprofil auftreten, sei die Besprechung in verschiedene Stufen gegliedert, wobei das Klettgau ausgeklammert wird.

4.5.1 Ablagerungen unterhalb Kote 390 m

Diese Lockergesteine füllen im wesentlichen die tiefen, bis etwa 335 m hinuntergreifenden Rinnen und sind einerseits aus Bohrungen, andererseits aus Aufschlüssen unterhalb des Rheinfalls bekannt. Sie sind mit relativ groben, gut abgerundeten bis mässig gerundeten Kiesen gefüllt, was auf einen nicht allzu langen Transportweg von der Gletscherstirn hindeutet. Bei den alpinen Geröllen ist im Gegensatz zu den Deckenschottern das Kristallin gut vertreten. Daneben finden sich im ganzen Bereich der Karte gut gerundete Hegau-Vulkanite, ferner Trümmer von Malmkalk der Umgebung, deren Durchmesser oft auffällig gross ist, ebenso weist der niedrige Grad der Rundung auf einen kurzen Transportweg hin. MEISTER (1907) beschreibt z. B. von einer Bohrung bei der Rheinalde (um 283.05/691.15) in 18–20 m Tiefe eine Lage mit gegen 50% lokalem Malmkalk, ferner in 11–14 m Tiefe Gerölle von Phonolith. Nahe der Rheinbrücke Schaffhausen–Flurlingen enthalten die Schotter vereinzelt Blöcke von Kalk, welche wohl von der

nahen Rinnenwand stammen. Die Schüttung dürfte in fliessendem Wasser erfolgt sein, die Schichtung also horizontal liegen, was für die Wasserdurchlässigkeit günstig ist. Das Füllmaterial besteht überwiegend aus Sand, wobei mit Silt durchsetzte Lagen auftreten, aber kaum Ton. Diese gut durchlässigen, relativ gut aufbereiteten Kiese werden oft unter dem Namen «*Rinnenschotter*» zusammengefasst und können wolfig verkittet sein, dies besonders häufig nahe der Oberfläche oder im heutigen, beziehungsweise ehemaligen Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels. Im Detail erfolgte die Kalzitausscheidung aber sehr unberechenbar. Die tiefe Spülbohrung im unteren Mühletal wie auch einige Kernbohrungen wenig weiter östlich zeigen eine Tendenz zu höherem Gehalt an Silt, dies wohl wegen der Nähe des Moränenriegels in der Klettgaureinne.

4.5.2 Ablagerungen zwischen Kote 390 m und 460 m

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Schottern treten nun vermehrt grobe, schlecht gerundete und wenig sortierte Kiese mit Steinen, vereinzelt auch kleinen Blöcken auf, was auf kürzere Transportwege und eine nahe Gletscherstirn deutet. Das sandige Füllmaterial ist häufig mit Silt durchsetzt oder wird sogar etwas tonig. In der Nähe des Randen – so im nördlichen Teil des Güterbahnhofs oder im südlichen Mühletal (284.52/689.43) fanden Sondierungen sehr unruhige Sedimentationsverhältnisse mit starker Zufuhr von lehmig-kalkigem Randenmaterial. Kalktrümmer wurden aber auch weit in die Schotter verschleppt.

Da eine Verkittung durch Kalzit zur Hauptsache an siltarme, tonfreie Kiese gebunden ist, treten nagelfluhartige Partien nur in Lagen und auch dort unregelmässig auf, sind aber besonders nahe der Oberfläche häufig. Nahe dem Dorfkern von Flurlingen (282.27/689.38) erschienen in einer Baugrube auf etwa 395–402 m Höhe teilweise verkittete, schräg geschichtete Kiese, was auf einen temporären Stau hinweist – dies am ehesten im Zusammenhang mit dem Vorrücken des Thurlappens des Rheingletschers.

Wir vermuten, dass in den oberen Partien des besprochenen Schichtstosses bereits einzelne Lagen von Obermoräne eingeschaltet sind, doch fehlen hier Kernbohrungen und Aufschlüsse weitgehend. Knapp hangwärts des ehemaligen Tuffsteinbruchs

von Flurlingen fand eine Bohrung (282.59/689.56) folgendes Profil: 0–7,2 m Moräne der Würmeiszeit, 7,2–12,4 m (Kote 453,1–447,8 m) schlecht sortierte, wenig gerundete Kiese mit Steinen (Durchmesser bis 20 cm), sandig, wechselnd siltig, 12,4–14,8 m Moräne mit viel verschleppter Molasse, darunter anstehende Untere Süßwassermolasse – ein Profil wie es HEIM (1931) ähnlich aus dem damaligen Bruch beschrieben hat. Offen muss die Frage bleiben, ob die Moräne unter den Riss-Schottern dem ersten Vorstoss des Gletschers entspricht oder aber erst kurz vor den Kiesen entstand.

4.5.3 Ablagerungen oberhalb Kote 460 m

Die im folgenden beschriebenen Lockergesteine weisen Anzeichen von Entstehung in unmittelbarer Nähe des Gletschers auf, sind aber leider nur sporadisch aufgeschlossen. Meist sind sie grob, mit Steinen oder sogar kleinen Blöcken durchsetzt, wenig gerundet und schlecht aufbereitet. Das Füllmaterial enthält neben Sand auch häufig Silt, daneben auch teilweise Ton. Wie die Wasserverhältnisse und temporären Aufschlüsse zeigen, treten Einschaltungen von flach liegendem, nahezu dichtem Lockergestein auf. Mindestens in zwei Fällen geht eine solche Lage sehr weit durch und lässt sich anhand von Quellhorizonten verfolgen: Auf Kote 465–475 m im westlichen Teil des Breitfeldes, wo verschiedene Wasserfassungen liegen, und jenseits des Engiwaldes auf 485–490 m am Gretzengraben (siehe Blatt 1 sowie die hydrogeologische Karte auf Blatt 2). HÜBSCHER (1951) konnte beobachten, dass das Wasser im Gretzengraben über einer Moränenschicht entspringt, welche durch den ganzen Hang ziehen dürfte. Ob die gleiche oder eine andere Lage für die Quellen in der Breiti verantwortlich ist, bleibe dahingestellt. Man muss für die Ablagerungen oberhalb 460 m mit Eisrandlagen ähnlich jenen zur Zeit der maximalen Ausdehnung des Würm rechnen, wobei starke Pendelbewegungen und einzelne weiter reichende Vorstösse auftraten. Ablagerungen dieser Zeit fehlen denn auch im SE der Linie Neuhausen-Pantli.

Das *Entwässerungssystem* wurde durch den Gletscher in die Kalkgebiete abgedrängt und die Randentäler blockiert. Im Randbereich entstanden Schotter vorwiegend alpiner Herkunft, weiter talaufwärts lehmig-feinsandige Seeablagerungen,

dann folgte lehmiger Randenschutt. Aus dem Durachtal beschreibt HÜBSCHER (1943) aus Kiesgruben nahe der Ziegelhütte (um 287.0/689.3 auf ca. 470–485 m) teilweise verkittete Schotter mit *Deltaschichtung*, während Bohrungen weiter talaufwärts Seebodenlehme vermutlich risseiszeitlichen Alters fanden (siehe S. 72). Lokal tritt auch anderswo Schiefschichtung auf, welche auf kleine Staus durch vorgelagerte Moränenwälle oder anders laufende Schüttungen zurückgehen dürften. So beschreibt SCHALCH (1916) von der Kiesgrube bei Oerlifall im W der Breiti (284.10/688.15, um 510–530 m) teilweise verkittete Schotter mit 25° gegen W einsinkenden Schichten, HÜBSCHER (1943) machte ähnliche Beobachtungen auf der W-Seite des Gretzengrabens.

Im Kalk bildeten die Schmelzwasser nahe dem jeweiligen Eisrand Erosionsrinnen, welche im Laufe der fortschreitenden Aufschotterung des Vorlandes durch Sedimente aufgefüllt wurden. Das so entstandene *Rinnensystem* etwas ausserhalb des späteren Würm-Maximums entwässerte von NE gegen SW und lässt sich wie folgt skizzieren: Es setzte am Randenbruch auf einem Pässchen auf Kote 636 m ein und folgte dann dem Birchtal bis Vorder Freudental wo es auf das Hindernis des Längenberg stiess. Diesen umfloss und durchbrach das Schmelzwasser zeitweise im südlichsten Teil, wo im Staugebiet an dessen E-Flanke lokal schiefgeschichtete, sandreiche, relativ feinkörnige Kiese zu finden sind. Im übrigen bildeten sich auf seinem Rücken wie auch im Birchtal grobe Kiese mit viel alpinem Material und auch etwas Hegauvulkaniten, zudem aber auch Trümmer von Malmkalk des Randens, welche bis zu Blockgrösse erreichen können. HÜBSCHER (1941, 1943) beschreibt mehrere Relikte solcher Schotter, so auch von einer kleinen Grube an der SW-Ecke des Längenbergs (286.92/689.74, um 530–540 m). Noch eindrücklicher ist eine 600 m weiter im NW liegende, sehr tief in den Kalk eingeschnittene Rinne, deren Sohle mindestens auf Kote 490 m hinunterreicht, während die Schotterfüllung über Kote 570 m hinaussteigt und einzelne mächtige Blöcke von Malmkalk führt.

In der Fortsetzung umgeht das Rinnensystem den Wirbelberg im N und W, wobei die Sohle unter Kote 480 m sinkt, dann hinterlässt es letzte eindeutige Spuren beim Holenbaum, wo eine sonderbare, ebenfalls tief eingeschnittene, kiesgefüllte

Schlucht einen Riegel von Malmkalk im N umgeht (um 284.9/688.4).

Die nachfolgende *Ablagerung von Schottern* reichte sehr hoch hinauf, fiel aber nachträglich teilweise der Erosion zum Opfer. Die höchsten Relikte am Längenberg und jenseits des Freudentals bei Bramlen liegen auf 580 m, bei Griesbach (285.0/687.9) bei 560 m und im Engiwald bei 550 m.

4.5.4 Deutungsversuch

Die Obergrenze der Riss-Schotter wurde nachträglich erodiert und glazial umgestaltet, wobei mit Ausnahme des Gebietes westlich und nördlich des Gretzengrabens (siehe nächster Abschnitt) nur selten eindeutige Relikte der Moränen-decke festzustellen sind. HOFMANN (1977) trennte die oberhalb ca. Kote 460 m liegenden Lockergesteine von den übrigen ab und bezeichnete sie als Engeschotter. Im Unterschied zum tiefer liegenden Schichtpaket wären sie erst in der ausgehenden Risseiszeit gebildet worden, wobei Toteis im Klettgau als Stauriegel gewirkt hätte. Bei einer solchen Deutung würde sich die als Wasserstauer wirkende(n) Moränenschicht(en) als Trennhorizont anbieten; auch die lokal zu beobachtende Schieflschichtung passt ins Bild.

Eine Abtrennung der Engeschotter scheint mir allerdings nicht zwingend notwendig zu sein, denn eine kontinuierliche Sedimentation vor dem Hauptvorstoss der Risseiszeit würde ein ähnliches Bild ergeben. Dabei wäre die Gletscherstirn tendenziell im Laufe der Zeit immer etwas weiter vorgerückt, dies unter zahlreichen Pendelbewegungen. Der Deutung mit einem allmählich immer niedriger werdenden Toteisriegel steht die Erosion tiefer Rinnen entgegen, deren Füllung unter starker Strömung und Nachbrechen der Schluchtwände stattfand – Zeichen einer steigenden und nicht einer sinkenden Erosionsbasis. Dagegen sprachen aber auch die Beobachtungen im Habsburggebiet, wo wenig ausserhalb des Würmmaximums vor dem Hauptvorstoss des Riss ein mindestens 140 m mächtiger Schichtstoss von groben Schottern mit einzelnen Moränen-lagen entstand (Fig. 3), während im Engwald inklusive den frührisseiszeitlichen Bildungen 220 m Lockergestein gebildet wurde. Wie HOFMANN (1977) zeigte, weicht die Geröllzu-sammensetzung der «Engeschotter» im Südteil deutlich von

den tieferen Kiesen ab und gleicht sich etwas den Deckenschottern an; zudem fehlen dort Hegauvulkanite. Weiter im N und NE ändert sich das Bild rasch, beschreibt doch z. B. SCHALCH (1916) von einer ehemaligen Baugrube am Lahnbuck (um 284.54/688.6, auf 510–520 m) grobe, frische, teilweise verkitte Schotter, welche neben alpinem Material auch Malmkalke des Randen, Phonolith und Basalt enthalten, also eine Zusammensetzung, wie sie für die Schmelzwasser nördlich des Gletscherrandes typisch sind. Weiter südlich dagegen dürfte die Schüttung durch Schmelzwasser aus der Südflanke der Steiner Zunge oder der Nordflanke des Thurlappens erfolgt sein, wie dies HOFMANN (1977) auf seiner Fig. 2 dargestellt hat. Es ergibt dies aber keine zwingende Datierung.

4.6 Hauptvorstoss der Risseiszeit, Vorgänge gegen Ende dieser Eiszeit

4.6.1 Hauptvorstoss

Der Hauptvorstoss der Risseiszeit überflutete das gesamte Untersuchungsgebiet, wobei im Randen Findlinge bis auf ca. 700 m Höhe hinauf gefunden werden (SCHALCH 1916, HOFMANN 1981). Dabei dürfte eine unregelmässige Erosion stattgefunden haben, welche besonders in den kurz vorher abgelagerten Lockergesteinen wirkte und dort die Geländeformen massiv änderte. Es blieb aber nur wenig Moräne zurück, wobei dieser Schleier oft nachträglich erodiert oder überdeckt wurde. Am häufigsten sind einzelne Blöcke alpinen Ursprungs festzustellen.

4.6.2 Spätriss im obersten Klettgau: Sedimentation

Moränenrelikte häufen sich zwischen dem Griesbachhof und den hochgelegenen Gebieten im Westen des Gretzengrabens. Grössere Mächtigkeit erreichen sie insbesondere zwischen dem Engiweiher und dem Eschheimertal, wo sie einen breiten, unscharfen Rücken bilden, den wir als verwischten Stirnmoränenwall deuten. Dieser überlagert im Bereich Gretzenäcker (284.5/687.4) – Tüfelschuchi (283.8/687.2) – Punkt 283.6/687.4 grossflächig ältere Lockergesteine (mindestens teilweise Riss-Schotter) und dämmt das Eschheimertal zu einem abflusslosen Becken ab. Im NE von Lahnbach dagegen

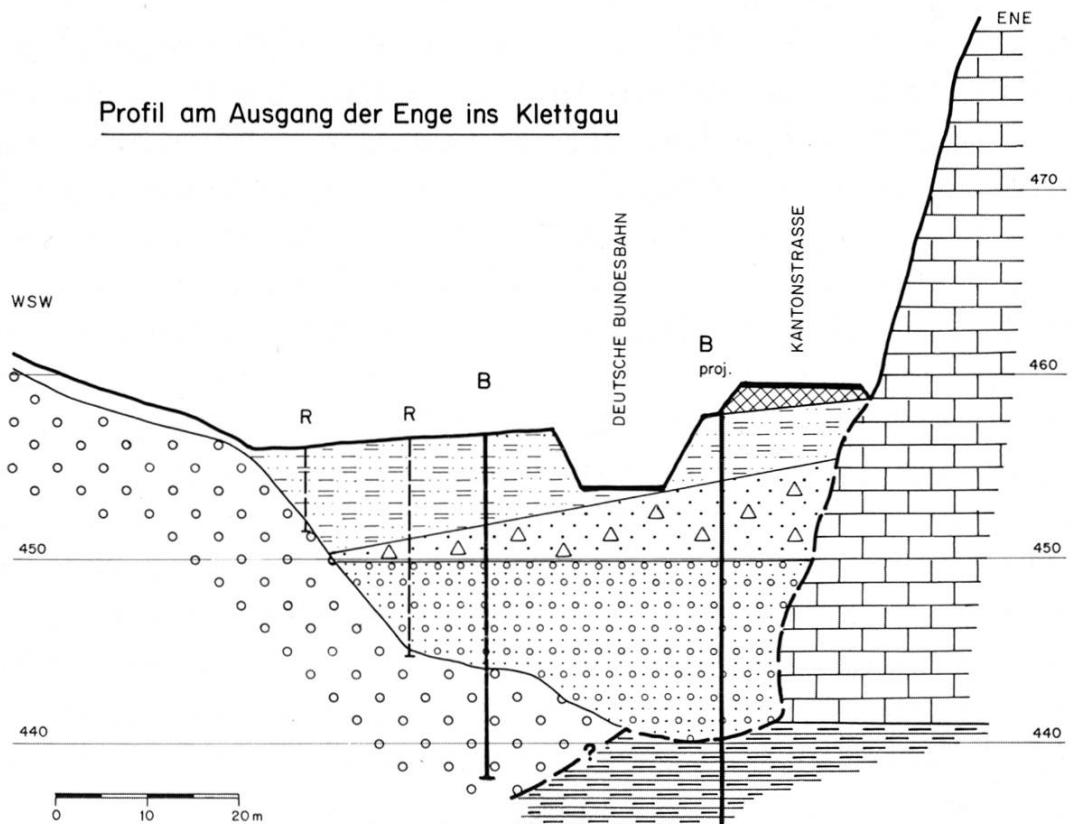
ist die Moräne sehr dünn (Druckfehler auf Blatt 2). Leider fehlen gute Moränenaufschlüsse heute. Nach SCHALCH (1916) fand sich in Kiesgruben bei Gretzenäcker viel Malm, etwas Hegau-Vulkanit und buntes alpines Material, welches nicht eindeutig verwaschen war, andererseits aber auch kaum Gletscherkritze aufwies (Typus Obermoräne). Die Grube Eichholz am W-Rand unseres Blattes (284.03/687.05) zeigte nach dem gleichen Autor z. B. verschwemmte, oft steil einfallende Kiese mit einzelnen gewaschenen, rasch wieder auskeilenden Lagen von Sand, an einer Stelle auch Andeutung von Moränenstruktur. Die Moränen enthalten viel aufgearbeitetes, gerundetes Kies; ihr Füllmaterial führt meist viel Silt und etwas Ton, so dass der Boden hier viel feuchter wirkt als über Riss-Schottern (z. B. im Engiwald). Die glazial stark überarbeitete Oberfläche der Schotter schwankt beim Engiweiher um 535–550 m, während der Moränenwall auf 564–575 m ansteigt und das Gelände im nahen Eschheimertal zu einer weiten Mulde absinkt, an deren tiefstem Punkt (554 m) ein Weiher liegt. Westlich von diesem, knapp ausserhalb unserer Karte, wurde nahe dem Restaurant Steinbruch einst eine Lehmgrube betrieben. Nach HÜBSCHER (1943) konnte dort von unten nach oben folgendes Profil beobachtet werden: Kalk, anstehend, Oberfläche mehr als 10 m unter dem Spiegel des Weiher. Darüber Sande, deren Obergrenze gegen das Beckeninnere absinkt, dann graue Tone und zuoberst mächtige braune Lehme, welche einige Trümmer von Jurakalk und erratischem Material enthalten. Die Sande und grauen Tone deuten wir als spätisseiszeitliche Beckenablagerungen bergseits des Moränenriegels; darüber dürfte Gehängelehm vorliegen, wie er hier sehr weitflächig vorkommt. Gesamthaft gesehen scheint hier ein spätisseiszeitlicher Stirnmoränenbogen vorzuliegen, welcher die vom grossen Gletschervorstoß überprägte, bucklige Oberfläche der Riss-Schotter überdeckte und das Eschheimertal abdämmte. Sein südlichstes Drittel fiel später der Erosion zum Opfer.

4.6.3 Spättriss im obersten Klettgau: Erosion

Die Schotter des Engiwalds weisen gegen das Klettgau hin eine scharfe Erosionskante auf, an welche mehrere kurze, steile Tälchen anschliessen. Deren Talsohle und Teile des Hangfusses aber sind durch grosse Massen von weichgelagertem, siltig-

sandigem bis leicht tonigem oder kieshaltigem Schutt eingedeckt – Bildungen, wie sie sich hauptsächlich in der Würmeiszeit ausserhalb des vergletscherten Areals ansammelten (siehe S. 79). Die Erosion der Täler muss deshalb vor dem Würm stattgefunden haben, wobei die dazu nötigen Wassermassen am ehesten in der späten Risseiszeit zur Verfügung standen – während und kurz nach der Bildung des Moränenbogens. Falls diese Deutung stimmt, so wären im Engiwald die Riss-Schotter *beim maximalen Vorstoss* des Eises wenig, talabwärts im Klettgau dagegen kräftig erodiert worden, während östlich der Linie Neuhausen–Pantli schon primär die höheren Teile der Schotter fehlten. Der Gletscher hätte demnach den durch den Durchbruch des resistenten oberen Malms gegebenen Engpass auch in den Lockergesteinen als Schwelle herausgearbeitet, was aber keineswegs ungewöhnlich ist.

Profil am Ausgang der Enge ins Klettgau



Legende :

	Sondierung (R=Rammsondierung, B=Kernbohrung)
	γ- Mergel, mittlerer Malm
	Kalke des oberen Malm, soweit aufgeschlossen massig
	Kiese der Risseiszeit, hart gelagert, z.T. verkittet, grob
	Sande und Kies-Sande der Würmeiszeit, weich gelagert
	Späteiszeitlicher Hangschutt mit Malmtrümmern, grob
	Bachablagerungen, sandig-siltig-tonig, wenig Kies, weich
	Auffüllung

Fig. 4: Profil am Ausgang der Enge ins Klettgau, 2-fach überhöht

Die nachfolgende, *späteiszeitliche Erosion* im unmittelbaren Vorfeld des Gletschers dürfte vorerst etwa den Bereich von Beringen bis zum Moränenwall ergriffen haben, wobei die Schmelzwasser nahe der Südflanke des Tales ausflossen. Beim anschliessenden Abschmelzen des Eises griff der stürmische Abtrag zurück, erodierte den Südteil des Moränenbogens samt viel unterliegendem Schotter und schuf den Ansatz zur heutigen Schlucht der Enge. Dabei dürfte sich auch der von HOFMANN (1977) von der Kiesgrube nördlich Hardau (W-Rand der Karte, 243.3/687.0) beschriebene Blockhorizont gebildet haben, welcher die Riss-Schotter oben abschliesst. Er ist heute auch in benachbarten Kiesgruben zu beobachten. In Bohrungen am nördlichen Ausgang der Schlucht fehlte dieser dagegen; hier fanden sich unter würmeiszeitlichen Ablagerungen direkt grobe, schlecht sortierte Riss-Schotter mit Durchmesser bis 12 cm, welche teilweise verkittet sind (Fig. 4). Der gleichen Erosionsphase dürfte auch die Terrasse der Hardau zuzuschreiben sein (um 263.1/687.0). Der Abtrag endete schlagartig, als die Gletscherstirn hinter die Schwelle des Engiwalds zurückfiel und das Schmelzwasser einen Weg nach Süden fand.

4.6.4 Rissmoränen im Gebiet von Flurlingen

Im Hang ob Flurlingen wurde eine grosse Zahl von Bohrungen abgetieft, wobei fast überall zwischen dem Molassefels und jüngeren Lockergesteinen eine Schicht von Grundmoräne gefunden wurde (Fig. 7 und 8). Diese enthält neben oft gekritztem alpinem Kies und einzelnen Blöcken auch viel aufgeschürzte Molasse und ist meist etwas angewittert oder verlehmt. Eine Ausnahme bildet die unter Riss-Schottern verborgene, hart gelagerte Grundmoräne von Allenwinden, welche der frühen Risseiszeit zugeschrieben wird. Trotz Anwitterung handelt es sich bei der höchstens wenige Meter mächtigen Schicht eindeutig um Moräne und nicht etwa um Hangschutt, wobei sie bemerkenswerterweise auf breiter Front bis mindestens Kote 410 m hinuntergreift. Dies erstaunt deswegen, weil vorher die Aufschotterung bis gegen Kote 460 m hinaufgereicht haben dürfte (Allenwinden) und eine intensive Erosion während dem Hauptvorstoss der Risseiszeit hier angesichts der nahen Schwelle des Engiwalds wenig wahrscheinlich erscheint. Als

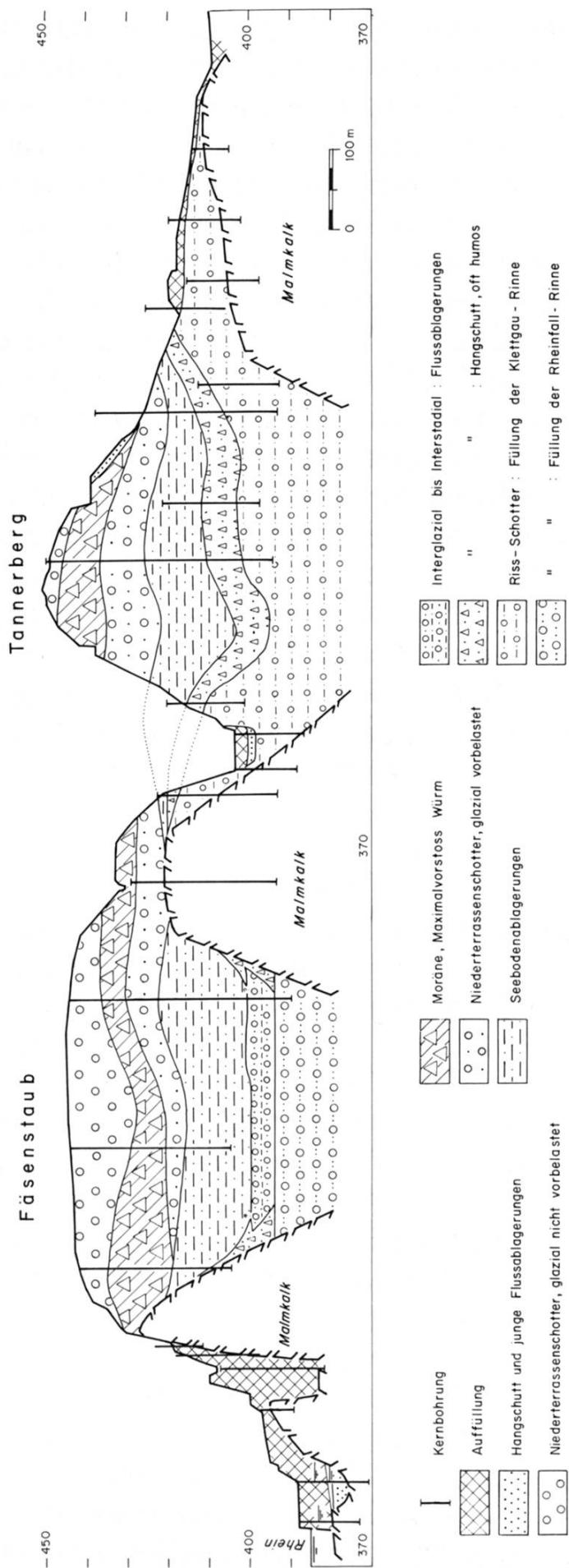


Fig. 5: Profil Rhein-Fäsenstaub-Tannerberg-Güterbahnhof Schaffhausen, 5-fach überhöht

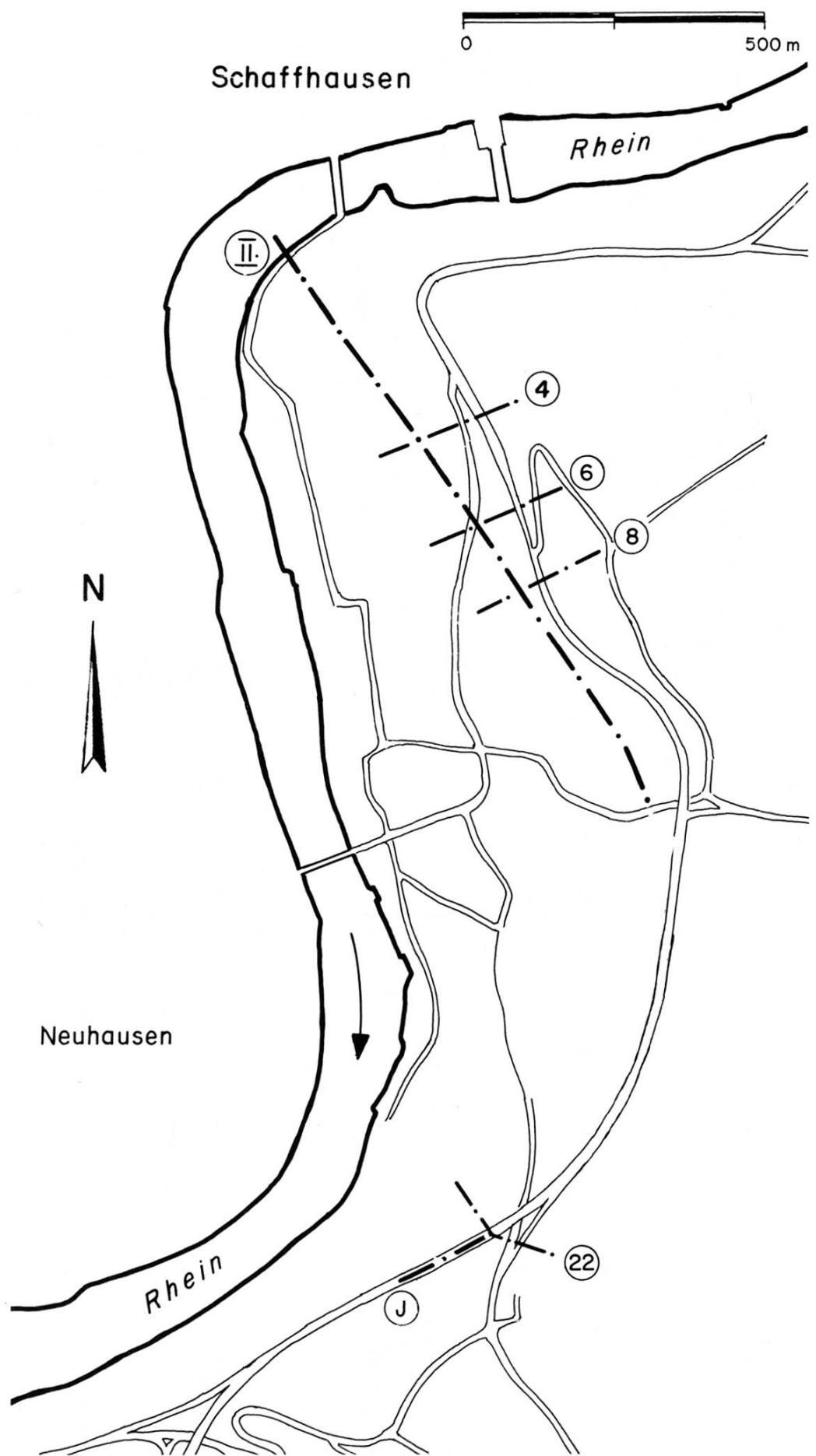


Fig. 6: Hang bei Flurlingen, Lage der Profile (Fig. 7, 8 und 9)

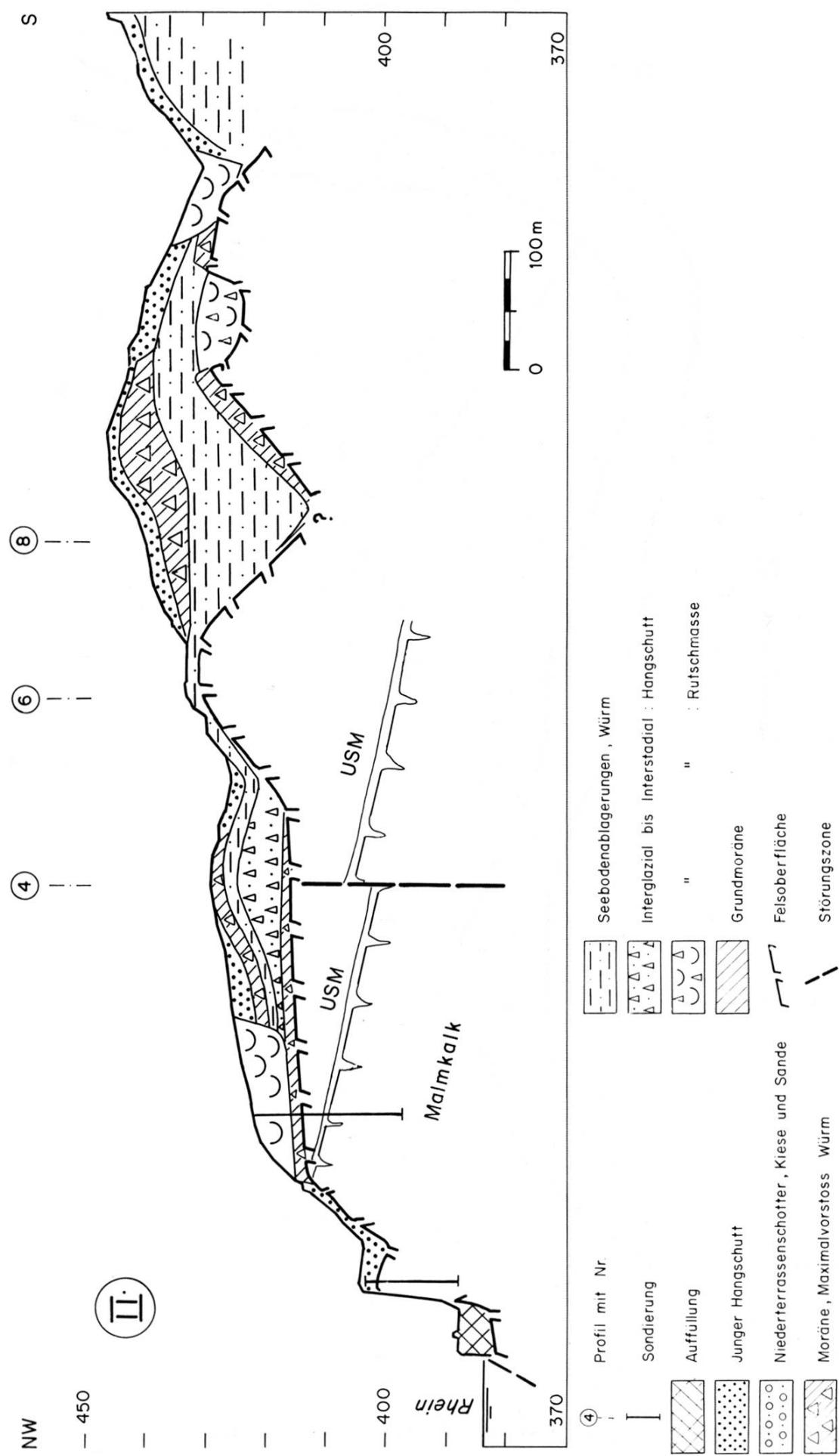


Fig. 7: Geologisches Längenprofil im Raum Flurlingen, 10-fach überhöht

Hypothese kann angenommen werden, die Erosion habe erst stattgefunden, als der Gletscher bis Schaffhausen zurückfiel, die Schmelzwasser also statt ins Klettgau nun nach Süden flossen. Wie die späte Würmeiszeit demonstriert (Kapitel 4.13.3), kann unter diesen Umständen ein sehr rascher Abtrag erfolgen. Man

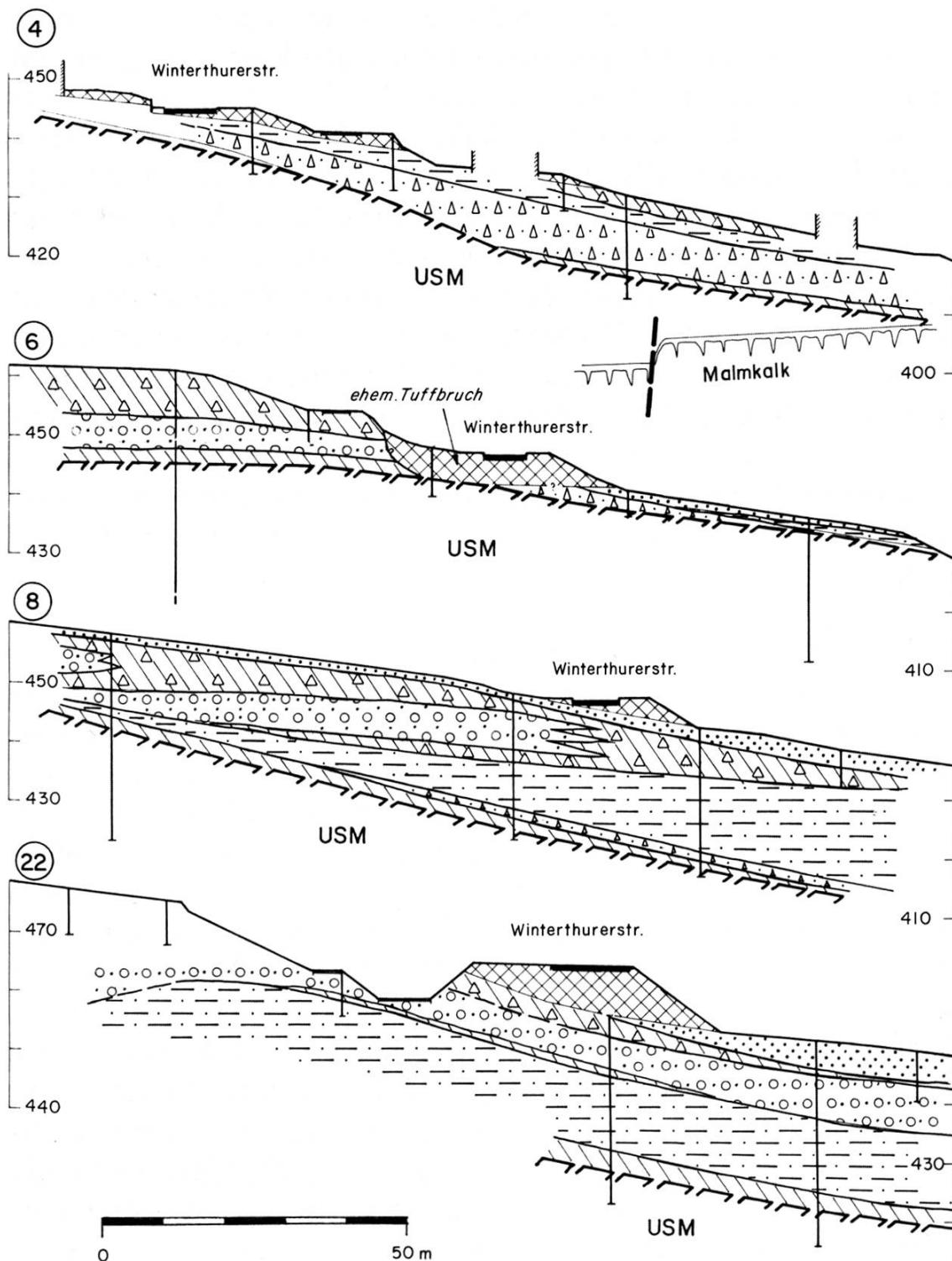


Fig. 8: Geologische Querprofile im Raum Flurlingen, nicht überhöht. Der Rhein liegt weiter rechts. Lage siehe Fig. 6, Legende Fig. 7

müsste anschliessend einen kurzen, spätisseiszeitlichen Gletschervorstoß annehmen, welcher möglicherweise mit der bereits besprochenen Stirnmoräne im obersten Klettgau zu verknüpfen wäre.

4.7 Erosionsphase, interglaziale bis interstadiale Bildungen

Während die Erosion im Klettgau mangels grossem Gewässer in der Folgezeit kaum mehr zum Zuge kam, setzte sie im übrigen Gebiet mit dem Rückzug des Eises ein, ohne dabei allerdings das Ausmass der Periode zwischen ausgehender Mindel Eiszeit und dem Riss zu erreichen. Es bildete sich in der glazial geformten Oberfläche ein Talsystem aus, dessen Verlauf weder mit dem früheren noch mit dem heutigen genau übereinstimmt (Blatt 2, Kärtchen 2). Das ehemalige Relief kann durch glücklichen Zufall auf bedeutende Strecken noch heute fixiert werden, da es kurz vor dem maximalen Vorstoß der Würmeiszeit teilweise überflutet und mit Seebodenablagerungen überdeckt wurde. Die altbekannten, fossilführenden Kalktuffe von Flurlingen können zudem mit humusführendem Verwitterungsschutt verknüpft werden, was eine grobe Datierung erlaubt.

4.7.1 Kalktuffe von Flurlingen

Der schon J. J. SCHEUCHZER bekannte *Steinbruch* lag um Kote 450–465 m, knapp bergseits und unter der Kantonsstrasse, um 282.55/689.55, doch sind seine Spuren heute bis auf einige isolierte Tuffblöcke verschwunden. Nach HEIM (1931) lag unter der 12–15 m mächtigen, schräg bergwärts ansteigenden Tufflage lokal angewitterter Riss-Schotter, darunter folgte schöne Grundmoräne, dann Fels der Unteren Süßwassermolasse – ein Befund, wie ihn auch eine neue Bohrung wenig weiter bergseits bestätigt hat. An einigen Stellen fehlte allerdings die Grundmoräne (GUYAN und STAUBER 1941). Das Kalktuffvorkommen erreichte 80 m Länge und bis zu 40 m Breite und zeigte eine vom würmeiszeitlichen Gletscher glattgeschliffene Oberfläche, welche von 3–4 m Moräne überdeckt war. Diese wird bergseits über den Riss-Schottern mächtiger (heutige Situation auf Fig. 8, Profil 6).

Die *Tuffbildung* endete demnach vor dem Maximalvorstoß der Würmeiszeit, welcher offenbar die Zufuhr von Grund-

wasser weitgehend unterband. Das kleine Schottervorkommen von Allenwinden dürfte ursprünglich weitgehend aus den nahen Deckenschottern des Kohlfirsts gespiesen worden sein. Heute tritt viel Wasser aus deren Fuss aus, wobei in der NW-Ecke (östlich des Sportplatzes Flurlingen) postglazialer Kalktuff zu beobachten ist, weiter östlich auch zahlreiche Quellen. In den obersten Lagen des Tuffs eingebettet fand MEISTER (1898) Reste von Torfrind, Edelhirsch und Rhinoceros merkii; HANTKE (1959) erwähnt auch *Paleoxodon antiquus*. Zudem traten auch Schichten mit gut erhaltenen Blättern und ausgelaugten Stammresten auf. GUYAN und STAUBER (1941) beschrieben daraus zahlreiche Pflanzenarten, darunter sehr viel Bergahorn, aber auch wärmeliebende Arten wie Efeu und Buchsbaum. Buche fehlte, wurde aber von LÜDI (1953) als Pollen neben sehr viel Koniferen gefunden, weshalb er auf das Endstadium des Eem (Riss-Würm-Interglazial) schloss. Es soll sich um einen Laubwald an der unteren Grenze des Buchen-Weisstannen-Gürtels gehandelt haben. Auf jeden Fall dürfte das interglaziale Alter des Kalktuffs von Flurlingen heute feststehen (HANTKE 1978).

4.7.2 Interglazialer bis interstadialer Hangschutt

Der Kalktuff bildete harte, ockergelbe Lagen, daneben kam aber auch krümeliges bis pulveriges Gries vor. Direkt hangabwärts des ehemaligen Bruchs, viel schöner aber etwas weiter nördlich (Fig. 8, Profile 4 und 6) fand sich in Bohrungen über Rissmoräne, aber unter Seebodenlehmen und Würmmoräne versteckt eine bis 8,5 m mächtige Schicht, welche solches Gries, zudem auch kleine Trümmer von Kalktuff führt. Sie besteht aus einem Gemisch von Sand und Silt, welches teilweise auch Ton und angewitterten Kies enthält und in einzelnen Horizonten stark humos ist. Dieser alte Hangschutt erscheint in geringerer Mächtigkeit gelegentlich in andern Bohrungen des Flurlinger Hangs (z. B. in Profil 8, Fig. 8). Ferner wurde wenig nördlich der Fortsetzung des Chülen Tals (um 282.34/689.63, siehe auch Fig. 7) eine alte, mit Seebodenablagerungen überdeckte Rutschung erbohrt. Die Überdeckung durch Seebodenlehme und Würmmoräne sowie die harte Lagerung zeigen, dass diese Lockergesteine vor dem maximalen Vorstoss der Würmeiszeit entstanden (siehe Kapitel 4.8). Der Gehalt an Humus

und Kalktuff lässt zwar keine genaue Datierung zu, ergibt aber doch eine Verknüpfung mit dem Eem und den folgenden kühleren Perioden vor dem Maximalvorstoss des Würm. Ganz ähnliche, teilweise humose Schichten mit Kalktuffknöllchen fanden sich in Schaffhausen im Südteil des Herrenackers (um 283.38/689.75) in mehreren Bohrungen – Bildungen in einer ehemals nordwärts zum nahen «Rhein» abfallenden Halde (Blatt 2, Kärtchen 2). Mächtig und teilweise sehr stark humos, aber ohne Kalkausscheidungen, findet sich alter Hangschutt ebenfalls in mehreren Bohrungen am Tannerberg (um 284.2/689.6), dies oft unter sehr viel Lockergestein verborgen (Fig. 5). Das Gebiet lag damals am NW-Rand des «Herblinger Tals», bei der Einmündung des «Merishauer Tals» (Blatt 2, Kärtchen 2). Hier sammelte sich bis zu 8,6 m angewitterter, mit Sand und Silt durchsetzter Schutt aus den Riss-Schottern, daneben aber auch verschwemmtes, sandig-siltig, rotbraun verfärbtes Material mit einzelnen Humuslagen. Es ist stark oxydiert. Eine durch K. HÜNERMANN untersuchte Probe ergab leider keine Fossilreste. Ähnliche, aber viel dünnerne Ablagerungen fanden sich in vereinzelten Bohrungen von Herblingen zum Fäsenstaubgebiet bis nach Urwerf; bei vielen fehlten sie gänzlich.

4.7.3 Interglaziale bis interstadiale Schotter

Neben und z. T. über diesen charakteristischen Bildungen finden sich auch graubraune, recht gut aufbereitete, sandige Kiese, welche gelegentlich humose Partien enthalten. Ähnlich den Riss-Schottern enthalten sie einzelne Trümmer von Malmkalk der Umgebung und oft auch etwas Silt, scheinen aber besser gerollt und eher feinkörniger als diese zu sein.

Eine Abgrenzung dieser Schicht ist nur sehr schwer zu ziehen, handelt es sich dabei doch weitgehend um umgelagerte ältere Schotter, in einzelnen Gebieten auch nur um deren Anwitterungsschicht. Unerwartete Hilfe kommt von den *Rammsondierungen*: Während typische Riss-Schotter die Sonde nur wenig eindringen lassen, zeigen sich in den jüngeren Bildungen zwar immer noch beträchtliche Rammwiderstände, welche aber trotzdem 10 m und mehr Rammtiefe erlauben. Der Grund für diese Erscheinung ist nicht eindeutig festzustellen. Beide Schotterarten wurden vorbelastet, die jüngere allerdings

wesentlich schwächer, durch 20–50 m Lockergestein und die äusserste Stirn des würmeiszeitlichen Gletschers. Unterschiede mögen sich auch aus einer anderen Kornverteilung – bessere Aufbereitung – und allenfalls fehlende Verkittung der jungen Kiese ergeben. Nimmt man den Rammwiderstand und gelegentlich braune Verfärbung als Kriterium, so ergäbe sich folgendes Bild: Beträchtliche *Mächtigkeit* (10 m und mehr?) erreichen die umgelagerten Kiese entlang den beiden Hauptwasserläufen, dem damaligen «Rhein» und der «Fulach» (Blatt 2, Kärtchen 2), welche beide streckenweise anders verliefen als heute. Sie vereinigten sich beim Bahnhof Schaffhausen, wobei der erstere bei der Rheinbrücke Schaffhausen-Feuerthalen den heutigen Lauf verliess, die Kiese der «Fulach» dagegen nahe dem N-Portal des Emmersbergtunnels (um 284.1/689.9) erbohrt wurden. Sie ziehen denn unter Fäsenstaub (Fig. 5) und Steig gegen Urwerf, um nahe der Brücke Schaffhausen-Flurlingen den heutigen Rheinlauf wieder zu erreichen. Dies alles lässt annehmen, dass sie unter Neuhausen hindurch gegen das Becken des Rheinfalls weiterziehen.

Unklar bleibt mangels eindeutiger Sondierergebnisse, wie mächtig diese «Schotter» werden und wo genau ihre seitliche Abgrenzung liegt. Auf der Karte wurden sie deshalb nur bei eindeutigem Nachweis von den darunter und meist auch seitlich anschliessenden Riss-Schottern unterschieden (seit Erstellung der Karte fanden sie sich zudem in NW der Rheinbrücke Schaffhausen-Flurlingen). Auch der genaue Zeitpunkt der maximalen Erosion und der nachfolgenden Aufschotterung lässt sich innerhalb der Zeitspanne spätes Riss – erster Teil Würm nicht näher eingabeln, wahrscheinlich erscheint allerdings eine Kiesablagerung im Zusammenhang mit einem Gletschervorstoss.

4.7.4 Eintalung vor der Bildung des Stausees von Schaffhausen

Eindeutige Ergebnisse liefert dagegen die Untergrenze der auf unserer Karte weit verbreiteten Seeablagerungen. Sie bedecken die Böden und einen Teil der Flanke der meisten Täler und liefern damit einen willkommenen Leithorizont, welcher allerdings weitgehend mit Bohrungen verfolgt werden muss (Blatt 2, Kärtchen 2). Die dort angegebenen Höhen der Talsohle gelten für die Zeit kurz vor der Seebildung und nicht für das Eem

(10–15 m tiefer?). Kurz vor dem Stau lag die Talsohle bei Schaffhausen um 390 m, also ähnlich heute, und sank bei Neuhausen auf ca. 385 m. Nahe nördlich Nohl liegt ein mit Seeablagerungen gefülltes kleines Seitental, dessen Sohle wenig oberhalb 380 m liegen dürfte. Dieses Talstück war relativ eng, doch fehlte ihm eine über Fels verlaufende Steilstufe ähnlich dem heutigen Rheinfall. Östlich Neuhausen griffen zwei steile, in die Molasse eingeschnittene Tobel gegen den Kohlfirst, wo deren Oberlauf noch heute in den Deckenschottern zu erkennen ist. Auf der Gegenseite mündeten ebenfalls zwei tiefe Kerben, welche hier aber in Kalk eingetieft waren. Die untere, bereits erwähnte, zielte gegen Hofstetten, die obere ist nordwärts zu verfolgen und bildete um Kote 450–460 m einen Sattel zur spätisseiszeitlich angelegten Schlucht der Enge und damit zum Klettgau. Oberhalb Schaffhausen folgte der «Rhein» ungefähr dem heutigen Lauf, wobei die Südfanke ähnlich abfiel wie heute, die nördliche aber anscheinend recht flach war. Besser bekannt ist das Tal der «Fulach», deren Sohle bis Herblingen um etwa 5 m stieg.

Die Randentäler weisen ein beträchtlich höheres Gefälle auf, dies besonders im untersten Talabschnitt, wobei die Situation zur Zeit vor der Schüttung der interglazialen bis interstadialen Schotter noch etwas extremer war. Das Freudental wurde über Schweizersbild gegen SE hin entwässert, während der von Hemmental kommende Bach sich erst im untersten Mühletal mit der Durach vereinigte, worauf der Lauf gegen SE hin abdrehte und unter dem heutigen Tannerberg durchzog.

4.7.5 Versuch einer regionalen Verbindung

Nach FREIMOSER und LOCHER (1980) erreichte zur hier besprochenen Zeit im nordöstlichen *Rafzerfeld* die Talsohle etwa die Felsoberfläche, lag demnach also auf 330–335 m. Dies wird einerseits mit den Grundwasserverhältnissen, andererseits mit der Erosion einer Felsplattform um 330–340 m im Gebiet Ellikon–Rheinau begründet, wobei allerdings auch risseiszeitlich angelegte Grundwassersperren und Glazialerosion eine Rolle gespielt haben könnte. Eindeutiger als diese Situation scheinen mir die Verhältnisse im *untersten Glattal* zu sein. Dort findet sich nach den gleichen Autoren im Raume Bülach-

Hochfelden eine grosse, glazial massiv übertiefe Felswanne, welche über den Maximalstand der Würmeiszeit hinausgreift, also nicht in jener Eiszeit, aber auch kaum in der Mindeleiszeit entstanden sein kann. Die Sedimentfüllung – zur Hauptsache Seebodenlehme – ist damit in der ausgehenden Risseiszeit und allenfalls noch später entstanden. Die Seebodenlehme wurden oben flächig abgetragen, wobei sich die Erosionsfläche talwärts in eine in den Fels eingeschnittene fluviatile Rinne hinausverfolgen lässt. Diese beginnt bei der Station Glattfelden um Kote 355 m und sinkt bis zur Einmündung in den Rhein bei der Station Zweidlen auf 320–330 m ab – eine Situation, wie sie ähnlich auch oberhalb Baden im Limmattal zu finden ist (SCHINDLER 1977). Die heutige *Einmündung der Thur in den Rhein* liegt rund 6 km weiter flussaufwärts, so dass die Talsohle zweifellos bis dorthin etwas stieg, aber kaum über 340–350 m. Setzt man andererseits das zwischen Schaffhausen und Nohl aufgrund der Basis der Seebodenablagerungen bestimmte Gefälle (2,5–3‰) bis zur heutigen Thurmündung fort, so ergibt sich von Schaffhausen bis dort ein Absinken des Flussbetts um 30–36 m, d. h. auf 354–360 m, dies für die Obergrenze der interglazialen bis interstadialen Schotter, während die Talsohle vor deren Schüttung in der Grössenordnung 10–15 m tiefer gelegen haben könnte. Eine Vereinigung der Täler um Kote 340–350 m scheint demnach möglich, bedeutet aber, dass vom Rafzerfeld an flussabwärts und einst wohl auch im Thurtal das *Gefälle der Flussohle* sehr viel geringer war als im Talstück Schaffhausen–Ellikon. Die Erosionskraft des «Rheins» wäre dort also sehr viel kleiner gewesen als jene der «Thur», wobei über die Gründe nur Vermutungen angestellt werden können. So könnte auch im Eem das heutige Thurnsystem bei Rorschach den Alpenrhein abgeleitet und damit den Schaffhauser «Rhein» zum Nebenfluss degradiert haben. Höchstwahrscheinlich ist zudem, dass bereits in der Risseiszeit im Bodenseegebiet, aber auch flussabwärts bis über Diessenhofen hinaus und auch nahe Singen bereits grosse, glazial übertiefe Becken bestanden, in welchen Seen die Schuttfracht abfingen und damit dem Abfluss die Erosionskraft raubten – ähnliches zeigt der heutige Rheinfall (Kapitel 4.15.1). Gesamthaft gesehen dürfte das damalige Relief in der weiteren Umgebung von Schaffhausen nicht steiler als heute gewesen sein.

4.8 Der würmeiszeitliche See von Schaffhausen

Eines der überraschendsten Ergebnisse der Sondierungen und der regionalen Synthese war das häufige Auftreten von Seebodenablagerungen, welche mit einigen Ausnahmen gleichzeitig entstanden und miteinander zu verbinden sind. In der Besprechung vorerst ausgeklammert werden die Randentäler, welche während den beiden letzten Eiszeiten zeitweise vom Gletscher blockiert wurden (siehe Kapitel 4.6.2 und 4.10.2).

4.8.1 Typische Seebodenablagerungen

Hier findet sich eine meist warvenartig feingeschichtete Wechsellagerung von tonigem Silt, Silt und Feinsand. Der Anteil an Ton kann in einzelnen Lagen hoch sein, allgemein überwiegt aber bei weitem der Silt. Der Feinsand tritt meist in geschlossenen Schichtchen auf, welche gelegentlich cm- bis dm-dick werden können, meist aber nur ein bis wenige Millimeter erreichen. In diese feinkörnigen Sedimente regellos eingestreut findet sich wenig Grobsand, Kies und Steine, welche kantig oder glazial gekritzelt sein können. Es sind dies Komponenten, welche von Eisbergen verfrachtet wurden und während dem Abschmelzen zu Boden fielen. Die Feinsandschichten erscheinen hellgrau, während die Silte und tonigen Silte normalerweise dunkelgrau bis blaugrau gefärbt sind, nahe der Schichtgrenze bei Anwitterung oder Wasserzirkulation aber zu braungrau oxydieren. Da die Seeablagerungen nachträglich vom Gletscher überfahren und teilweise verschürft wurden, weisen sie Wassergehalte nahe der Ausrollgrenze auf und sind hart gelagert. Die ursprünglich ruhige Schichtung wurde oft schiefgestellt, verfaltet oder verschert. Geotechnisch ungünstig wirken sich insbesondere die unberechenbar verlaufenden, verbogenen Scherflächen auf, finden sich doch dort häufig glatte Gleitharnische, in welchen der Winkel der Scherfestigkeit stark herabgesetzt ist (Restscherwinkel). Sie können das Lockergestein in verschiedenen Richtungen durchsetzen.

Der Vorstoss des Eises in die noch weichen Seebodenlehme führte zu raschen Wechseln in der Mächtigkeit der Schicht, mit seltenen Ausnahmen (einzelne Bohrungen bei Feuerthalen) keilt sie aber nirgends ganz aus. Ausdünnungszonen mit Schichtstärken bis zu einigen Metern finden sich auf der linken

Seite des Rheins im Raum Langwiesen–Feuerthalen sowie in jenen Teilen des Herblinger Tals wo der Gletscher an die aus Fels und Rinnenschottern bestehende, gegen SE fallende Talflanke stiess. Mächtiger, wenn oft auch stark gestört, zeigen sie sich auf der rechten Talseite zwischen der Rheinalde und dem Emmersberg (siehe Fig.11). Geschützte Zonen mit Stauchung finden sich dagegen im südlichen Teil des Flurlingerhangs (Fig. 7 und Fig. 8, Profile 8 und 22), wo Mächtigkeiten bis zu 20 m erbohrt wurden, noch extremer aber in alten Rinnen. So schwellen sie im Bereich Tannerberg–Fäsenstaub–Steig an (Fig. 5) und erreichten in einer Bohrung 35 m Dicke (siehe Blatt 2, schwarze Kurven).

4.8.2 *Randfacies*

Die soeben beschriebenen, feinkörnigen Seebodenablagerungen wechseln in einigen Randgebieten die Facies, wobei durch Bohrungen und Aufschlüsse besonders die Gebiete im südlichen Teil von Neuhausen und in der gegenüberliegenden Flanke des Rheintals im SW bekannt ist (Blatt 2, Kärtchen 3).

4.8.2.1 *Südlichster Teil des Flurlinger Hanges*

Beim Bau der Nationalstrasse N4 wurden in den Jahren 1959–1962 zahlreiche Bohrungen abgetieft und temporäre Aufschlüsse geschaffen, wobei insbesondere jene bei der *Brücke über den Hirnisgraben* (281.32/689.41, an der E-Grenze der Buechhalden) interessant waren. Eine Aufnahme durch H. Jäckli (Fig. 9) zeigt in Kombination mit späteren Resultaten folgendes Bild:

Die *Felsoberfläche* (USM) weist eine scharfe Kerbe auf, welche nach SE zwischen Hornsberg und Rebhof in einem Sattel endet (280.85/689.70, um 455 m, siehe Blatt 2). Im Bereich der Brücke liegt der Fels im W hoch, sinkt dann aber sehr rasch ab. Über ihm folgt siltig-sandiger Lehm mit wechselndem Anteil an Kies, welches kaum sortiert und z. T. fast kantig ist, weshalb die Schicht als *lehmiges Moränenmaterial* interpretiert wurde. Vermutlich handelt es sich aber dabei mindestens teilweise um *Seeablagerungen*. Darüber folgt mit schiefabfallender Grenze ein ausserordentlich *unruhiges Gemisch* von wirr geschichtetem sandigem Kies, lehmigem Kies, sandfreiem Kies, Lehmlinsen und einzelnen kaum gerundeten

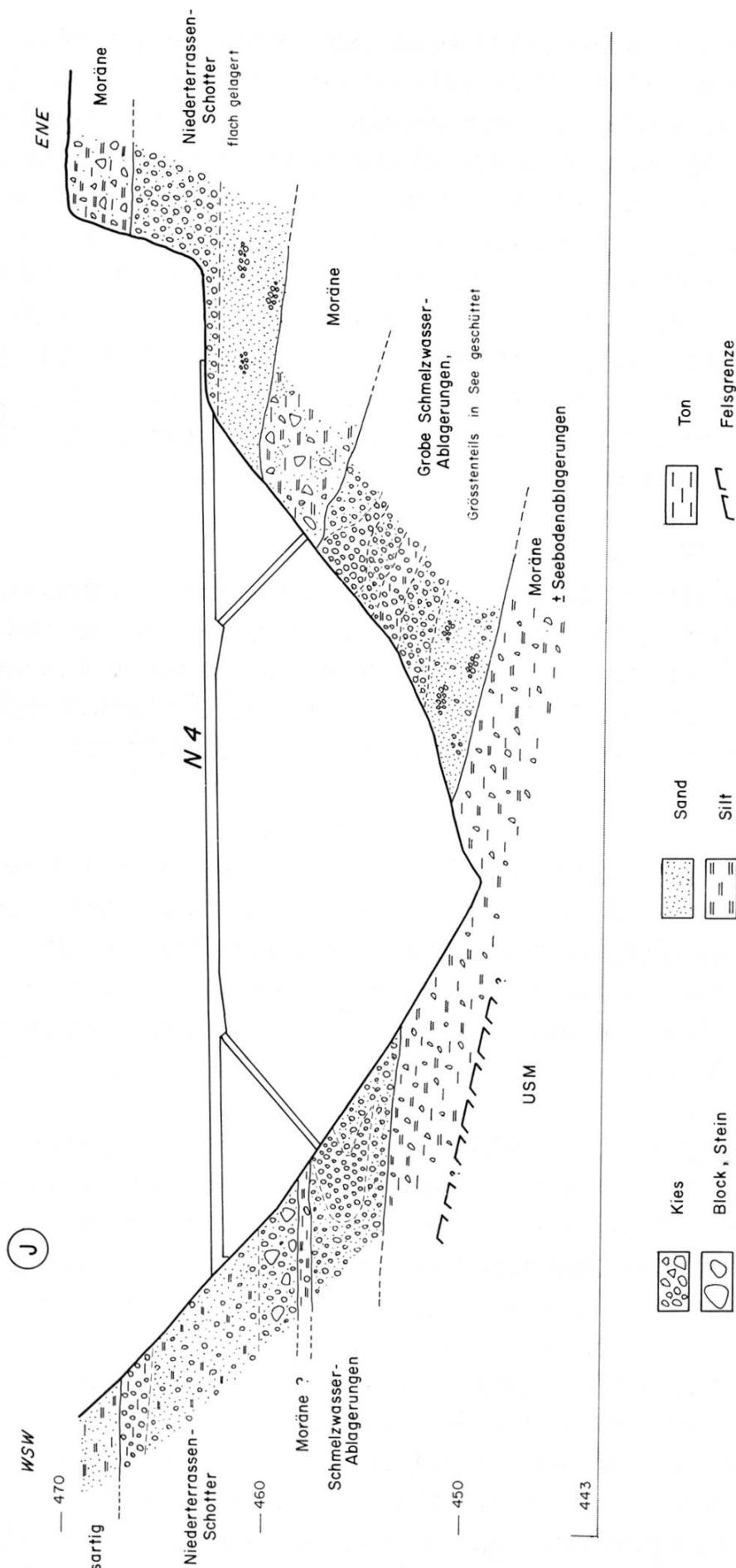


Fig. 9: Aufnahme der Aufschlüsse beim Bau der Brücke über den Hirnisgraben (nach JÄCKLI, leicht modifiziert), nicht überhöht. Lage siehe Fig. 6 (J)

Blöcken, welches Merkmale einer stürmischen Sedimentation unter Wasserspiegel zeigt, dies bis etwa Kote 457 m. Darüber folgt bis ca. Kote 460 m östlich des Grabens *obermoränenartiges Material*, im Westen vorerst eine Schicht von Lehm mit Steinen, dann stark sandiger Kies mit Steinen und kleinen Blöcken, welches aber ruhiger gelagert ist. Klassisch ausgebildeten *Niederterrassenschottern* mit flacher Schichtung entsprechen dagegen die über 460 m folgenden sandigen, feineren Kiese, welche mindestens im E von Moräne überlagert werden, während diese im W dünner wird oder fehlt. Vergleicht man dieses Profil mit einem *Schnitt parallel zum Hirnisgraben*, aber 80 m weiter im NE (Fig.8, Profil 22), so zeigt sich, dass die obere Moräne, die typischen Niederterrassenschotter und die mittlere Moräne dort wieder zu finden sind, wobei sie schief gegen SE ansteigend typische feinkörnige Seebodenablagerungen überdecken. Diese enthalten noch einige Lagen von Kies und Sand, doch verschwinden die grobkörnigen Partien gegen N hin rasch. Bei diesen alten Aufnahmen nicht mehr eindeutig zu lösen ist die Frage, ob die Moräne an der Basis vom Profil 22 ins Riss oder ins Würm zu stellen sei. Für uns wichtig ist die Tatsache, dass zur Zeit der Bildung der Seebodenablagerungen grobes, sehr gletschernahes Material aus generell südlicher Richtung zugeführt wurde – dies offensichtlich aus dem Gebiet Uhwiesen, entlang der bereits beschriebenen, bei Kote 455 m endenden Rinne.

4.8.2.2 Südlicher Teil von Neuhausen

HEIM (1931) beschrieb, dass *nördlich des Rheinfallbeckens* über Riss-Schottern 35–40 m tonige Grundmoräne des Würm folge, welche ihrerseits von Kies und Moränen des Würm überdeckt sei. Der Bau der Bahnlinie nach Eglisau schnitt diese «tonige Grundmoräne» auf Kote 405–410 m an, wobei ausgedehnte Rutschungen ausgelöst wurden. Sondierschächte in diesem Bereich zeigten unter lehmigem Gehängeschutt geschichtete Seebodenablagerungen mit etwas Kies- und Sandlagen, eine Baugrube weiter östlich (281.82/688.40) fand geschichtete Seebodenlehme, welche unter einer schräg aufsteigenden Schicht von Moräne verborgen waren. Häufig wurden Vorkommen von Seebodenablagerungen von HEIM oder anderen Autoren als tonige Grundmoränen bezeichnet (z. B. in der Altstadt

von Schaffhausen), dies aufgrund der Einstreuung von Eisberg-sedimenten wie auch wegen der Staucherscheinungen und der harten Lagerung.

Bohrungen im Südteil von Neuhausen durchfuhren bei der Kreditanstalt 26 m Seebodenlehm mit vielen Sandlagen und einzelnen kiesigen Einstreuungen, andere fanden über dem Kontakt zu den interglazialen und interstadialen Schottern See-bodenablagerungen (COOP) mit schön gebänderten Silten, Feinsanden und tonigen Silten sowie etwa Glazialkies. Eingeschaltet waren aber sehr unruhige Lagen mit Sand und unsor-tiertem, z. T. kantigem Kies und Steinen mit Durchmesser bis 12 cm, welche teils stark mit Silt und Ton durchsetzt, teils aber verkittet waren, dies gehäuft in den unteren 4 m. Die allerun-tersten Lagen machten moränenähnlichen Eindruck, wirkten aber doch deutlich verschwemmt. Wie am Flurlinger Hang ver-schwinden auch hier die groben, sehr gletschernah entstande-nen Einschaltung in weiter nordwärts gelegenen Bohrungen sehr rasch, wie dies für Ablagerungen unter Seespiegel typisch ist.

4.8.2.3 Randgebiete mit E: Rheinalde, Bohrungen Esenloh und Tüftal

Die z. T. stark ausgequetschten und gestörten Seebodenab-lagerungen im E-Teil von Feuerthalen und, jenseits des Rheins, in der Rheinalde enthalten neben Silt und tonigem Silt auch auffällig viel Feinsand, lagig aber auch etwas Kies. Starke Fein-sandlagen bereiteten auch weiter im WNW bis zum Emmers-bergtunnel grosse bautechnische Schwierigkeiten (Fig. 11 und Kapitel 5.4.1). Die als Spülbohrungen ausgeführten Sondierun-gen im Esenloh (284.09/891.85) und Tüftal (285.30/692.35) ergaben keine eindeutigen Abgrenzungen, doch scheinen die Seebodenablagerungen hier stark anzuschwellen (37,7 m bzw. ca. 41 m) und starke sandige oder kiesig-sandige Einlagerungen aufzuweisen, welche in einzelnen Partien sogar verkittet sind. Dies werten wir als Zeichen dafür, dass die Sedimentquelle in nicht allzu grosser Entfernung lag.

4.8.3 Versuch einer Deutung (Blatt 2, Kärtchen 3)

Für die verwirrende Vielfalt der erbohrten, aufgeschlossenen oder aus der Literatur entnommenen Vorkommen von See-

bodenablagerungen sei auf die Karten verwiesen. Hier soll nur eine gesamthafte Deutung versucht werden.

— Seespiegel, Ausfluss

Einzelne Vorkommen von Seebodenablagerungen liegen sehr hoch und dürften in *isolierten kleinen Becken* entstanden sein, so jene im Bereich des Kantonsspitals oder in der E-Flanke des nahen Rundbuck. Andere wurden *nachträglich* vom vorrückenden Gletscher *hochgestaucht* wie im SW von Schweizersbild oder entstanden in den abgestauten Randentälern. Die übrigen Vorkommen dagegen lassen sich in einen *gesamthaften Zusammenhang* stellen, bedeckten einst grosse Flächen (Blatt 2, Kärtchen 3) und überschritten nicht Kote 455 oder maximal 460 m. Hier dürfte der ehemalige Seespiegel gelegen haben. Andererseits liegt die höchste Felsschwelle zur Schlucht der Enge heute auf 455 m. Die verfügbaren Daten zeigen, dass irgendwann in der Würmeiszeit grosse Wassermengen die Schlucht Richtung Klettgau passierten (Kapitel 4.11). Es liegt deshalb auf der Hand, den Ausfluss des Sees hier zu suchen, wobei die stauende Schwelle vorerst noch wenig höher gelegen haben mag.

— Ursache der Seebildung

Zweifellos erfolgte der Stau talabwärts von Neuhausen, wobei ein Hindernis das «Rhein»-Tal bis mindestens auf Kote 460 m hinauf, also mindestens 70 m hoch, sperrte. Ein seitlicher Schuttkegel kommt dafür nicht in Frage, auch nicht eine Aufschotterung durch die «Thur». Dagegen fanden wir bei Uhwiesen und Neuhausen Hinweise auf einen sehr nahe gelegenen Gletscher. Zudem enthalten die Seebodenablagerungen Eisbergsedimente, so dass der Riegel höchstwahrscheinlich aus Eis bestand. Der im Süden des Kohlfirsts vorstossende, mit dem Thurgletscher vereinigte Teil des Rheingletschers hätte demnach den Gegenhang erreicht und den «Rhein» zurückgestaut. Die geologischen Karten (HANTKE 1967, HOFMANN 1981 und die Baugrundkarte) zeigen, dass dafür nur das Gebiet zwischen dem Sattel zur Engeschlucht und Jestetten in Frage kommt, wobei die höchsten Stirnmoränen des Maximalstands rund Kote 500 m erreichen (rund 1,5 km westlich der SW-Ecke unserer

Karte, nahe dem Aazheimerhof). Von dort in Richtung Neuhausen folgt anschliessend nördlich ein kleines Schotterfeld, dessen Wasser über Hofstetten in Richtung Enge floss. Der Stau müsste demnach bei einem *Eisstand* erfolgt sein, welcher *nahezu dem maximalen Vorstoss des Würm* entsprach, wobei in einer *Vorphase* bereits Seebodenablagerungen entstanden, so jene in Seitentälchen nahe nördlich Nohl, bei der Ruine Neuburg. Allerdings gibt sich bei dieser Lösung sofort der Einwand, das Becken unseres Sees sei beim Maximalstand ebenfalls von Eis erfüllt gewesen.

Die Lösung des Widerspruchs muss offensichtlich darin bestehen, dass das südlich des Kohlfirsts vorstossende Eis unser Gebiet bedeutend früher erreichte als jenes weiter nördlich, dass sich der Maximalstand also *nicht synchron* einstellte, trotzdem es sich um das gleiche Gletschersystem handelt.

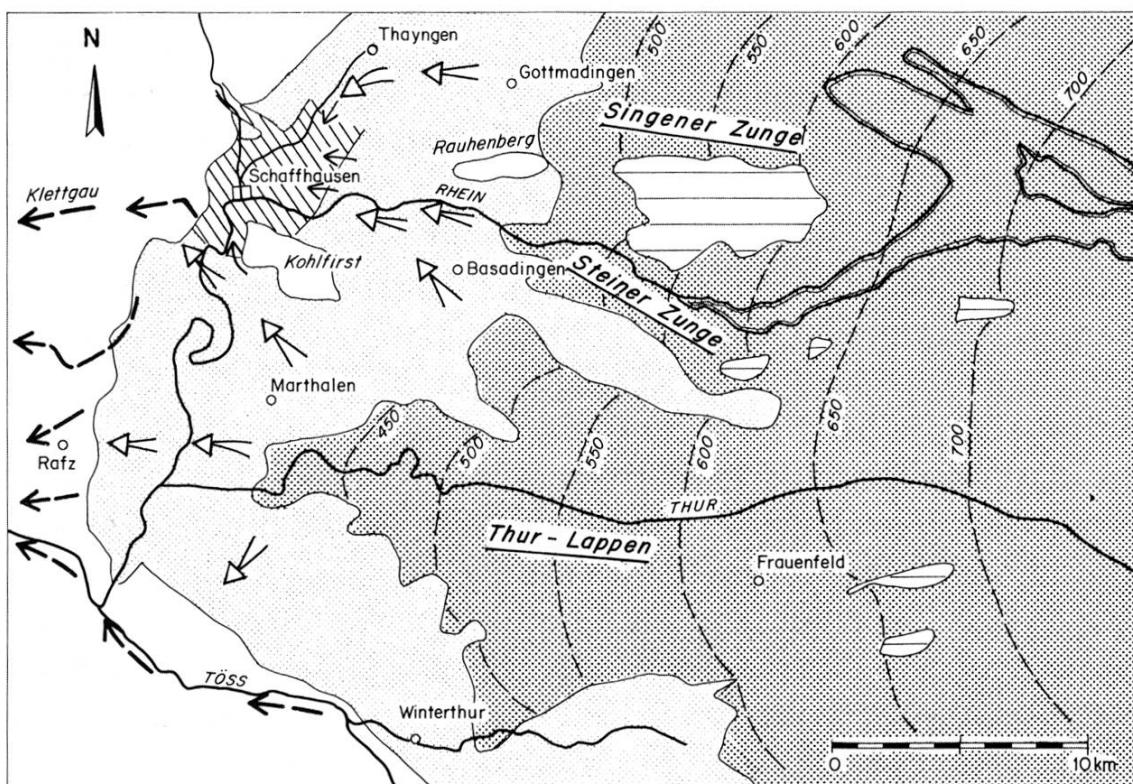
— Grössere Zusammenhänge

Auf Figur 10 wurden die grösseren Zusammenhänge dargestellt, damit die Situation räumlich besser erfasst werden kann. Eine gute Grundlage ergibt dabei die Rekonstruktion des Eisrandes und der Eishöhe durch KRAYSS und KELLER (1980) für den Diessenhofer Stand, welcher allerdings jünger ist. Sie zeigt eindrücklich die *Aufspaltung des Rheingletschers* durch Rücken und Nunataker in drei Teile, welche weitgehend selbständig vorstiessen: Im Norden erscheint die Singener Zunge als Teil eines gewaltigen Eisladens, welcher weit über den Bodensee hinaus gegen N, NW und W vorstiess. Im Süden folgt die schmächtige, von beiden Seiten eingeengte Steiner Zunge, jenseits der langgestreckten Hügelzone zwischen Stammerberg und Kohlfirst dann der breite Thurlappen. Dieser konnte gut kanalisiert und ohne Hindernisse gegen W hin vorstossen, wobei das vom Thurgletscher zuströmende Eis vermutlich die Bewegung beschleunigte: Kleinere Gletscher bauen sich allgemein rascher auf, ziehen sich aber auch eher zurück als ganz grosse. Andererseits scheint der Aufbau der gewaltigen Kubatur des Eisladens im Bodenseeraum viel Zeit in Anspruch genommen zu haben.

In Anbetracht der Ausdehnung des Rheingletschers sind dies relativ geringfügige Differenzen, welche aber immerhin

eindrücklich zeigen, dass man nicht einfach Maximalstände unbesehen synchronisieren darf. Ähnliches wurde für den Linth-Rheingletscher bei Würenlos im Limmattal nachgewiesen (SCHINDLER 1968), wobei auch dort das Maximum vorerst im Trog des Limmattals, erst später aber bei einem Seitenarm des Eisfladens im Glattal erreicht wurde.

Wie lange dauerte dieser Zustand an? Die schätzungsweise im Durchschnitt ursprünglich 10–15 m Seebodenablagerungen weisen oft eine Feinschichtung im Bereich von 2–5 mm auf, doch dürfte es sich hierbei kaum um Jahreszyklen handeln, viel eher um Spuren von Gegensätzen zwischen intensiver Abschmelzung und Kälteperioden, welche im gleichen Jahr mehrmals auftreten konnten. Grob geschätzt dürfte der



- [Dotted pattern] Ausdehnung im Diessenoferstadium ,
Höhe Eisoberfläche (nach Krayss und Keller)
- [Horizontal line] Nunataker im Diessenoferstadium
- [Vertical line] Ausdehnung im Maximalstand Würm
- [Cross-hatched pattern] Areal des Stausees von Schaffhausen, nachträglich grösstenteils
vom Eis überfahren
- [Left-pointing arrow] Vorstösse des Eises zum Maximalstand
- [Double-headed arrow] Wichtigste Entwässerungsrinnen im Maximalstand

Fig. 10: Randlagen des Rheingletschers in der letzten (Würm-) Eiszeit

See einige hundert Jahre bestanden haben. Der Thurgletscher scheint sich während dieser Zeit recht stabil verhalten zu haben. Singener und Steiner Zunge rückten generell gesehen wohl allmählich vor, um anscheinend zuletzt rasch nahezu das Maximum zu erreichen.

4.8.4 Der Polleninhalt der Seebodenablagerungen von Flurlingen (von B. AMMANN-MOSER)

4.8.4.1 Einleitung, Methoden und Dank:

Im Bereich der vorbelasteten Seebodenablagerungen bei Schaffhausen wurden Stichproben aus den Bohrungen 4 und 11 am Fäsenstaub und 109 und 115 bei Flurlingen auf ihren Pollengehalt geprüft. Die Frequenzen waren meist sehr klein – manche Proben waren sogar pollenleer. Der Kern Flurlingen 115 erwies sich als relativ günstiger und wurde daher pollenanalytisch ausgearbeitet. Trotz Anreicherung durch Schweretrennung (mit Zn Cl₂ nach Behandlung mit Kalilauge, Flussäure, Salzsäure und Acetolyse) und Auszählung jeweils zweier Präparatflächen konnten oft nur Pollensummen unter 100 erreicht werden; dies macht eine Prozentberechnung recht fragwürdig. Die Ergebnisse sind im Pollendiagramm Tafel 2 dargestellt. Als Bezugssumme für die Prozentberechnung wählten wir die Summe Baumpollen plus terrestrische Nichtbaumpollen inklusive eventuell aufgearbeiteter Typen (unter Ausschluss eindeutig präquartärer Palyonomorphen wie Normapolitis, Dinoflagellaten Zysten, Acritarchen und Foraminiferen). Im Diagramm wurden zwei %-Skalen verwendet; Punkte bedeuten Einzelkörner. Technische Hilfe erhielt ich von Frau A. Ammann, Frau Th. Berger, Frau M. Kummer und Herrn Ph. Hadorn. Diskussionen zur Methodik und Resultaten konnte ich mit den Herren Prof. M. Welten, Prof. C. Schindler und Dr. M. Küttel pflegen. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

4.8.4.2 Ergebnisse und Diskussion:

Das in der Profilbeschreibung als Interglazial eingestufte Schichtpaket 22,80–21,05 m enthielt leider extrem wenig Pollen; ihr schlechter Erhaltungszustand deutet auf mechanische und oxydative Korrosion. Dasselbe gilt auch vom entsprechenden Abschnitt aus dem Kern Flurlingen 109, 12,85–4,45 m:

Sowohl Kalktuff wie Hangschutt sind sehr pollenarm. Wie schon LUEDI 1953 feststellte, eignen sich Kalktuffe besser für die Erhaltung von pflanzlichen Makroresten als von Pollen (Sauerstoffreichtum), vgl. dazu auch oben Kapitel 4.7.1 und 4.7.2. Auswertbare Pollensummen wurden nur in den vorbelasteten Seebodenablagerungen erreicht. Der Pollen-Erhaltungszustand ist dabei mässig bis schlecht. Dies drückt sich u. a. in der Kurve für «*Triporate indeterminata*» aus, worin strukturarme, «glasige» Überreste verschiedener Gattungen stecken mögen wie *Corylus*, *Betula*, *Carpinus* und *Carya*.

Es gibt aus palynologischer Sicht mindestens drei Gründe, die Pollenspektren der Seebodenablagerungen als ein «*compositum mixtum*» anzusehen:

- Das mehr oder weniger stete Vorkommen vor präquartären Palynomorphen deutet auf Einbettung von umgelagertem Material hin; also kann auch ein guter Teil der quartären Typen aufgearbeitet sein. Dies trifft sowohl für Laubholz- wie für Nadelholzpollen zu (grob gesagt also: «aus interglazialen und interstadialen Abschnitten», vgl. aber dazu WEST 1984).
- Oft sprunghafter Kurvenverlauf sowohl von Gehölz- wie von Kräutertypen – auch zwischen Niveaux mit recht hohen Pollensummen.
- Gleichzeitiges Vorkommen von Gattungen oder Familien mit entgegengesetzten ökologischen Ansprüchen, z. B. 20% *Corylus*, Einzelkörner von *Juglans* und *Ilex* einerseits, 2% *Chenopodiaceae* andererseits (bei 1510 cm) oder 2% *Ulmus* zusammen mit 11% *Artemisia*.

Nun ist es aus Gründen der Pollenproduktion, des Verhältnisses von Erosion zu Akkumulation und damit der Pollenfrequenzen im Sediment so, dass die Verunreinigung eines kaltzeitlichen Abschnittes durch Material aus einer Warmzeit wesentlich deutlicher zu Mischproben führt als im umgekehrten Fall. Die geringe Pollendichte kann zwar nicht direkt als ein Indiz für kaltzeitliche Ablagerung gewertet werden, da wir die Sedimentationsraten nicht kennen; doch ist daran zu erinnern, dass die andern, nur stichprobenweise geprüften Bohrungen in den entsprechenden Schichten noch pollenärmer und z. T sogar pollenleer sind.

Aus den angeführten Beobachtungen möchten wir den Schluss ziehen, dass das gesamte Schichtpaket der Seebodenablagerungen (21,05–7,95 m) aus einer Kaltzeit stammt. Die Schwankungen in manchen Kurven, z. B. für den Bereich 15,00–13,20 m oder 19,30–18,30 m können wohl nicht für eine Gliederung herangezogen werden, sondern sind eher zufällig, d. h. vom Eintrag des umgelagerten Materials abhängig. Weder an der Basis noch an der durch Moräne bedeckten Oberkante der Seebodenlehme findet sich eine Entwicklung. Dies beraubt uns der Möglichkeit, die Befunde von Flurlingen mit Ergebnissen der Palynologie aus andern würmeiszeitlichen Ablagerungen zu vergleichen (z. B. WELTEN 1982, KÜTTEL 1983). Damit bleibt auch die Frage unbeantwortet, aus welchem Abschnitt des Würms diese Seesedimente stammen, oder anders gesagt, in welcher Zeit der Thur-Lappen des Würmgletschers bereits nahe an seinen Maximalstand vorgestossen, der Rhein-Hauptgletscher aber noch nicht um den Kohlfirst vorgedrungen war (vgl. Kapitel 4.8.3 und 4.14.2). Die einzige, freilich hier sekundäre Bedeutung, die dieses Pollendiagramm haben kann, ist die eines Beispiels, wie vollglaziale Pollenspektren auch aussehen können: Hohe Anteile eingeschwemmten Gehölzpottens können Baumpollen-Prozente ergeben, die – zumindest für einige Abschnitte – eine Bewaldung der Region vortäuschen. Ähnliches ist aus manchen Diagrammen des ältesten Spätglazials bekannt. Dabei bleibt der Beitrag des Fernfluges aus refugialen Beständen (z. B. von *Pinus*) schwer abzuschätzen.

4.9 Gletschervorstoss und Kiesschüttung kurz vor dem Würm-Maximum

— Moränenlage

Auf einen raschen Gletschervorstoss weist die Tatsache, dass vielerorts die Seebodenablagerungen ohne Einschaltung grobkörniger Sedimente direkt von Moräne überlagert werden. Charakteristisch dafür ist etwa das Profil des *Emmersbergtunnels* (Fig. 11) wie es von HENNINGS (1894, 1895) beschrieben wurde, wobei spätere Sondierungen in der weiteren Umgebung den Befund in einen grösseren Rahmen stellen konnten. Die verneteten, verschürften Seebodenablagerungen werden hier von 4–10 m zäher, toniger Grund-

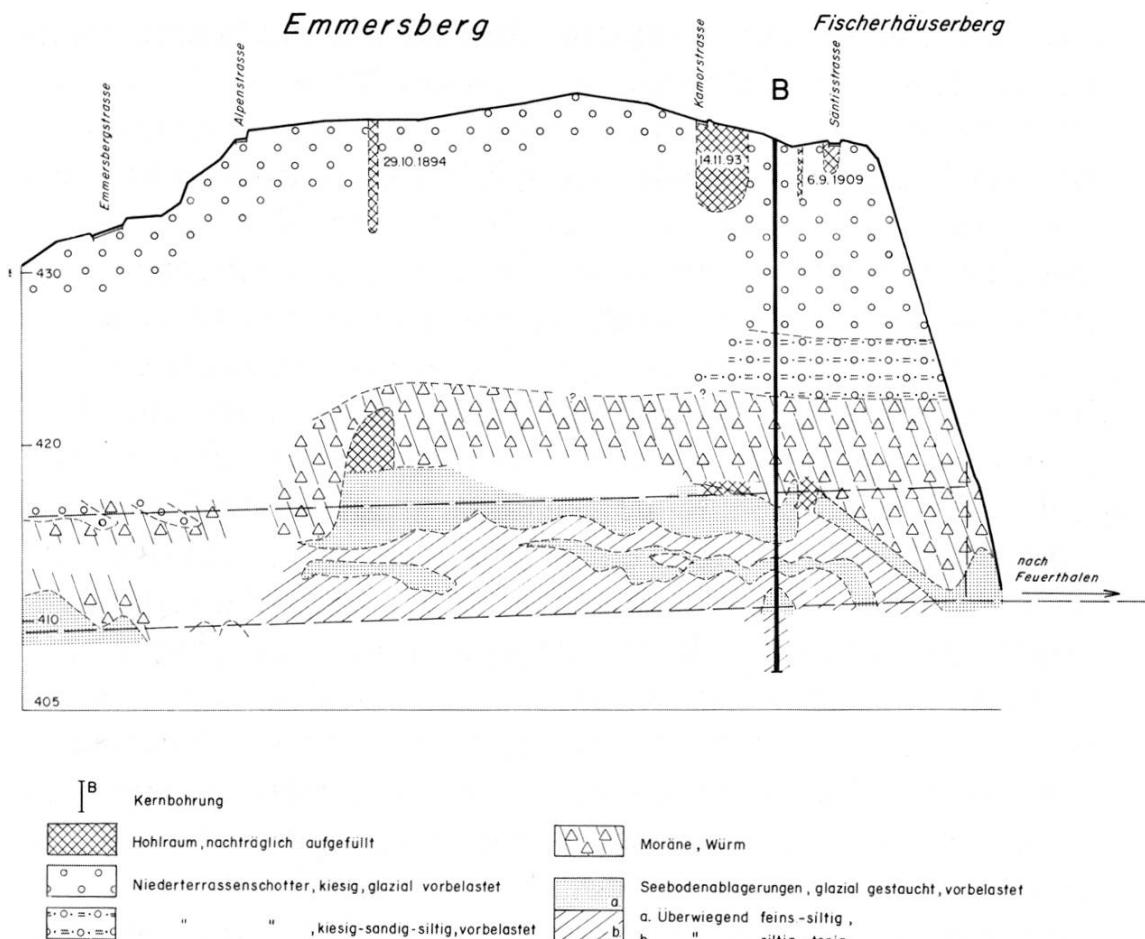


Fig. 11: Südlicher Teil des Emmersbergtunnels in Schaffhausen, 10-fach überhöht. Aufnahmen im Tunnel nach HENNINGS (1895), ergänzt durch Bohrung B und z. T. uminterpretiert

moräne überlagert, über welcher glazial vorbelastete, gletschernah entstandene Kiese folgen. Diese Schichtfolge lässt sich anhand von temporären Aufschlüssen und Sondierungen im Steilhang nördlich des Rheins *ostwärts bis Rheinhalde* (nahe der deutschen Grenze) verfolgen, wo eine Baugrube folgendes Profil ergab (282.63/691.75): Unten liegen grobe, sandige Riss-Schotter mit Korndurchmessern bis 10 cm und schiefer Schichtung. Darüber folgt vorerst 0,5 m Grundmoräne mit Resten von Molassemergeln, aber auch Linsen von Seebodenlehm, dann 3 m graue bis braun-graue glazial verstossene, geschichtete Seebodenlehme mit Linsen von Sand und Einschlüssen von Kies und zuoberst eine mächtige Schicht von Grundmoräne, welche bis zur Geländekante hinaufgreift. Zwischen den beiden obersten Schichten schaltet sich eine Linse von gerundetem, siltigem Kies ein, welche wegen ihrer intensiv rotbraunen Färbung und

der starken Anwitterung am ehesten als Hangschutt aus dem Interglazial-Interstadial zu bezeichnen ist. Das Sedimentpaket zwischen den Riss-Schottern und der mächtigen oberen Moräne erscheint deshalb als Anhäufung wirr verschürfter Lockergesteine. Immerhin beweist der Aufschluss, dass einst auch weiter östlich Seebodenablagerungen und interglaziale bis interstadiale Ablagerungen vorhanden waren. Feinkörnige Moräne über Seebodenablagerungen fanden zahlreiche Bohrungen und Aufschlüsse auch im *Herblingertal* und weiter östlich sowie beim *Bahnhof Schaffhausen*. Eindeutig fehlt sie dagegen anschliessend westlich im Gebiet Fäsenstaub-Tannerberg (Fig. 5), wo auffälligerweise die Seebodenablagerungen zu einem Buckel angehäuft sind (Blatt 2), dies vermutlich vor der ehemaligen Eisstirn. Erstaunlich wirkt dabei, dass die Moräne mit wenigen Ausnahmen (z. B. bei Herblingen) sehr viel Feinmaterial enthält, doch könnte dies auf die Aufarbeitung von Seebodenlehmen zurückzuführen sein. Auch im mittleren und südlichen Teil des *Flurlinger Hanges* findet sich über den Lehmen vorerst eine recht feinkörnige Lage von Moräne (Fig. 8, Profile 8 und 22).

— *Kiesschüttung vor dem Würm-Maximum*

Sieht man vom Gebiet südwestlich der Linie Kohlfirst-Brücke Flurlingen/Schaffhausen und der zum Randen aufsteigenden Flanke ab, so wird die bis ins Zentrum von Schaffhausen vordringende Moräne durchwegs von groben, gletschernah geschütteten Kiesen bedeckt, welche ihrerseits von Moräne des Maximalvorstosses der Würmeiszeit überlagert sind. Das *Alter* dieser glazial vorbelasteten Schotter war umstritten: Auf Blatt Diessenhofen stellte sie HÜBSCHER (1961) ins Riss, während in den zugehörigen Erläuterungen HOFMANN und HANTKE (1964) diese gemeinsam mit echten Riss-Schottern als Vorstoss-Schotter des Würm deuteten. Der Leithorizont der Seebodenlehme dürfte hier Klarheit schaffen.

In Kärtchen 4 auf Blatt 2 sind die Vorkommen der hier behandelten Kiese samt der *Höhenlage ihrer heutigen Obergrenze* zusammengestellt. Diese fällt flach und regelmässig gegen SW und erreicht etwas südlich der Linie

Buchthalen-St. Niklausen Kote 455 m; dann sinkt sie viel steiler ab. Der Verdacht einer Schüttung in den bereits bekannten See von Schaffhausen wird dadurch erhärtet, dass z. B. im tieferen Teil der grossen Kiesgrube des Tüftals (um 285.2/692.7) eine unruhige Deltaschichtung zu beobachten ist. Hier fand SCHREINER (1968) unter anderem Malmkalk sowie Vulkanite des Hegau, so dass die von ihm ins Würm gestellten Schotter hier von der Singener Zunge, also aus NE geschüttet wurden. Betrachtet man die auf Kärtchen 4 dargestellten Eisrandlagen kurz *nach* dem Würmmaximum, so liegt der Verdacht nahe, auch aus der Nordflanke der Steiner Zunge sei Kies zugeführt worden, während deren Stirn und die Südflanke hier keine oder wenig Sedimente beitrugen. Wo die Gletscherstirnen während der Kiesschüttung genau lagen, wissen wir nicht, immerhin gibt das Auskeilen der Kiese gegen Langwiesen einen Hinweis.

Zusammenfassend muss man demnach vorerst einen raschen Vorstoss von Steiner und Singener Zunge bis ins Zentrum von Schaffhausen annehmen, gefolgt von einem Rückzug um schätzungsweise 2–4 km und einer Aufschotterung, welche den See bis auf kleine Reste zwischen Feuerthalen, Breiti und Neuhausen auffüllte.

4.10 Maximalvorstoss der Würmeiszeit

Der Maximalvorstoss lässt sich aus Moränen, Sedimentablagerung in abgestauten Gebieten sowie durch die Spuren des Entwässerungssystems recht genau fixieren (Regionale Übersicht siehe KRAYSS und KELLER 1983).

4.10.1 Moränen

Mit Ausnahme des Gebiets nahe Hofstetten (westlich Neuhausen), Steinenberg bei Uhwiesen und dem Bereich Dachsenbühl–Unterholz bei Schloss Herblingen hinterliess der Maximalstand keine gut erkennbaren *Wallmoränen*; dagegen zeigen mehrere Wälle eine etwas tiefere und jüngere Eisrandlage an.

Sehr verbreitet sind *Grundmoränen*, welche eine wellig-unebene Decke bilden. Bis zu 16 m mächtig wurden sie zum Beispiel bei Fäsenstaub und Steig erbohrt (Fig. 5), wo die siltig-

sandig-kiesigen Ablagerungen auch einzelne Linsen von Kies, Sand oder verschleppten Seebodenlehm enthielten. Im E des Herblingertals dagegen ist sie dünner und zudem meist reich an Kies, weshalb die dort auftretenden, abflusslosen Mulden zwar feucht wirken, das Wasser aber trotzdem den Weg in die unterliegenden, trockenen Kiese findet. Grundmoräne findet sich unter anderem auch verbreitet zwischen Flurlingen, Uhwiesen und Laufen, hier aber meist über wenig durchlässigen Ablagerungen.

Die Grenze zur gröberen, blockreicherem *Obermoräne* lässt sich häufig nicht scharf ziehen, häufig bedeckt diese zudem Grundmoräne. Besonders gut vertreten ist Obermoräne des Maximalstandes im Bereich zwischen Charlottenfels und Hofstetten, zwischen Uhwiesen und Allenwinden und schliesslich im Streifen Kantonsspital–Birchäcker–Unterholz bei Schloss Herblingen. Charakteristisch ist neben dem Auftreten von Findlingen auch die wechselhafte Kornverteilung sowie die Einschaltung schiefstehender, verschwemmter Lagen. Daneben finden sich aber auch dünne, isolierte Vorkommen von Obermoräne wie etwa in einem Tälchen nahe dem Sonnenburggut (um 283.8/688.65), die sich gegen die nahen Kuppen zu ver einzelten Steinen und Blöcken auflöst.

Anschliessend östlich, auf der *Breiti und in Teilen der Steig*, konnte der Verlauf der Moränengrenze nur ungenügend geklärt werden, da hier eine Decke jüngerer Kiese vorliegt und Bohrungen fehlen. HOFMANN (1977) beschreibt nahe dem Zeughaus in der Steig eine Blocklage unter 3–4 m Schottern, wobei unklar bleibt, ob es sich dabei einfach um eine Einschaltung handelt oder ob die in der Nähe erbohrte, mächtige Moräne plötzlich aufsteigt. Weiter im NE war im Graben für eine Druckleitung in der *Westflanke des untersten Mühletals* (284.03/689.37) von unten nach oben folgendes Profil zu beobachten: Im untern Teil gletschernah geschüttete Kiese mit Durchmesser bis 15 cm und Trümmern von Malmkalk der Umgebung, wobei diese unverkitteten Schotter aufgrund der generellen Situation anscheinend kurz vor dem Würm-Maximum entstanden. Um Kote 430 m werden sie mit scharfer Grenze durch flachgeschichtete, sandige Kiese mit Durchmesser bis 8 cm überlagert. Unklar bleibt, ob diese von Moräne überlagert wurden, worauf die in wenigen Metern Tiefe von HOFMANN

(1977) gefundene Blocklage bei der Kirche Steig hinweisen könnte. In der Baugrube der Zivilschutzanlage *Breiti* fanden die 2–3 m tiefen Aufschlüsse flachgeschichteten, sandigen, unverkitteten, mässig gerundeten Kies, welcher neben alpinem Material auch viel Malmkalk aus dem Randen enthält. Er ist nicht vorbelastet, also jünger als die Moräne, doch bleibt der Verlauf seiner Untergrenze unbekannt. Schliesslich sei erwähnt, dass MEISTER (1898) vom «nördlichen Teil der Breiti», aber leider ohne genaue Ortsangabe, «Kies- und Sandmoräne mit reichlichen, stark gekritzten Geschieben» meldete.

4.10.2 Ablagerungen nahe dem Gletscherrand

Da hier je nach topographischen Verhältnissen verschiedenartige Sedimente entstanden, sei die Beschreibung hier nach Gegend gegliedert:

4.10.2.1 Flurlinger Hang

Dank vieler Sondierungen ist die Geologie hier besonders gut bekannt geworden. Für die Ablagerungen des Hauptvorstosses sind die Profile 8 und 22 von Fig. 8 sowie jenes bei Hirnisgraben (Fig. 9) typisch. Die Seebodenablagerungen oder deren Äquivalent wurden vorerst von toniger Moräne bedeckt, welche bis etwa Kote 460 m hinaufgreift. Nach einem leichten Eisrückzug erfolgte eine Schüttung wenig sortierter Kiese, welche anschliessend von Moräne überdeckt wurden, so auch im Hirnisgraben. In Maximalposition entstand nun kiesige Obermoräne, welche sich hangwärts mit Kies-Sanden verzahnt oder von diesen sogar noch etwas überdeckt wird. Dies kann in drei von einander getrennten Kiesvorkommen beobachtet werden, welche bisher stets als Riss-Schotter kartiert wurden, die aber eindeutig locker gelagert und jünger sind.

Das nördlichste unterlagert den *Sportplatz Flurlingen* (um 282.45/689.78), wobei die Obermoräne etwa Kote 465 m erreicht, die mit ihr verzahnten, relativ feinkörnigen Schotter aber eine Terrassenfläche um Kote 475 m bilden. Die Schotter am *Ausgang des Chüelen Tals* (um 281.9/689.9) weisen einen ähnlichen Bau auf, sind aber stark von Kieszufuhr aus den Deckenschottern des Kohlfirsts geprägt. Interessanterweise versickerte damals das Wasser nicht in diesen, sondern floss durch den Graben heraus, was ein Hinweis auf ehemaligen Permafrost

sein dürfte (Der Porenraum war damals mit Eis gefüllt) – dies eine Erscheinung, wie sie nahe dem Würm-Maximum auch an andern Orten im Mittelland anzunehmen ist (SCHINDLER, RÖTHLISBERGER, GYGER 1978).

Die dritten, mit den äussersten Obermoränen verzahnten Kiese liegen im N von *Eichhof* (um 281.45/689.70) und sind ebenfalls relativ feinkörnig und locker gelagert.

4.10.2.2 Kiesvorkommen bei Hofstetten im W von Neuhausen

Bergseits der Wallmoränen und mit diesen verzahnt liegt hier eine flach gegen die Enge hin abfallende Kiesterrasse, in welcher eine grosse Kiesgrube angelegt worden ist.

4.10.2.3 Moränenriegel in den Randentälern

Südlich und östlich des Felsentals (um 285.3/689.3) überlagert Obermoräne Malmkalk oder Riss-Schotter. Schon MEISTER (1898) beschrieb Moränenvorkommen im Mühletal vom Ausgang des Felsentals (Loch) und nördlich von Birch, zwischen Geissberg und Chli Buechberg, wobei hier ein eigentlicher Riegel mit kleinen Wallmoränen zu beobachten ist. All diese Bildungen sind Eis zuzuschreiben, welches von S und vom Gebiet des Kantonsspitals hier vordrang, wobei vermutlich auch südwestlich des Felsentals ein Moränenriegel den Talausgang sperrte und heute unter wenig Alluvionen versteckt ist. Beim Kantonsspital konnte in Bohrungen und einer Kiesgrube eine intensive Verzahnung von Moräne mit Schotter beobachtet werden.

Eine andere Eiszunge drang von SE her über Schweizersbild hinaus vor und blockierte dabei das unterste Freudental mit Moräne (heute in einem Bacheinschnitt zu sehen), gleichzeitig aber auch den Sattel zum Durachtal.

4.10.2.4 Stauablagerungen in den Randentälern

Die beschriebenen Vorgänge lassen den Aufstau kleiner Seen in den abgedämmten Tälern erwarten, dies aber nur in dem während dem Eem und später ausgeräumten Profil. Die älteren Lockergesteine blieben über der Felssohle erhalten, und erreichen lokal sogar die heutige Oberfläche (gelb und blaugrau gefärbte Flächen auf Blatt 2, im Orserental hellorange Flächen auf Blatt 1). Hinweise auf feinkörnige Ablagerungen infolge des würmeiszeitlichen Staus geben im Merishausertal und im Freu-

dental temporäre Wasseraustritte, wobei das Wasser allerdings zu bedeutenden Teilen aus dem Fels stammen dürfte (siehe Kapitel 5). Sicher nachgewiesene, würmeiszeitliche, nicht vorbelastete, feinkörnige Seeablagerungen wurden bisher nur aus dem Durachtal bekannt. So wird von den Wasserfassungen beim Engestieg nahe der Ziegelhütte (287.08/689.05) folgendes Profil beschrieben (MEISTER 1907, SCHALCH 1916): Oben 2–3 m kiesig-sandig-lehmige Bachablagerungen (Randenschutt), darunter 1,8 m gelber Lehm, 1,5 m blauer Lehm, 2 m kiesig-sandige Bachablagerungen, 4,5 m blauer, sehr fetter Lehm, gegen die Sohle hin etwas sandig werdend, dann wieder verschwemmter Randenschutt. Ähnliche Ergebnisse brachte eine bis auf den Fels abgetiefte Bohrung, welche rund 300 m weiter im NW lag. Die Lehme bedeckten aber nicht nur die ehemalige Talsohle, sondern auch flache, unterste Teile der Flanken. So fand F. HOFMANN (mündliche Mitteilung) derartige Ablagerungen ca. 250 m östlich der Ziegelhütte bis gegen Kote 475 m hinauf, während etwas weiter talaufwärts Lehme einst von der Ziegelei ausgebeutet wurden.

4.10.3 Verlauf des Eisrandes, Entwässerungssysteme

Die hier geschilderten Verhältnisse sind auf Blatt 2 und Kärtchen 4 dargestellt, während Blatt 1 die heutige Situation wiedergibt.

4.10.3.1 Rechte Flanke der Singener Zunge

Während des Würm-Maximums und auch in der ersten Phase danach floss ein bedeutendes Gewässer entlang der rechten Flanke dieses Gletschers, dies analog zur Situation in der Riss-Eiszeit bei ähnlichem Stand der Eisfront. Gespiesen wurde es einerseits von Schmelzwasser, andererseits aber auch von umgeleiteten Bächen aus dem eisfrei gebliebenen Gebiet. Sehr deutlich sind die Spuren der Erosion, welche neben einigen Ablagerungen ermöglichen, den Eisrand recht genau zu fixieren. Dabei erscheinen zwei Zeugen eines *kurzfristigen, um rund 10 m überhöhten Standes* – eine kleine Erosionsterrasse um Kote 505 m nahe SW des Schlosses Herblingen (287.52/691.56) und die von etwas Kies unterlagerte Terrasse des Pantli um Kote 490 m. Markant ist dagegen ein *System von Tälchen*, welche in den sanft gegen den Reiat aufsteigenden Hang eingeschnitten

wurden und heute weitgehend trocken liegen. Nahe der NE-Ecke unserer Karte stösst man nahe im S und SW des Schlosses Herblingen um Kote 485 m auf den Ansatz des *äussersten Systems*, welches hinter dem Dachsenbüel durchzieht und dort wenig oberhalb Kote 470 m ausmündet. Ebenso wie bei den etwas *rückwärtigeren*, stark in den Kalkfels eingeschnittenen *Rinnen* wird der Talboden heute durch Hangschutt und Gehängelehm überdeckt. Bei Schweizersbild wurden das Freudental und dann das Durachtal erreicht, wobei die trennende Rippe am SE-Ausläufer des *Langenbergs* in einer kleinen Schlucht durchbrochen wurde (um 286.85/690.08), welche heute noch vom Bach benutzt wird. Bei etwas rückwärtigerem Eisstand wurde von Schweizersbild gegen die Ziegelhütte hin Kies mit viel Anteil an Jurakalk geschüttet.

Umgelenkt durch verschiedene Hindernisse floss das Wasser nun entlang der E-Flanke des Wirbelberges, bis es diesen westwärts durchbrechen konnte. So entstand die Kerbe des *Felsen-tals*, welches heute vom Bach des Hemmentals in umgekehrter Richtung durchflossen wird (um 285.35/689.25). Markant sind die Spuren der Erosion im *N, W und SW der Breite*, wie dies die Kartierung, aber auch Sondierungen gezeigt haben. Das vom Eisrand abgedrängte Wasser erodierte die aus Riss-Schottern, Deckenschotter und etwas Fels bestehende Talflanke und schuf dort ein Steilbord, dessen Fuss später vom Hangschutt, Sturzmaterial (südlich Ölberg) und Gehängelehm überdeckt wurde. Durch Sondierungen wurde das alte Flussbett bei den Quellfassungen im *W der Breite* (um 284.27/688.35) und anderswo abgetastet. Über der flachwelligen Erosionsfläche in Riss-Schottern folgen vorerst Silte und Sande, dann sehr bald eher feine, gerollte Kiese mit Oberkante um Kote 467 m, dann Gehängelehm. Wenig weiter östlich sind bereits Findlinge und Reste von Obermoräne festzustellen. Markant ist die Erosion im *W der Steig*, wo der Fluss vom Eis in harte Deckenschotter und in Fels abgedrängt wurde. Dann markieren anschliessend südlich kleine Terrassen den weiteren Verlauf des Bettes. Hier findet sich etwas fluviatiles, z. T. sehr wenig aufbereitetes Kies, daneben aber auch Obermoräne. Zudem erfolgte aber auch Erosion der Unterlage und der W-Flanke, was heute allerdings durch Hangschutt und Gehängelehm teilweise maskiert wurde.

Das letzte Wegstück *um den Galgenbuck herum* ist weniger gut zu erkennen, führt aber um Kote 455 m oder etwas höher zum Eingang der Schlucht der Enge. Bis auf diese Höhe trifft man häufig Obermoräne; sie wurde auch in mehreren Bohrungen nahe der Strassenbrücke über die DBB durchfahren. Beim Bau des Bahneinschnitts am Eingang zur Enge stiess man auf zahlreiche Findlinge (MEISTER 1898), während sich keinerlei Belege für den von HEIM postulierten, bis zur Hardau am unteren Ende der Schlucht führenden Gletschervorstoss finden liessen.

4.10.3.2 Thurlappen

Bereits beschrieben wurden die Verhältnisse am *westlichen Rand* dieser Eismasse, wo die Schotterterrasse von Hofstetten eine Entwässerung gegen die Schlucht der Enge hin bezeugt, so dass dort der Eisrand einen Sattel bildete. Diese zur allgemeinen Tendenz gegenläufige Entwässerung gilt aber nur für einen bis in die Gegend des Aazheimerhofes zurückgreifenden, gut 2,5 km langen Abschnitt der Eisfront.

Entlang der rechten Flanke des Thurlappens hinterliessen die Schmelzwasser in der *Südflanke des Kohlfirsts* bei Uhwiesen Spuren der Erosion, anschliessend im NE die bereits beschriebenen, kleinen Schottervorkommen. Bei Steinenberg lag der Eisrand um 540 m (um 280.95/691.10), wobei die Grenze zur Rissmoräne allerdings nicht scharf zu ziehen ist; dann sank er bis zur SW-Ecke der Deckenschotter auf rund 520 m. Von dort her fiel er in Richtung N sehr rasch ab, um beim *Ausgang des Chüelen Tals* bei Kote 470 m den tiefsten Punkt zu erreichen. Wir müssen demnach annehmen, der Thurlappen sei entlang der Linie Chüelles Tal – Eingang zur Enge auf die von N kommenden Eismassen gestossen, wobei die vom Kohlfirstgebiet her kommenden Gewässer vereinigt über die Gletschermulde zur Enge flossen.

4.10.3.3 Südrand der Steiner Zunge

Während dem Maximalstand des Würm bestand keine scharfe Trennung von der Singener Zunge mehr, während nach unserer Beobachtung ein grosser Teil des Kohlfirsts als Nunataker blieb, dies im Gegensatz zur Darstellung in KRAYSS und KELLER (1983). Verfolgen wir den Südrand der Steinerzung, so können zwar entlang der Flanke des Kohlfirsts Spuren der

Erosion durch Schmelzwässer festgestellt werden; die Eishöhe lässt sich aber nicht mehr bestimmen. Erst an der NE-Ecke weist die Terrasse beim Sportplatz Flurlingen auf einen Eisrand um 475 m, welcher sich zum Chüelen Tal auf 470 m absenkt. GUYAN und STAUBER (1941) fanden über den Kalktuff von Flurlingen in der Moräne Findlinge aus Hegau-Vulkaniten, was den Thurlappen ausschliesst. Zu jener Zeit dürfte auch die Zufuhr von Grundwasser aus dem NW-Zipfel des Kohlfirsts gegen die Kalktuffe unterbunden worden sein.

4.11 Entwässerung durch die Enge, oberstes Klettgau

HEIM (1931) nahm an, die Schlucht der Enge sei im wesentlichen in der Würmeiszeit entstanden, wobei der Gletscher kurzfristig bis ins oberste Klettgau vorstiess und eine kräftige Ablagerung von Niederterrassenschottern erfolgte. Wie bereits bemerkt, lässt sich ein solcher Eisvorstoss nicht belegen und widerspricht auch den Beobachtungen bei Schaffhausen und Neuhausen; dagegen bleibt die Frage offen, ob grössere Mengen von Niederterrassenschotter im obersten Klettgau liegen. HOFMANN (1977) nahm für das Würm keinen bedeutenden Durchfluss der Enge an, dementsprechend auch keine Ablagerung von Niederterrassenschotter (1981), während diese auf den Karten von HANTKE (1967) oder des Landkreises Konstanz (ERB, 1967) grossen Raum einnehmen.

4.11.1 Verhältnisse in der Schlucht der Enge

Heute wird der schmale Talboden durch lehmige bis kiesige, junge Alluvionen bedeckt, doch brachte glücklicherweise eine Sondierkampagne im untersten Abschnitt und gegen den Engehof hin Auskunft über die Verhältnisse in der Tiefe. Drei Kernbohrungen und zahlreiche Rammsondierungen zeigten, dass der hart gelagerte Untergrund – Malm und Riss-Schotter – steil absinkt, dies hier bis auf Kote 440 m hinunter. Wie das 2-fach überhöhte Profil in Fig. 4 am *Schluchtausgang* zeigt, wurde einst die Felsoberfläche nahezu senkrecht angeschnitten, während der Talboden relativ breit war. Hangschuttablagerungen fehlen, vielmehr folgen über der Erosionsoberfläche sofort weichgelagerte Sande und Kies mit Durchmesser bis zu 10 cm, welche fast ausschliesslich aus alpinem Material bestehen. In der schluchtwärtigen Bohrung überwiegen Kiese, in den beiden

andern die Sande, wobei die bis Kote 450 m hinaufgreifenden Sedimente eindeutig durch einen grossen, der Schlucht entlang fliessenden Bach geschüttet worden sind. Über ihnen folgen dagegen lehmig-sandige Ablagerungen der kleinen Lokalbäche, welche neben etwas alpinem Kies auch Kalktrümmerchen aus der Umgebung führen. An der Grenze zwischen beiden Schichten schiebt sich von Osten her ein Keil von groben, kantigen Malmkalktrümmern mit lehmiger Füllmasse ein.

Das gut ausgeräumte, breite *Profil der Schlucht* weist auf ein Gewässer mit bedeutender Durchflussmenge und kräftiger Strömung hin, wobei das Flussbett auch Kolke aufweisen könnte. Die darüberliegenden, bis 450 m hinaufgreifenden Kiese und Sande kamen offensichtlich erst zur Ablagerung, als Wassermenge wie Schleppkraft sehr stark nachliessen, also in der Schlussphase der Aktivität der Schlucht. Wie früher dargelegt, wurde die Talung schon in der späten *Risseiszeit angelegt*, diente aber zudem kurz vor dem Würm-Maximum als *Ausfluss des Sees von Schaffhausen*. Für jene Zeit sind zwar grosse Wassermengen zu erwarten, doch enthielten diese im wesentlichen nur Schwebstoffe. Dies änderte erst, als der See vollständig durch Lockergesteine und Eis aufgefüllt war. Falls in dieser Phase grössere Mengen von Niederterrassenschotter geschüttet wurden, so müssen diese unterhalb der Schlucht im oberen Klettgau gesucht werden.

4.11.2 Oberstes Klettgau

Von besonderem Interesse ist die *Kiesgrube im N der Hardau*, am W-Rand unserer Karte. HOFMANN (1977) fand unten feine, flach geschichtete, ruhig gelagerte Kiese, deren Zuordnung zum Riss kaum zu bezweifeln ist. Darüber folgt mit diskordanter Grenze, 7–8 m unter der Talsohle; eine 3–4 m mächtige, sehr unruhig aufgebaute Partie, welche lagenweise angerundete Blöcke bis zu Durchmessern von 1 m aus alpinen Gesteinen, vereinzelt aber auch Hegau-Vulkaniten, enthält; daneben noch grössere Trümmer von Kalken des oberen Malm oder von verkitteten Schottern. Dazwischen eingeschaltet sind sandige, weich gelagerte Kiese, welche auch die oberste Blocklage in 1–2 m Mächtigkeit überdecken. Darüber folgt eine 1–3 m mächtige lehmig-sandige, kalkarme, braune Deckschicht, welche HOFMANN (1977) als Bodenzone deutet. Dies

ist nicht unbedingt zwingend, da sehr ähnliche, kiesarme Lokkergesteine in den umgebenden Hängen sehr verbreitet sind und durch die Lokalbäche weit verbreitet wurden (siehe Kapitel 4.12). Mit HOFMANN möchte ich die *Blöcke* als Relikte von Riss-Moräne deuten, allenfalls noch angereichert durch Trümmer aus der nahen Enge-Schlucht. Im Gegensatz zu ihm möchte ich sie allerdings der ursprünglich hier durchziehenden Wallmoräne der späten Risseiszeit zuordnen, welche in der anschliessenden Erosionsphase teilweise zerstört wurde. Grosses Blöcke konnten damals ins Tal abstürzen und wegen ihrem Gewicht dort liegenbleiben oder nur wenig transportiert werden. HOFMANN (1977) deutet die *Ebene des oberen Klettgau* als Zungenbecken des Riss I, die Kiese mit dem Blockhorizont als wenig jünger. Demnach müsste das Gebiet durch den späteren Hauptvorstoss der Risseise überfahren worden sein, weshalb eine durchwegs harte Lagerung, eine Moränendecke sowie die charakteristische, wellig-unruhige Morphologie glazial überfahrener Gebiete zu erwarten wäre. Statt dessen fügt sich die Oberfläche der Schotter mühelos in eine leicht talabwärts fallende Ebene. Die Lagerung ist weich, eine Moränendecke fehlt. Ein Beweis für relativ späte Erosion – etwa zur Zeit des Sees von Schaffhausen – scheint mir das auch von HOFMANN (1977) erwähnte Fehlen der für die angrenzenden Gebiete typischen Decke von *lössartigen Sedimenten* zu sein, dies auf der ganzen, bis über Guntmadingen hinausgreifenden Ebene. Wie im nächsten Kapitel dargelegt, dürfte sich diese zwischen dem späten Riss und den grossen Vorstössen des Würm gebildet haben.

Zwei leider nur 7 m lange *Kernbohrungen ausserhalb unserer Karte* bestätigten diesen Befund: Die erste liegt 1,1 km im SE der Kirche Beringen (283.16/684.24) und fand unter wenig Auffüllung folgendes Profil:

0,75 m siltig-tonige, braune Sande, welche gegen unten zunehmend gerundeten Kies und einzelne Steine enthielten / 0,55 m grauer, gut gerundeter sandiger Kies / 0,3 m brauner Kies, welcher gegen unten zunehmend siltig wurde / 0,25 m beiger, mässig siltiger Mittelsand / bis zuunterst grauer, gut gerundeter Kies mit Sand und wenig Steinen, lagig etwas siltig oder ganz leicht verkittet. Gegen eine Deutung der obersten 1,6 m als einfache Bodenbildung spricht der Umstand, dass zwischen den braungefärbten Sedimenten graue Kiese eingeschaltet sind.

Die zweite Bohrung liegt nahe dem unteren Rand der Ebene im NE des Föhrenhofs (282.62/683.07) und ergab folgendes Profil: 1,1 m braune, siltige bis schwach tonige Sande mit wenig bis mässig Kies, gerundet (Ablagerungen eines Lokalbachs) / 2 m brauner Kies mit kleinen Steinen, mässig Sand und Silt, angerundet bis gut gerundet, einzelne Komponenten von Malm aus dem Randen / bis zuunterst graue Kiese mit sehr wenig Steinen, gerundet, mässig Sand, wenig Silt.

Versucht man den Befund am Ausgang der Schlucht der Enge mit der Kiesgrube zu verknüpfen, so fällt die Kiesobergrenze von 450 auf ca. 445 m. Die Schluchtsohle liegt auf 440 m, was ungefähr der Basis der Blockhorizonte bei der Hardau entspricht. Auch benachbarte Kiesgruben zeigen den Horizont mit z. T. gewaltigen, angerundeten Blöcken, wobei die Grenze zu den unterliegenden Riss-Schottern eindeutig erosiv und uneben ist. Man könnte diesen somit als spätisseiszeitlich angehäuft, aber würmeiszeitlich umgelagert deuten, oder aber nur die obersten 1–2 m Kies dem Würm zuordnen. Diese Frage soll mangels eindeutiger Daten offen gelassen werden. Gesichert scheint uns eine *Erosionsphase kurz vor dem Würmmaximum* zu sein, gefolgt von einer vermutlich nur schwachen Sedimentation. Dabei ist zu berücksichtigen, dass damals nicht ein Aequivalent des heutigen Rheins durchfloss, sondern nur einer der vielen Flüsse des Rheingletschersystems.

4.12 Weiche Schuttdecke in Gebieten ausserhalb des Würm-Maximums

Schaffhausen liegt in Bezug auf das Würm-Maximum in einem Grenzgebiet: Einerseits finden wir Oberflächen, welche damals vom Gletscher, vom Schmelzwasser und anderen Bächen sowie allgemein durch Erosion überarbeitet wurden, wo also junge Böden zu erwarten sind. Anderseits blieben in der NW-Hälfte der Karte sowie auf dem Kohlfirst grosse Flächen nahezu unberührt, weshalb dort der ältere Schutt nicht abgeräumt wurde. Ob diese alten Böden während sehr vegetationsarmen, extremen Kälteperioden innerhalb des Würm oder am Ende des Riss flächig abgeschwemmt wurden oder sich umgekehrt langfristig in Muldenzonen anreicherten, hängt von der Topographie ab, wobei die Verhältnisse sehr wechselhaft sind. Auf dem *Kohlfirst* mit seinem stark konvexen, relativ schmalen Rücken dominieren zum Beispiel die Abschwemmgebiete. Die

breiten, flachen Höhenzüge im *Engewald* und um den *Griesbacherhof* dagegen weisen breite Mulden mit siltig-sandigem, etwas tonigem, ockerfarbigem bis braunem Material auf, welche oft Relikte von Riss-Moräne überlagern. Vom *Geissberg* meldete HÜBSCHER (1941) Resten von verwittertem Riss-Schotter. Drei Schächte beim Reservoir, an dessen S-Ecke (285.88/689.95), fanden vorerst 0,3 m Humus, dann 0,5–1,0 m tonigen, braunen Silt, dann 1 m groben Kies und Steine mit Durchmesser bis 20 cm, in lehmigen Sand gebettet, darunter in den beiden südlichen Schächten 3,5 m gelbbraunen, z. T. leicht tonigen Sand. Unter diesen weich gelagerten Schichten folgte erst der harte, lokal verkittete Deckenschotter.

Ähnliche weichgelagerte, überwiegend feinkörnige Lockergesteine mit einzelnen Lagen von verschwemmem Kies oder auch Resten von Moräne oder Schottern des Riss an der Basis finden sich an vielen Orten, doch sind gute Aufschlüsse sehr selten. In Gruben im *südlichsten Teil des Engewalds* und anderswo wurde einst siltiger Sand ausgebeutet. Stark angehäuft findet sich solches Material in Mulden oder am Fuss der Hänge, insbesondere auch gegen das *oberste Klettgau*, wobei sie offensichtlich wenig wasserdurchlässig sind. HOFMANN (1981) bezeichnete sie dort als randglaziale Schwemmlehme. Sie überlagern die Sohle zum Beispiel des Gretzengrabens oder des Tälchens unterhalb des Griesbacherhofs und wurden nachträglich wieder teilweise erodiert, wobei sehr weiches, feuchtes Gelände entstand. HÜBSCHER (1943) konnte in der Flanke des Gretzengrabens auf ca. 515 m nach einer Rutschung auf 4 m Höhe eine flache, feingeschichtete Wechsellagerung von Ton und Feinsand beobachten, in welche einzelne Kalkkonkretionen eingeschlossen waren. Vom äusseren Berg östlich Berlingen beschreibt er unterhalb des Quellhorizonts feinsandigen Lehm über Riss-Schottern. In Kiesgruben am S-Rand des Klettgaus erscheinen als Deckschicht knapp ausserhalb unserer Karte braune, etwas siltige Sande, welche lagig Kies führen.

An der *W-Seite des Wirbelbergs* sah SCHALCH (1916) steinfreien, stark kalkhaltigen, glimmerführenden und etwas tonigen Sand, bei dem es sich aber um keinen echten Löss handle. Dies wiederum erinnert an die heute nicht mehr sichtbaren Sandgruben im flachaufsteigenden, westlichen Teil des *untersten Freudentals* (um 287.3/688.8), wo weichgelagerte, fast reinge-

waschene, kies- und kalkfreie Glimmersande einst als Form-sande ausgebeutet wurden. Der Glimmer dürfte am ehesten aus der Molasse stammen (Windverfrachtung?).

All diese sporadischen, recht heterogenen Auskünfte ergeben das Bild einer *weichgelagerten, alten, oft verschwemmten Deck-schicht*, bei welcher es sich eindeutig nicht einfach um Löss handelt, in welcher aber solche Windsedimente doch enthalten sind. Dies erinnert an die Untersuchungen von FITZE (1973) im Unterklettgau, welcher dort auf alten Oberflächen ebenfalls keine echten Lösse, sondern Schwemmllehme und lehmige San-de fand, welche einzelne Geröllschnüre enthielten und im obe-rem Teil oft stark entkalkt waren. Tiefer unten wurden sie dage-gen kalkig und teilweise lössähnlich. Ihre Mächtigkeit erreicht wenige Meter; bei uns könnte sie im unteren Teil des Gretzen-grabens und anschliessend im SE noch dicker werden. Löss-bildung kann in sehr vegetationsarmen Perioden mit grossen Gletschervorstössen angenommen werden, hier also im Spätriss und in einzelnen Teilen des Würm, so auch bei dessen Maxi-malvorstoss und später. Neben flächiger Abschwemmung kann zudem auch Solifluktion eine Rolle gespielt haben, ferner eine langfristige, auch in wärmeren Perioden wirksame Verwit-te-rung. Es wäre interessant, diese Bildungen genauer zu unter-suchen, wofür aber künstliche Aufschlüsse notwendig wären.

4.13 Rückzugsphasen nahe dem Maximalstand, Terrassenbildung

Auf Karte 1 gut zu erkennen sind mehrere Gletscherstände, welche allesamt dem Maximalvorstoss noch nahe, aber doch bereits etwas rückwärtiger liegen. Mit ihnen zu verknüpfen ist eine Abfolge von Terrassen, welche schon PENK und BRÜCKNER (1909) bekannt waren und die seither in zahl-reichen Publikationen näher beschrieben worden sind [SCHALCH (1916), ERB (1931), LEEMANN (1958), LEEMANN und ELLENBERGER (1972), KELLER (1977), FREIMOSER und LOCHER (1980)]; ferner erscheinen sie auf den geologischen Karten Blatt Diessenhofen (HÜBSCHER 1961) und Neunkirch (HOFMANN 1981). Umstritten bleibt bei diesen Darstellungen die Frage, ob es sich dabei weitgehend um Erosionsterrassen handle – wie von HOFMANN dargestellt – oder ob Erosion mit

temporärer Akkumulation kombiniert sei. Unbestritten ist, dass das Niveau der Terrassen allmählich immer tiefer sinkt, dies in vielen Stufen. Diese Vielzahl wurde etwas willkürlich zu vier Gruppen zusammengefasst und nach Terrassen in Schaffhausen benannt. Die überlieferte Bezeichnung wird hier übernommen, der Schnitt zwischen den einzelnen Stufen aber etwas anders angesetzt, um die Verbindung mit Entwässerungssystemen klarer erfassen zu können. Es handelt sich bei den Änderungen aber nicht etwa um prinzipielle Unterschiede zur bisherigen Gliederung.

4.13.1 Extremstand mit Entwässerung ins Klettgau («Breiteterrasse»*) (siehe auch Blatt 2, Kärtchen 5)*

Dieser Stand wurde in seiner maximalen Ausdehnung samt zugehörigen Entwässerungssystemen bereits ausführlich besprochen. Noch innerhalb dieser Periode wichen die Gletscherfront auf die gut ausgebildeten Moränenwälle im Bereich Kantonsspital–Hohberg–Unterholz bei Schloss Herblingen zurück, dies wohl begleitet von einigen Pendelbewegungen. Dabei entstanden *im NE von Schweizersbild* mehrere Entwässerungsrisse, welche ERB (1931) weiterhin zum Junghansfeld auf 510 m weiterverfolgt hat. Anschliessend im SW dagegen kamen hauptsächlich weichgelagerte, eher feine Kiese mit oft viel Sand und etwas Silt zur Sedimentation. Solche Schotter enthalten häufig Malmkalktrümmer aus der Umgebung und werden vorerst über Seebodenablagerungen *zwischen Schweizersbild und der Ziegelhütte*, dann wieder im *oberen Mühletal* zwischen Birch und Talberg gefunden. Südlich des Felsentals entstanden solche Schotter beidseits des Felssporns des Wirbelberges, um sich dann in der *Breite* zu vereinigen. Bereits beschrieben wurde die wechselhafte, im Detail unbekannte Mächtigkeit der jungen Kiese, aus welcher einzelne glazial überarbeitete Kuppen von Riss-Schottern herausragen. Nur die nordwestliche Seite der Breiti (bis etwa Kote 460 m auf Blatt 1) dürfte noch während jener Zeit entstanden sein, als sich das Wasser ins Klettgau ergoss. Talabwärts ist sie *bei Neuhausen* wie offenbar auch im obersten Klettgau nur noch von bescheidenen Ablagerungen begleitet. Dies mag teilweise auf geringe Schuttführung und Sedimentation im Schweizersbild–Breiti zurückzuführen

sein, dürfte aber doch auch auf eine kurze Zeit der Aktivität hinweisen.

4.13.2 Stand im Bereich des Herblingertals mit Entwässerung ins Wangental («*Stokar-Terrasse*»)

Bei diesem System fehlen zwar typische Moränenwälle fast gänzlich, doch kann der Verlauf des Eisrandes aufgrund der während dieser Zeit entstandenen Terrassen und ihrer Höhenlage rekonstruiert werden. Die Front der vereinigten Singener und Steiner Zunge ist nun auf die Linie Unterholz–Dorfkern Herblingen–Herblingertal–Bahnhof Schaffhausen–Allenwinden zurückgefallen, so dass das Schmelzwasser in der rechten Talflanke entlang dem Eisrand fliessen muss. Dabei entstand nahe der NE-Ecke von Blatt 1 ein Tälchen mit Sohle um 480 m, welches sehr rasch in eine Reihe von Kiesterrassen mündet, welche sich von 465 m ob *Herblingen* auf 450 m beim *Tannerberg* senken, aber auch von etwas höheren und tieferen Stufen begleitet werden. Sie finden ihre Fortsetzung in der SE-Hälfte der Breite und der eigentlichen *Stokar-* (oder *Steig-*) *Terrasse* auf etwa 458–444 m. An den meisten Stellen lässt sich neben etwas Erosion auch unzweifelhafte *Akkumulation* von Kies und Sand feststellen, wobei es sich hauptsächlich um Auffüllung von früheren Geländemulden handeln dürfte. Als Beispiel seien die ehemalige Kiesgrube im Sandlöchli (um 285.8/690.8) oder das Gebiet Fäsenstaub–Steig genannt, wo bis zu 15 m solcher Schotter erbohrt wurden (Fig. 5). Weiter talwärts stossen wir bei *Neuhausen* auf 430–445 m Höhe auf unvorbelastete Kiese über Seebodenlehmen, doch fehlt hier eine Terrassenfläche. Da in der Gegenseite des Tals die moränenbedeckte Talflanke ungestört fast bis zum Rhein absinkt, dürfte diese Erscheinung damit zu erklären sein, dass zwischen Allenwinden, Flurlingen und Neuhausen *Toteis* liegenblieb, welches dem an seiner W-Grenze fliessenden Wasser den Weg nur allmählich freigab. Ähnliches vermutete auch HOFMANN (1981). In der Fortsetzung findet sich ein hochgelegener Schotterrest beim Schwimmbad Neuhausen (um 281.4/687.8) auf rund 430 m, also 25 m unterhalb der Schwelle ins Klettgau. Die gleichen und etwas höheren Spuren von Abflussystemen finden sich an der SW-Ecke von Blatt 2 auf 430–440 m und führen ausserhalb des Blatts zu Schotterfeldern, deren Entwässerung über das

Gebiet von Jestetten ins *Wangental* und damit ins mittlere Klettgau weisen, dies wenigstens für die höheren Lagen der damaligen Talböden.

Bemerkenswert ist der Umstand, dass beim Schwimmbad Neuhausen, wahrscheinlich aber auch westlich des Rundbucks, die Kiese eine bis gegen 420 m hinuntergreifende *Erosionsrinne* überlagern, welche fluviatil gebildet sein dürfte. Dies würde bedeuten, dass während einiger Zeit bereits die Entwässerung nicht mehr das Wangental erreichen konnte, dass dann aber ein *Rückstau und Aufschotterung* folgte, dies wohl als Folge eines *kleinen Gletschervorstosses*. Der Thurlappen dürfte damals mit einer nordwärts greifenden Zunge noch das Gebiet zwischen Rundbuck, heutigem Rheinfall und der Seitenmoräne im SE von Schloss Laufen bedeckt haben. Hinweise auf einen kleinen derartigen Vorstoss ergibt auch die Aussage von MEISTER (1898), wonach im Sandlöchli, auf der Stokarterrasse und «Uf der Zelg» in Neuhausen über unsren Kiesen mehrere grosse, isolierte Erratiker zu finden seien. Es handelt sich dabei aber nur um eine Episode, wie sie z. B. in gleichaltrigen Sedimenten im Limmattal auch mehrfach zu beobachten war (SCHINDLER 1968).

4.13.3 Eisstände im Bereich Langwiesen–Feuerthalen bzw. im NE von Herblingen zugehörige Terrassen («Munot-Terrasse»)

Zu dieser Zeit – der Schlussphase des Maximalstandes – war der Thurlappen endgültig aus unserem Kartenblatt verschwunden; die Singener Zunge erreichte es noch knapp in der NE-Ecke, während für die Steiner Zunge eine fast vollständige Abfolge zu beobachten ist.

4.13.3.1 Singener Zunge

Schöne Moränenwälle hinterliess die Singener Zunge insbesondere *rechts des Fulachtals*, wobei die äusserste Kette (Stritholz–Oberholz–Berg) gletscherauswärts von einer tiefen Erosionsrinne abgegrenzt wird. In ihr fliesst heute der kleine Dorfbach von Herblingen, einst aber strömten bedeutende Mengen von Schmelzwasser durch. Dies wird auch durch die Verknüpfung mit dem Schotterfeld von Herblingen bewiesen, wo eine wellig-unruhige Moränenoberfläche von weichgela-

gerten Schottern eingedeckt wurde. Ein rückwärtigerer, tiefergelegener Wall dämmte eine Mulde ab, in welcher einst ein See lag, dessen Wasser aber durch einen Graben abgezapft wurde (287.4/692.1). Hier, wie auch jenseits des Fulachtals, wurden bedeutende Mengen von Obermoräne abgelagert.

4.13.3.2 Steiner Zunge

Sehr schön zu verfolgen sind die *Moränen* dieser Phase, welche sich dank flachem Gelände weit ausbreiten konnten und mehrere parallele Wälle bilden. Im Bereich zwischen Buchthalen, Büsingern und dem obersten Teil des Tüftals, jenseits des Rheins zwischen Kohlfirst, dem E-Teil von Feuerthalen und Fenisberg findet sich eine wellige Landschaft, welche teils von Obermoräne, teils aber auch von Grundmoräne bedeckt ist. Wo Muldenzonen auftreten, sind diese feucht oder sogar sumpfig, wobei vereinzelt die Oberflächengewässer aber trotzdem den Weg in die darunterliegenden trockenen Schotter finden. Im *Vorfeld der Moränen* dieser Phase, jenseits der Linie Buchthalen–Esenloh–oberes Tüftal, wird die Grundmoränenedecke viel dünner und damit durchlässiger. Der äusserste Moränenwall kann im SE von Feuerthalen mit zwei hochliegenden Kiesterrassen verknüpft werden, wobei die untere der beiden vom Gletscher nochmals etwas überfahren und mit Moräne bedeckt wurde.

Komplexer scheint die Geschichte des *innersten Moränenbogens* zu sein, welcher im Süden des Rheins bei Fenisberg einen markanten Wall bildet, dessen Fortsetzung jenseits des Flusses nur sehr langsam ostwärts ansteigt. Dessen Zungenbecken weist typische Geländeformen glazialer Überarbeitung auf und ist von wenig Grundmoräne bedeckt, unter welcher eine vermutlich nur dünne Schicht von Flusskiesen folgt. Darunter sind Seeablagerungen zu erwarten. Dieses bis mindestens zum Paradies nahe jenseits des Kartenrandes zurückgreifende Gebiet weist darauf hin, dass der Gletscher sehr wahrscheinlich vorerst stark in sein Zungenbecken zurückfiel, in einem neuen Anlauf aber den Wall von Fenisberg bildete, welcher den Abschluss des Maximalstandes der Würmeiszeit markiert. Die kräftigen Moränenablagerungen wie auch diese Pendelbewegungen lassen vermuten, dass diese «Munot»-Phase relativ lange dauerte.

4.13.3.3 Vorfeld der Gletscher

Verbunden mit diesen Moränen ist lokal eine bescheidene *Akkumulation*, wobei die Schotterflächen schon beim äussersten Wall auffällig tief liegen (bei Herblingen um 440 m, bei Flurlingen auf 440 m bzw. auf 435 m, westwärts auf 425 m absinkend). Auf der Terrasse des Munots ist geringfügige Akkumulation mit vorgängiger Erosion kombiniert. Kies wurde schliesslich zu dieser Zeit auch im tieferen Teil von Neuhausen zwischen Kote 405 und etwa 418 m angehäuft, dies wiederum ohne typische Terrassenfläche und im Kontrast zum moränenbedeckten Gegenhang. Auch hier dürfte ein letzter Rest von Toteis wirksam gewesen sein.

Viel auffälliger als die Akkumulation wirkt die *Erosion*, welche in dieser Phase sehr aktiv wird. Bei der Singener Zunge scheinen vorerst die Schmelzwasser der rechten Eisflanke, später jene im Stirngebiet gewirkt zu haben. Bereits beschrieben wurde der Lauf des heutigen Herblinger Dorfbachs. Viel wichtiger war aber die Erosion des *Fulachtals* bis nahe an seine Sohle. In dieser Zeit entstand unter anderem die mit wenig jungem Kies überdeckte Terrasse der Ebnat auf 437–433 m.

Bei den Schmelzwässern der Steiner Zunge wurden vorerst Abflüsse aus der rechten Flanke erosiv tätig, indem einerseits beim *Tüftal*, andererseits vom Gebiet *Stabäni–Esenloh* gegen Gurben Verbindungen zum Fulachtal entstanden, welche rasch tief eingeschnitten wurden. Später erfolgte die Haupterosion im Bereich des *heutigen Rheinlaufs*. Nahe der SW-Ecke unserer Karte wurden vorerst Riss-Schotter erodiert, wobei beidseits des Rundbucks um 419 m Rinnen entstanden; dann verlief das Flussbett über dem heutigen Lauf. In der gesamten hier besprochenen Periode konnte unser Wasser das Wangental nicht mehr erreichen, floss also Richtung Rheinau.

4.13.4 Diessenhofer Stand («Fulach-Terrasse»)

Die Gletscher zogen sich nun endgültig aus unserer Karte in den Raum Diessenhofen–Gottmadingen zurück und hinterließen bei uns nur noch wenige Sedimente. Im Rheintal entstanden zwischen Langwiesen und Feuerthalen zwei tiefliegende Terrassen (auf ca. 405 m und auf 400–405 m), wobei die Kiese und Sande nur wenig mächtig wurden. Andererseits machte aber auch die Erosion weitere Fortschritte, wobei im

Fulachtal die heutige Talsohle etwas unterschnitten wurde – über ihr kam nur lokal etwas eiszeitlicher Schotter zur Ablagerung, verbreitet ist aber eine dünne Decke jüngerer Sedimente.

Im Rheintal wurde die Talsohle oberhalb Schaffhausen vorerst bis nahe an das heutige Niveau abgesenkt, dann nochmals etwas eingeschottert. Weiter talabwärts macht sich die nachträgliche Erosion im Gefolge der Entstehung des Rheinfalls bemerkbar, so dass nur noch schmale Reste von Terrassen blieben, z. B. bei Nohl.

4.14 Versuch einer weiträumigeren Übersicht im Würm

Im Raume Schaffhausen liegen ungewohnt komplexe, aber doch gliederbare Verhältnisse vor, was insbesondere eine gut gesicherte Gliederung der Abfolge der Ereignisse erlaubt. Sehr viel unsicherer bleibt dagegen hier wie anderswo die Einbettung in einen gesamthaften Ablauf, eine zeitliche Fixierung.

4.14.1 Problematik der Hilfsmittel

Eine genügende Dichte von Aufschlüssen und Sondierungen kann auf beschränktem Raum eine zuverlässige Verknüpfung von Schichten erlauben, doch trifft diese Situation nicht häufig zu. Die Parallelisation muss sich daher meist auf weitere Hilfsmittel stützen, welche zwar wertvoll, aber oft auch störungsanfällig sind und deshalb mit Vorsicht einzusetzen sind. Nicht zur Diskussion stehen hier die Grenzen der Altersbestimmungen mit C¹⁴, da in der näheren Umgebung keine solchen vorgenommen werden konnten.

Kritisch zu bewerten sind Folgerungen aufgrund eines Wechsels der durchschnittlichen Korngrösse, sofern nicht der gesamte Querschnitt einer Talung untersucht werden konnte. Ist dies nicht der Fall, so beweisen solche Schwankungen oft nicht mehr als eine Verlagerung des Bettens der über ein breites Gebiet mäandrierenden Gewässer und belegen keineswegs Rückzüge oder Vorstösse der Gletscher.

Schlechte Rundung und Aufbereitung weist auf einen kurzen Transport durch fliessendes Wasser hin, gute Rundung beweist aber häufig wenig, da Umlagerung und Aufarbeitung älterer Kiese oder z. B. auch von Nagelfluh sehr häufig eintreten. Selbst Obermoränen können lokal überwiegend aus gut gerun-

detem Kies bestehen. Der Grad der *Verkittung* ist von vielen Faktoren abhängig, wovon das Alter nur einer ist.

Erosion hat gerade im Bereich der grossen Täler immer wieder eine sehr wichtige Rolle gespielt, wobei nicht nur an die Tätigkeit der Oberflächengewässer zu denken ist, sondern auch – gerade in den Eiszeiten – an die Ausräumung gewaltiger Mengen älterer Lockergesteine unter dem Gletscher, dies hauptsächlich in rückwärtiger liegenden Gebieten. Kies kann dadurch *mehrach umgelagert* worden sein, ohne dass dies erkennbare Spuren hinterlassen würde, was den Aussagewert der *Geröllanalyse* insbesondere für jüngere Kiese herabsetzt. Das gleiche gilt für die Sandfraktion, insbesondere auch für Ableitungen aus der Zusammensetzung der *Schweremineralien*. Auch die Resultate der *Pollenanalyse* können massiv zu Umlagerungen verfälscht werden, besonders falls die direkte Zulieferung von Pollen bescheiden war, wie dies die Resultate von AMMANN ja überzeugend illustrieren (Kapitel 4.8.4). Vereinfachende Schlüsse, wie die Zuordnung isolierter Schottervorkommen zu je einem Gletscherstand, sind unsicher und zudem meist kaum datierbar. Ebenso unsicher sind aber auch Überlegungen, welche auf einer strengen *Gleichzeitigkeit der Gletscherstände* verschiedener Eismassen beruhen. Bei Schaffhausen, aber auch im Limmattal bei Würenlos (SCHINDLER 1968) und anderswo lässt sich an gut bekannten Fällen eindeutig beweisen, dass dies selbst für verschiedene Teile der gleichen Gletschersysteme nicht zutrifft – umso mehr dürfte dies der Fall für total unabhängige Eismassen sein, welche allenfalls sogar ganz verschieden orientierte Einzugsgebiete mit abweichenden Klimaeinflüssen aufweisen.

Eingehende Untersuchungen bestätigen zwar in grossen Zügen die bereits durch PENK und BRÜCKNER (1909) errichtete *Grobgliederung*, im Detail zerfallen mindestens die beiden relativ gut bekannten letzten Eiszeiten in mehrere *Teilvorstösse* mit dazwischen eingeschalteten relativ milden Interstadialen. Es entsteht so das Bild einer reichen, schwer zu übersehenden Vielfalt, deren endgültige Lösung trotz verschiedener Versuche (z. B. HANTKE 1978 und 1980, WELTEN 1982) noch keineswegs erreicht ist. Noch viel unsicherer gestaltet sich die Verbindung etwa zur nordischen Vereisung oder zur marinen Quartärgeologie.

4.14.2 Abfolge der Würmablagerungen bei Schaffhausen

4.14.2.1 Schotterablagerung vor der Seebildung

Diese auf schmale Bereiche lokalisierten, anscheinend wenig mächtigen fluviatilen Kiese dürften am ehesten im Zusammenhang mit einem Gletschervorstoss entstanden sein, wobei die Stirn aber in einiger Distanz alpenwärts lag. Offen bleibt die Frage, ob dieser von einem Interstadial abgelöst wurde oder ob ihm direkt der Vorstoss in unseren Raum folgte.

4.14.2.2 Zeit des Sees von Schaffhausen

Wie eingehend beschrieben, stiess der Thurlappen frühzeitig bis nahe an seinen Maximalstand vor und pendelte lange Zeit in dieser Stellung. Steiner und Singener Zunge als Ausläufer des gewaltigen Eisfladens über dem Bodenseegebiet dagegen rückten nur zögernd vor. Der Ablagerung vorwiegend feinkörniger Seebodenablagerungen folgte ein kurzer, rascher Vorstoss bis nahe an den Maximalstand, dann ein Rückzug um mehrere Kilometer. Die nachfolgende Schüttung von Kies und Sand füllte den See bis auf kleine Relikte im Raume Feuerthalen–Flurlingen–Neuhausen, worauf das Eis in den extremsten Stand vorstiess.

Diese Periode dürfte selbst bei Annahme ungewöhnlich rascher Sedimentation beträchtliche Zeit benötigt haben (einige hundert Jahre?). Der Abfluss erfolgte durch die Enge in das oberste Klettgau, doch kam es dank des Sees zu keiner Ablagerung von Schottern. Der Thurlappen dagegen dürfte gleichzeitig im Rafzerfeld und weiter talabwärts viel Kies geliefert haben.

4.14.2.3 Maximalstand bis und mit Stand im Herblinger Tal (``Stokar-Terrasse``)

Hier liegt der klassische Maximalstand vor, während welchem die drei *Eismassen sich vereinigten* und die Schmelzwasser aus dem Raume Schaffhausen sich vereint ins oberste Klettgau ergossen. Kiese und Sande wurden teils oberhalb der Enge, teils im Klettgau abgelagert, doch scheint das Ausmass der Aufschotterung bescheiden gewesen zu sein, was für eine kurze Zeitdauer spricht.

Schon beim Stand von Herblingen *trennte sich der Thurlappen* wieder von den beiden Zungen im Norden und gab den

Weg für eine Entwässerung durch das Wangental ins mittlere Klettgau frei. Der Rückzug des Eises blieb im Norden sehr bescheiden. Es erfolgte hier auch nur eine beschränkte Ablagerung von Schottern und Moräne, begleitet von wenig Erosion. Auch diese Periode dürfte keine sehr lange Zeitdauer benötigt haben. Der Rückzug des Thurlappens fiel deutlicher aus, weshalb er sich vermutlich zwischen Lottstetten und Rüdlingen bereits vom höchsten Moränenwall ablöste und das Schmelzwasser sich dort bereits gegen Süden zum Durchbruch gegen die Tössmündung wenden musste. Damit war die Schüttung des würmeiszeitlichen Anteils der Schotter des Rafzerfeldes beendet.

4.14.2.4 Gletscherstände im Bereich Langwiesen–Feuerthalen («Munot-Terrasse»)

Nach einem Rückzug um wenige Kilometer stabilisierten sich die Fronten von Singener und Steiner Zunge wieder und lagerten, in mehreren *Pendelbewegungen* getrennt voneinander, mehrere kräftige Moränenwälle ab. Gegen Ende dieser Periode fiel die Steiner Zunge stark in ihr Zungenbecken zurück und stiess zuletzt nochmals kräftig vor – Verhältnisse, wie sie im Limmattal sehr ähnlich zu beobachten sind (SCHINDLER 1968), dort allerdings kombiniert mit starker Ablagerung im jeweils frei werdenden Zungenbecken. Gleichzeitig setzte aber auch eine kräftige *Erosion* ein, welche sich oberhalb Schaffhausen im Rheintal, im Fulachtal und in Seitentälern bemerkbar macht, dagegen bleibt die Ablagerung von Kiesen und Sanden bescheiden. Wie wurde diese sehr rasche Erosion noch innerhalb der späten Phasen des Maximalstandes möglich? Der Schlüssel liegt im Gebiet talabwärts von Schaffhausen. Zwischen Feuerthalen, Flurlingen und Neuhausen gab das allmählich abschmelzende Eis die Restmulde des ehemaligen Sees von Schaffhausen frei, wie dies die Schotterablagerungen bei Neuhausen zeigen. Anschliessend südlich fiel der Thurgletscher stark zurück, wobei ein moränenbedecktes, relativ tiefliegendes Gelände freigelegt wurde. Hier bildete sich vorerst mindestens gegen das *Thurtal* hin ein *See* (FREIMOSER und LOCHER 1980) mit Seeablagerungen, doch griff gleichzeitig die Erosion im *Rheindurchbruch zur Tössmündung* nun sehr rasch in die Tiefe (LEEMANN und ELLENBERG 1972). Unterhalb

Schaffhausen entstand infolge der Abschmelzvorgänge also ein sehr starkes *Gefälle*. Dieses führte zu intensiver Erosion bis ins Gebiet der verbleibenden Eismassen von Singener und Steiner Zunge, während die Schuttmassen südwärts verfrachtet wurden und ausserhalb unserer Karte in Schotterfeldern zur Ablagerung kamen. Im Bereich von Altenburg und Rheinau etwa folgen über älteren Schottern und Moränen junge Niederterrassenschotter (FREIMOSER und LOCHER 1980). Sie bestehen zu einem bedeutenden Teil aus umgelagertem Material – darunter auch Riss-Schotter – und enthalten erwartungsgemäss unter anderem auch Kalke aus dem Randen, untergeordnet auch Hegau-Vulkanite (HOFMANN 1977). Dies beweist eine Herkunft aus dem Einzugsbereich von Schaffhausen, aber nicht risseiszeitliches Alter.

4.14.2.5 Diessenhofener Stände

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Ständen bricht nun die enge Verknüpfung der Vorgänge im Raume Schaffhausen ab. Die Gletscher haben sich aus unserem Blatt endgültig zurückgezogen. Diese dem Schlierener Stadium des Linth-Rheingletschers gleichgestellten Stände treffen die Stirn des Thurlappens etwas talauswärts von Andelfingen, jene des Steiner Lappens bei Diessenhofen und etwas talabwärts und jene des Singener Lappens im Bereich Gottmadingen. Es handelt sich auch hier keineswegs um einen einzelnen Stand, sondern um Spuren mehrerer *Pendelbewegungen*.

Im Rheintal *oberhalb Schaffhausen* fand vorerst eine bescheidene weitere Tiefenerosion bis nahe an das heutige Flussniveau statt, gefolgt von der Ablagerung bescheidener Schotterterrassen bei Langwiesen und Flurlingen. Sie greifen auch rheinaufwärts zurück.

Im *Fulachtal* erreichte die Erosion Koten unterhalb des heutigen Talbodens; hier blieb nur sehr wenig Talschotter der Diessenhofener Stände liegen.

Talwärts von Schaffhausen hatte sich das Gefälle bereits im ausgehenden Maximalstand stark ausgeglichen. Vorerst ist auf unserem Kartenblatt trotzdem eine weitere Tiefenerosion zu erwarten, doch soll nach FREIMOSER und LOCHER (1980) ein Vorstoss des Thurlappens von Alten (innerhalb des Schlierenstadions) eine Periode starker Aufschotterung gebracht haben,

was vermutlich bei uns die Erosion beendete. Sie setzte später mit der weiteren Tieferlagerung des Rheindurchbruchs und der Entstehung des Rheinfalls wieder ein.

4.14.3 Zeitliche Einordnung innerhalb der Würmeiszeit

Die beschriebene Abfolge von Ereignissen innerhalb der Maximalstände = Killwangen Stadium des Rhein-Linth-gletschers, beanspruchte zweifellos einen bedeutenden Zeitraum. Von den meisten Autoren wird dem Vorstoss der späten Würmeiszeit nur eine erstaunlich kurze Zeitdauer zugeschrieben [WELTEN (1982) z. B. 22 000–10 000 Jahre B. P.] wobei ein beträchtlicher Teil zudem vom Aufbau der Eismassen beansprucht wird, während auch der Rückzug von zahlreichen Episoden von Vorstoss und kräftiger Ablagerung begleitet wird. Andererseits sollen den frühen Phasen der Würmeiszeit sehr lange Zeiträume zur Verfügung stehen, wobei WELTEN (1982) total sechs Eisvorstösse postuliert, unter denen die ersten beiden besonders kräftig gewesen wären und allenfalls sogar dem Maximalstand entsprechen könnten.

Konkret stellt sich die Frage, ob unsere Stände bei Schaffhausen, das Killwangen-Stadium also, gesamthaft oder teilweise (wie von HANTKE 1967 auf der Karte dargestellt) ins *frühe Würm* zu stellen wären.

Unser doch recht dichtes Netz von Aufschlüssen und Sondierungen weist auf eine geschlossene Abfolge von Vorgängen hin, welche kaum durch einen mindestens 30 000 Jahre währenden Gletscherrückzug unterbrochen sein können. Wollte man einen solchen etwa zu Ende der Bildung der Seebodenablagerungen suchen, so hätte er in der Pollenanalyse Spuren hinterlassen müssen; auch wären irgendwo interstadiale Bildungen wie Schieferkohlen oder mindestens Verwitterungsböden zu erwarten gewesen. Nicht auszuschliessen wäre dagegen eine gesamthaft Zuordnung der Maximalstände ins Frühwürm, während z. B. der Diessenhofener- bzw. Schlierener Stand dem Spätwürm (Hochwürm) zuzuordnen wäre. In diesem Falle wären die Schlüsselgebiete zur Entscheidung des Problems ausserhalb unserer Karte zu suchen, etwa in Seeablagerungen alpenwärts der Maximalstände. Keiner der uns aus jenem Raum bekannten, leider nur lückenhaften Aufschlüsse durch Bohrungen spricht allerdings für die Einschaltung einer längeren Periode

von bedeutender Klimaverbesserung zwischen den Maximalständen und jenem von Diessenhofen oder Stein am Rhein; immerhin sind Überraschungen durchaus noch möglich.

4.15 Spät- und Postglazial

4.15.1 *Rheinfall und Felsriegel bei Schaffhausen*

Wie bereits beschrieben, folgte der Rhein im Bereich unserer Karte schon im Diessenhofener Stadium ungefähr seinem heutigen Lauf. Im Gegensatz zur Fulach oder den meisten Randenbächen war damit die Tiefenerosion durch den Fluss aber noch nicht abgeschlossen. Die Differenz zwischen heutigem Flussbett und dem Niveau der tiefsten Fulachterrassen beträgt zwischen Langwiesen und Schaffhausen etwa 5–10 m, wächst dann an und erreicht im Becken unterhalb des Rheinfalls ihr Maximum von lokal über 40 m. Die Entstehung des spektakulären, heute knapp 20 m hohen Wasserfalls wie auch der flussaufwärts anschliessenden Stromschnellen ist einerseits mit der Tiefenerosion, andererseits mit der altbekannten Tatsache zu erklären, dass der Rhein an zwei Stellen sein ursprüngliches Bett nicht wieder fand, sondern in die ehemalige linke Talflanke auswich. Dort frass er sich durch weiche Gesteine bis in den widerstandsfähigen Malmkalk hinunter:

Der obere, wenig auffällige *Felsriegel südlich von Schaffhausen* zwang die Schiffsleute zum Aussteigen und dürfte wesentlich zum Entstehen und Wachstum von Schaffhausen beigetragen haben. Die Obergrenze des Malm steigt hier flussaufwärts kräftig an, so dass im Flussbett im E noch Molasse und Bohnerzzone anstehen, während der Malm südlich der Brücke Flurlingen–Schaffhausen etwa Kote 415 m erreicht. Er wurde also hier bereits zur Zeit der Bildung der Fulachterrassen angeschnitten.

Beim *unteren, auffälligeren Riegel* bildet der Rhein eine starke Kurve, weshalb die Erosion den Fluss immer mehr in die linke Talflanke abdrängte. Dabei entstand in den weichen Gesteinen der USM und der Bohnerzbildungen das hohe Steilbord der Buchhalden, während der Malmkalk nur wenig angegriffen wurde. Erst in den letzten 400 m vor dem Erreichen der ursprünglichen, mit Riss-Schottern gefüllten Talung beginnt sich der Fluss wesentlich in die Kalke einzufressen, welche hier

in der massigen Riff-Facies ausgebildet sind. Das Ausmass der Erosion bleibt dabei in Anbetracht der gewaltigen Wassermassen des Rheins ($100\text{--}1000 \text{ m}^3/\text{s}$) erstaunlich gering, konzentriert sich der Hauptteil des Gefälles doch heute noch auf die untersten 100 m des Riegels, wobei die auffälligen Felszähne unmittelbar oberhalb der Grenze zu den Riss-Schottern liegen. Die Rückwärtserosion ist demnach sehr gering. Lotungen ergaben, dass im Tosbecken der Fels fast sofort senkrecht und geradlinig abfällt. HEIM (1931) beschreibt, dass 1921 bei einem extremen, noch künstlich durch Abzapfung geförderten Niedrigwasser zu beobachten war, wie kalkausscheidende Algen den Flussboden bedeckten, dies selbst in Gebieten mit grosser Strömung. Sie schützen damit die stets wasserbedeckten Gebiete wirksam vor Abtrag, dies mit Ausnahme einzelner Strudellocher, an deren Sohle meist Kies liegt. Die Algen wurden von JAAG näher untersucht und 1938 beschrieben. Der Schutz durch eine Kalkkruste fehlt dagegen im Schwankungsbereich des Wassers und darüber, so dass der südliche Felszahn 1879, der mittlere 1985 künstlich geschützt werden mussten. Dass Algen trotz gewaltiger Strömung im Flussbett gedeihen können, hängt vom Hauptgrund für die erstaunlich schwache Erosion ab: Der Rhein führt kein Geschiebe und nur sehr wenig Schwebstoffe – ein Zustand, wie er im wesentlichen begann, als der Untersee eisfrei wurde (Konstanzer Stadium) und sich im Postglazial voll ausbildete.

Im Rheinfallgebiet hatte das Flussbett zur Zeit des Diessenhofer Stadiums (Fulach-Terrassen) den Malm noch nicht erreicht; der Fall muss also jünger sein. Die Erosion musste später in den Riss-Schotter zurückgreifen, um die heutige Stufe entstehen zu lassen; dies wohl zur Hauptsache im Steiner (=Zürich) Stadium und anschliessend in der ausgehenden Eiszeit. Die Bildung des Rheinfalls dürfte somit vor ca. 16 000 Jahren begonnen haben, was mit der Schätzung von GUYAN (1942) gut übereinstimmt – er postulierte eine Entstehung zwischen 15 000 und 10 000 Jahren v. Chr. Die Stromschnellen dienten bei Schaffhausen und Neuhausen schon früh der Gewinnung von Energie (Wasserräder, bei Neuhausen auch Eisenhämmern). Beim Aufkommen von Industrie und Elektrizität verlockte der Rheinfall zur Nutzung und wurde auf Neuhauser Seite um 1880 angezapft, doch konnte er als eines der

ersten Objekte unter Naturschutz gestellt und vor weiterer Beeinträchtigung geschützt werden.

An dem bei Schaffhausen liegenden Felsriegel entstand in den Jahren 1887–1890 eine erste Elektrizitätszentrale. 1910 wurde als Speicherbecken für Nachtstrom der Engiweiher geschaffen (284.2/687.7). 1963 wurde im Rhein an der Stelle des ehemaligen Moserdammes der neue Riegel des Kraftwerks Schaffhausen fertiggestellt, wobei das Flussbett im Ober- und Unterwasser vertieft wurde. Das genutzte Gefälle schwankt je nach Wasserstand zwischen 3,7 und 6,75 m.

4.15.2 Spät- und postglaziale Lockergesteine

4.15.2.1 Junger Hangschutt

Solcher findet sich an vielen Stellen; oft in kleinen, wenig mächtigen Vorkommen. Bedeutende, heute bewaldete Schutthalde überdecken die Flanken des Deckenschotterplateaus des *Kohlfirsts*. Sie bestehen aus grösstenteils gerundetem Kies in einer sandig-siltigen, z. T. schwach tonigen Grundmasse und enthalten vereinzelt Trümmer von verkittetem Material. Ähnliche Zusammensetzung zeigen die *Schutthalde jüngerer Schotter* (oberstes Klettgau, Tälchen Grueben–Esenloh etc.), wobei hier Steine und kleine Blöcke aus der Moräne auftreten können und der Tongehalt gelegentlich anschwillt. Viele Schollen von verkittetem Schotter und einiges Glazialmaterial enthält der Schutt im SE des Hohbergs (um 266.45/691.20). Ganz anders ausgebildet sind die *Schutthalde aus dem Malm*, welche besonders in den vom Gletscher in der Würmeiszeit nicht erreichten Gebieten verbreitet sind und dort unter die heutige Talsohle greifen können. Hauptlieferanten des Schutts sind die Kalke des *oberen Malm*, deren Trümmer kantig und teilweise plattig sind. Am stärksten vertreten ist Grobkies, gelegentlich finden sich aber auch Blöcke und verkittete Partien. Normalerweise sind die Zwischenräume zwischen den Trümmern nur teilweise verfüllt, wobei zur Hauptsache Silt und etwas Ton, aber nur wenig Sand zu finden sind. Gelegentlich fehlt das Füllmaterial fast gänzlich, hier überzieht oft ein weisslicher Belag mit feinem Kalksinter den Kalk. Auch die *wohlgeschichteten* Kalke liefern viel Schutt, wobei die Trümmer kubischer, weicher undwitterungsanfälliger sind als im oberen Malm. Das Füllmaterial ist besser vertreten und enthält mehr Ton, wobei

auch zersetzte γ-Mergel Lehm liefern können. Malmschutt wurde und wird an zahlreichen Orten abgegraben und eignet sich insbesondere für den Bau von Naturstrassen, aber auch zur Dammschüttung. Auch der Schutt aus Schottergebieten ist für diese Zwecke verwendbar.

4.15.2.2 Gehängelehm

Gehängelehm tritt ebenfalls häufig auf. Oft schliesst er talseits an Schutthalden an und bildet dort bedeutend flachere Gehänge. Der Gehalt an Kies nimmt dabei hangabwärts rasch ab, wobei einzelne kiesige Linsen oder Lagen zu beobachten sind. Zur Hauptsache besteht der Gehängelehm dagegen aus Silt mit wechselndem Anteil von Sand und Ton. An andern Orten entspricht er flächig verschwemmtem Feinmaterial aus der Moräne oder der weichen, älteren Schuttdecke, wobei hier normalerweise nur wenig Kies zu erwarten ist. Die Bildung des Gehängelehms erfolgte in kühler, vegetationsarmer Umgebung, klang also nach dem Ende des Spätglazials aus. Ursprünglich war die Ablagerung auch mit Kriecherscheinungen verbunden, doch scheinen sich die Hänge seither weitgehend stabilisiert zu haben, bleiben aber empfindlich auf Eingriffe.

4.15.2.3 Bachablagerungen

Diese erreichen im Untersuchungsgebiet nur bescheidene Mächtigkeit, sind aber recht verbreitet. Dabei lassen sich verschiedene Typen von Bachsedimenten unterscheiden, welche alle weich gelagert sind:

Kiesig-sandig-siltige, leicht tonige Ablagerungen bildeten sich um das Deckenschotterplateau des Kohlfirsts und bei der Erosion von Riss-Schottern oder Obermoräne. Hieher gehört auch der Schuttkegel von Flurlingen.

Kalkschutt, siltig, arm an Sand, leicht bis mässig tonig: Dies ist das charakteristische Sediment der Randenbäche. Die meist nur unvollkommen gerundeten, mit etwas alpinem Kies durchsetzten Lockergesteine sind ockergelb gefärbt und teilweise nur wenig wasserdurchlässig. Die spät- und postglazialen Ablagerungen erreichen dabei normalerweise nur wenige Meter Mächtigkeit, so im Tal der Fulach und der Durach und in Hemmental. Unter ihnen folgen häufig sehr ähnliche, aber ältere Sedimente. Eine eindeutige Unterscheidung ist nur dort

möglich, wo andersartige Lockergesteine dazwischen liegen, so z. B. bei den Wasserfassungen des Engestiegs im Durachtal. In einzelnen Talabschnitten mit *junger Erosion* fehlen diese Ablagerungen weitgehend, so im untersten Orserental (südlich des Buechbergs), im Felsentälchen südlich des Wirbelberges (um 285.35/689.25) und in grossen Teilen des Mühletals, wo einst auch kleine Wasserfälle zu sehen waren bevor die Anlagen der GF das Gelände überprägten.

Sandig-siltige, wechselnd tonige, kiesarme Ablagerungen entstanden einerseits bei Bächen mit Einzugsgebiet in der alten, weichen Schuttdecke, so im obersten Klettgau um den Engehof, andererseits bei sehr geringem Gefälle wie im Fulachtal oberhalb des stauenden Schuttkegels von Herblingen. Hier bildeten sich auch torfige Sumpfablagerungen. Feinkörnig und sehr wenig wasserdurchlässig dürften auch die kleinen Schuttkegel bei Langwiesen und weiter östlich sein.

4.15.2.4 See- und Sumpfablagerungen

Wie Lehm und Torf finden sich im Fulachtal oberhalb Herblingen, lokal in den stillgelegten alten Entwässerungsgräben zwischen Schloss Herblingen und dem Dachsenbüel (NE-Teil von Karte 1), ferner im heute trockengelegten «See», wo auch etwas Seekreide zu erwarten ist (um 287.4/692.1).

Quelltuff aus dem Postglazial war einst an verschiedenen Stellen zu sehen, wurde aber als wertvolles Baumaterial häufig ausgebeutet. HÜBSCHER (1951) erwähnt heute verschwundene Aufschlüsse beim Schlösschen Wörth und im Mühletal, während Quelltuff heute noch an verschiedenen Stellen in der Nordflanke des Kohlfirsts bis hin zu seiner NW Ecke zu beobachten ist.

4.15.3 Sackungen, Rutschungen, Kriechgebiete

4.15.3.1 Sackungsbewegungen

Sie erfassten einerseits Verbände von gut verkitteten Deckenschottern, andererseits von Malmfels. Südlich von Feuerthalen erscheinen beim Stadtweg in der Nordflanke des Kohlfirsts eindeutig abgerutschte Schollen von *Deckenschotter*, welche von Schutthalden umschlossen sind (um 282.2/690.8). Vermutlich wurde der Hang zur Zeit der Bildung der vordersten Moräne beim Lindenbuck durch das Schmelzwasser unter-

schnitten und rutschte bald darnach ab, dies im ausgehenden Maximalstadium oder etwas später. Abgerutschte Schollen von Deckenschotter finden sich auch in Neuhausen westlich Charlottenfels (282.8/688.5), wobei im Untergrund USM liegt, während sie von Gehängelehm und wenig Niederterrassenschotter oder Moräne teilweise überdeckt werden. Das Abgleiten erfolgte demnach spätestens beim Maximalvorstoss der Würmeiszeit, könnte aber auch bedeutend älter sein. 600 m weiter nördlich finden sich wirr gelagerte Blöcke von Deckenschotter, welche offensichtlich infolge Rutschbewegungen in der unterliegenden USM nachgestürzt sind.

Kleine, *versackte Felspartien* finden sich im Durachtal (287.6/689.0), viel klarer aber in der E-Flanke des Dachsenbüel (286.45/690.77), wobei hier der Hang durch eine Entwässerungsrinne des Extremstandes unterschnitten wurde.

Eine bedeutende, offensichtlich unter den heutigen Talboden greifende Trümmermasse von Kalken des oberen Malm liegt in der NE-Flanke des Chli Buechbergs (286.6/689.2). HOFMANN (1981) bezeichnet sie als Bergsturz, doch deutet der geschlossene Ablagerungsraum in einem recht steilen Hang eher auf langsame Verschiebungen, also auf eine Sackung. Die Kontaktverhältnisse zur Talebene und zur Moräne zeigen, dass die Trümmermasse älter als der Maximalvorstoss des Würm ist, wobei die Auslösung durch N-S laufende Brüche mitverursacht sein dürfte. Die bisher erwähnten Sackungen dürften durch spätere Ablagerungen weitgehend stabilisiert worden sein, dies im Gegensatz zu den meisten einst instabilen Gebieten.

Eindeutig *alte Rutschungen und Sackungen* finden sich verschiedenenorts in den Randentälern ausserhalb unserer Karte. Sie greifen zwar stark unter die heutige Talsohle, können aber in ihrem oberen Teil infolge ungünstiger natürlicher Einflüsse (Belastung des treibenden Teils, Wasserverhältnisse) oder durch Anschneiden im stabilisierenden Teil erneut in Bewegung geraten. VON MOOS (1968) schildert solche Beispiele vom Bau der N4.

4.15.3.2 Junge Rutschungen

Sie finden sich in grösserer Zahl auf unserem Blatt 1, wobei alle als ausgesprochen labil anzusprechen sind. Dabei lassen sich je nach Untergrund zwei Haupttypen unterscheiden:

Rutschungen über Seebodenlehmen

Sie sind zur Hauptsache auf den Hang von Flurlingen beschränkt (Fig. 7 und 8), wobei die Gleitflächen teilweise auch über USM verlaufen. Ungünstig wirken sich hier das Abfallen der Schichtgrenzen gegen den Rhein, die Ansammlung und das Absickern von Grundwasser über den sehr wenig durchlässigen Lehmen und schliesslich auch die glaziale Verscherung der Seebodenablagerungen aus. Wie labil die Situation einzuschätzen ist, zeigten etwa die Rutschungen im SW des Sportplatzes Flurlingen anfangs 1980, welche einerseits durch eine ungünstige, aber bescheidene Belastung mit Auffüllung, andererseits durch extremen Wasseranfall ausgelöst wurden (282.30/689.75). Der talseits anschliessende Hang ist bisher nur Kriechbewegungen ausgesetzt, ebenso der Hang westlich Urwerf, welcher von Seebodenlehmen unterlagert wird (um 283.3/688.8). Bei künstlichen Eingriffen ist aber auch hier ebenso Vorsicht angezeigt wie bei bisher unverrutschten Gebieten, welche durch Seebodenlehme unterlagert werden. So löste laut HEIM (1931) der Einschnitt für die Bahnlinie nach Eglisau nahe nördlich des Rheinfallbeckens ausgedehnte, untiefe Rutschungen aus, welche durch mächtige Stützpfeiler abgefangen werden mussten (um 281.8/688.2).

Rutschungen über Molassegestein und Bohnerzton

Solche bedecken bedeutende Gebiete und sind oft bis an die Oberfläche durchnässt. Dabei lassen sich geographisch drei Zonen unterscheiden:

- *Nördlich und westlich Neuhausen* rutschte verschiedentlich Bohnerzton und unterste, mergelige Molasse samt der Lockergesteinsdecke ab, so nördlich Hofstetten (um 281.9/687.3, sehr labil), eine Bohnerztontasche westlich des Einschnitts der DBB in der Enge (um 282.60/687.95) und mehrere Areale nahe Oelberg. Auslösend wirkte beim letztgenannten Hang die Erosion durch Schmelzwasser des Extremvorstosses der Würmeiszeit. Es ist durchaus möglich, dass anschliessend südlich weitere Rutschgebiete unter Gehängelehm verborgen sind.
- *Entlang dem linken Ufer des Rheins* ist eine Kette relativ steiler, sehr labiler Rutschgebiete aufgereiht. Teilweise in aktiver Bewegung befinden sich etwa die Schuttmassen im

Prallhang der Buechhalden östlich des Schlosses Laufen. Sie bestehen im W zur Hauptsache aus siltig-sandig-tonigem Molasseschutt, nehmen aber gegen Flurlingen hin immer mehr Glazialmaterial aus der Lockergesteindecke auf. Die Mächtigkeit der instabilen Massen überschreitet lokal 15 m. Wenig ist über die Rutschungen im Nordteil von Flurlingen (bei Gründen) bekannt. Eindeutig aktiv verhalten sich dagegen teilweise die Rutsche zwischen der Rheinbrücke Schaffhausen–Flurlingen und Güetli. Im E-Teil sind die instabilen Massen mit Kies aus den Niederterrassen-schottern durchsetzt.

All die genannten Rutschungen wurden durch die rezente Erosion des Rheins ausgelöst, sind also jung und greifen nicht unter das Flussbett.

- *Rings um den Kohlfirst* finden sich einzelne Rutschgebiete, deren Entstehung eng mit der Entwässerung dieses Grundwassersammlers verknüpft ist. Bereits erwähnt wurde, dass einzelne der jungen Rutsche im oberen Teil des Flurlinger Hanges die Molasse erreichen. Es sei hier daran erinnert, dass bereits viel früher hier ein Gebiet über der USM instabil geworden war (Fig. 7 und S. 51). Ein beachtliches Anrissbord weist die Rutschung bei Mörlen nahe Uhwiesen auf (um 280.2/690.6). Ihr Wasser ist heute gefasst oder drainiert, so dass eine teilweise Stabilisierung erreicht sein dürfte.

Der Nordhang des Kohlfirsts birgt besonders viele Wasseraustritte. Rutschungen traten besonders in zwei Abschnitten auf:

Der *westliche*, rund 1,3 km lange liegt südlich Feuerthalen und ist grösstenteils von Hangschutt überdeckt. Dieser wird einzig durch die bereits erwähnten, versackten Deckenschotter beim Stadtweg und durch eine junge Rutschung südlich Lindenbeck (281.85/691.25) unterbrochen. Die ehemals instabilen Gebiete dürften sich hier stark beruhigt haben, dies im Gegensatz zum *östlichen*, heute noch teilweise *aktiven Gebiet*: Die Gleitfläche verläuft hier über höheren Schichten der Molasse, wobei eine zusätzliche Komplikation durch einen vermuteten Bruch entsteht. Die vermutlich mächtige Schuttmasse ist intensiv durchnässt und besteht grösstenteils aus weitgehend zersetzen Fels,

ferner aus Moräne und etwas Deckenschotter. Leider liegen über diese ausgedehnte Rutschung nur sehr wenige Daten vor.

5. Grundwasserverhältnisse

5.1 Klimatische Verhältnisse

Die mittleren Jahresniederschläge liegen im Kartierungsgebiet um 90–100 cm, also relativ tief. Im Hegau sinken sie teilweise auf weniger als 80 cm. Dagegen zeigt sich südlich des Thurtals eine Tendenz zur Zunahme. Die Monatssummen liegen im langjährigen Mittel von Mai bis September über dem Durchschnitt, wobei sich ein breites Maximum im Sommer abzeichnet. Im Januar wird das Minimum erreicht, welches im Vergleich zum Maximum im Juli etwa im Verhältnis 1:1,6 steht.

Die mittlere Jahrestemperatur liegt bei rund 8–9° mit Julimittel bei 17–18° und Januarmittel bei –1° bis –2°. Die Schneedecke bleibt in den tiefsten Bereichen meist nicht sehr lange erhalten, da sich immer wieder Schmelzperioden einschalten. Dauerhafter und mächtiger wird sie dagegen in höheren Lagen, insbesondere gegen Randen und Reiat. Es ergibt sich dort daraus eine ausgeprägte Retension im Hochwinter und ein ungewöhnlich starker Wasseranfall bei der Schneeschmelze im März–April.

Wenig ist über die Verdunstung bekannt. Generell dürfte sie im Sommer meist grösser als die Niederschläge sein, Starkregen von bedeutender Dauer ausgenommen. Von Herbst bis Frühling überwiegen die Niederschläge. Bedeutende Teile unseres Areals weisen aber einen Boden auf, in welchem Regen- und Schmelzwasser rasch versickern können, so dass sich hier Grundwasser selbst im Sommer anreichern kann.

5.2 Durchlässigkeit

5.2.1 Fels

Der Felsuntergrund ist tektonisch nur wenig gestört, wobei die Schichten generell flach gegen SSE hin abfallen. Da wenig

durchlässige Lagen mit durchlässigen abwechseln, gibt dies Anlass zur Entstehung von Grundwasserstockwerken.

Als *Grundwasserstauer* wirken folgende, meist ausgesprochen mergelige Schichten (von unten nach oben): Opalinuston/ darüberliegender Dogger, der allerdings in einzelnen Schichten Kalkbänke enthält, welche etwas Grundwasser führen können / Impressa-Mergel. Weniger wirksam als dieser mächtige dichtende Komplex sind die rund 20 m mächtigen γ-Mergel zwischen den wohlgeschichteten Kalken und den Kalken des oberen Malm.

Der Bohnerzton und die hier vertretene Molasse wirken ebenfalls als Grundwasserstauer, dies mit Ausnahme von schlecht zementierten oder klüftigen Sandsteinen.

Als *Grundwassersammler* kommen in erster Linie die Kalke des Malm in Frage, dies in zwei Stockwerken:

Die 80–90 m mächtigen *wohlgeschichteten Kalke* enthalten etwas Ton und zudem dünne Lagen von Mergel, weshalb sie auf Verkarstung nur beschränkt anfällig sind. Dagegen neigen sie zu starker Zerkleinerung, weshalb hier Wasser zirkulieren kann, während die Porenzirkulation praktisch ausfällt. Der gut 100 m mächtige, im Detail wechselhaft zusammengesetzte Komplex des *oberen Malm* zeigt etwas schwächere Tendenz zur Zerkleinerung, neigt dagegen aber vermehrt zur Verkarstung. Da er dieser bereits in der langen Festlandperiode vor Ablagerung der Molasse besonders ausgesetzt war, traten solche durch Lösung und Nachsturz entstandene Hohlräume hier sehr häufig auf. Diese sind allerdings teilweise nachträglich durch Bohnerzton oder jüngere Lehme versiegelt worden, was die Durchlässigkeit besonders der höheren Partien drastisch herabsetzt (siehe S. 109). In den massigen Riffkalken sind zudem primäre Hohlräume zu finden, welche allerdings meist nicht miteinander verbunden sind, doch können Klüfte eine Verbindung herstellen. Neben Verkarstung und Kluftzirkulation kann lokal also auch primäre Porosität wirksam werden.

Die Sandsteine der *Molasse* (USM und OMM) sind – besonders in den mächtigen Bänken – mit Ausnahme der Knauer nur sehr wenig zementiert, so dass eine bescheidene Porenzirkulation möglich wird, dies besonders in grobkörnigen Partien der OMM. Weit grösitere Bedeutung erreicht nach unserer Auffassung die Kluftzirkulation in den Sandsteinen und

Siltsteinen. Neben einer wenig intensiven tektonischen Klüftung wirkt sich hier besonders die Talklüftung aus.

5.2.2 Lockergesteine

Die ausserordentlich komplexe Entstehungsgeschichte der Lockergesteine lässt generelle Aussagen nur schlecht zu, so dass für Details auf die Beschreibung der einzelnen Teilgebiete in den nächsten Abschnitten verwiesen sei.

Als *Grundwasserstauer* sind die Grundmoräne und die Seebodenlehme anzusprechen, wobei hier einzelne Lagen oder Linsen von Silt, Sand oder etwas Kies aber durchaus Wasser führen können, welches sogar unter bedeutendem Überdruck stehen kann. Ähnlich, aber eher durchlässiger verhalten sich die weiche Schuttdecke in Gebieten ausserhalb der Würmvergletscherung und der Gehängelehm.

Grundwassersammlern entsprechen dagegen die Deckenschotter, Riss-Schotter und die verschiedenen Schotter der Würmeiszeit (sofern sie nicht mit viel Silt und Ton durchsetzt sind), wobei grosse Unterschiede in der Durchlässigkeit auftreten können. In diese Kategorie gehören auch die Schutthalden und die Sackungen.

Sehr wechselhafte Verhältnisse herrschen wegen ihres inhomogenen Aufbaus in der Obermoräne (oft bevorzugte Entwässerungsrichtung parallel zu den Wällen) und in den Rutschungen. Beim Bachschutt finden sich sowohl wenig durchlässige, feinkörnige Vertreter (z. B. nahe Langwiesen oder beim Engihof) wie auch kiesige, gut durchlässige Kegel (z. B. um den Kohlfirst). Eine besondere Stellung nimmt der weitverbreitete Schutt der Randenbäche ein, deren Kies mit wechselndem Anteil von Lehm durchsetzt ist und deshalb lagenweise nahezu dicht wirkt, sich dazwischen aber mässig durchlässig verhält.

5.3 Grundwasserverhältnisse nordwestlich der Linie oberstes Klettgau–Schweizersbild–Schloss Herblingen

In diesem Bereich überschneiden sich zwei Haupteinflüsse: Einerseits wirken die mit Lockergestein gefüllten Randentäler als Grundwasserträger (Grundwasserträger im Sinne von Grundwasserleiter) von bescheidenem Querschnitt und beschränkter, wechselhafter Durchlässigkeit, andererseits können

die Grundwassersammler im verkarsteten oder klüftigen Malm sehr weitflächig drainierend wirken.

Auf sehr ausgedehnte Zusammenhänge wiesen bereits 1956 LEMCKE und TUNN hin, welche annahmen, der Malmkalk bilde eine gewaltige durchlässige Platte, wobei die aufgeschlossenen Gebiete als Sammler wirken, während das Wasser unter den von Molasse bedeckten Gebieten zurückgestaut wird. Ausflüsse dieses Systems wurden einerseits bei Regensburg, andererseits in der Aachquelle und im Gebiet von Schaffhausen gesucht. Die Wasserscheide würde ca. 15 km NNE der Fortsetzung der Achse des Überlinger Sees zu suchen sein. VILLINGER (1977) verfolgte diesen Gedanken weiter und postulierte als Vorflutniveau für den westlichen Teil des Karstwassers den Überlingersee auf 396 m und den Rheinfall auf 359 m. Ferner zeichnete er auf einer Karte zahlreiche Quellen, Brunnen und Bohrungen auf, deren Wasser aus dem Karst des Malm stammen sollen (Ausschnitt der Karte auf Fig. 13). VILLINGER schätzte die mittlere Strömungsgeschwindigkeit im Einzugsgebiet dieser Austritte auf 10–50 m/Tag, das nutzbare Hohlraumvolumen auf weniger als 1% und die «Durchlässigkeit» auf 10^{-4} bis 10^{-6} m/s, wobei der Wasserdurchfluss sich auf Klüfte und Karsthohlräume konzentriert. Dieses weiträumige Modell stösst im Raume Schaffhausen auf einige Probleme und Widersprüche, welche im Rahmen einer Dissertation näher verfolgt werden sollen. Hier sei nur auf die lokalen Zusammenhänge eingegangen.

5.3.1 Durachtal–Mühletal

Wie bereits dargelegt, nimmt die Mächtigkeit der Alluvionen von knapp 12 m bei Bargen auf rund 30 m bei den Fassungen um den Engestieg zu, wobei der Wasserträger im Bereich unserer Karte durch die Einschaltung von Seebodenlehm auf grosse Strecken aufgespalten wird. Die heute noch betriebene Fassung (287.08/689.04) bezieht ihr Wasser ebenso wie zwei stillgelegte weiter im SE aus dem unteren Wasserträger. Charakteristisch für dieses Gebiet sind grosse Wasserspiegelschwankungen, wobei folgende, allerdings heterogen aufgenommene Daten vorliegen:

PW Merishausen 9,5 m, PW Wasserversorgung Reiat 13,8 m, PW Engestieg und Fassungen um SE 16,3 m, Bohrungen

nahe Schweizersbild 8,4 m. Im Bereich unserer Karte fallen die höchst gemessenen Spiegel von 465 m im NW bis 455 m bei Schweizersbild; die tiefsten Spiegel dagegen werden mit 442 m am oberen Ausgang des Mühletals erreicht.

Die normalerweise im März–April erreichten Höchststände sind von massiven Quellaustritten aus dem oberen Wasserträger und aus dem Fuss der schuttbedeckten rechten Talflanke begleitet, dies um Koten zwischen 460 und 455 m. Da diese Quellen später versiegen, kann hier ein Überlauf des Systems angenommen werden.

Das Absinken des Wasserspiegels wesentlich unter Kote 455 m zeigt aber, dass – neben zeitweiser Übernutzung – auch ein Abfluss von Grundwasser anzunehmen ist, dass der Rückstau durch würmeiszeitliche Moränen und Seeablagerungen also nicht eine totale Abdichtung bewirkt. Naheliegend ist die Möglichkeit, dass ältere Bachablagerungen erhalten blieben und einen Weg gegen E, eher aber gegen Süden öffnen.

Trotzdem bleibt der Befund bei der ehemaligen, heute in einem Schacht gefassten Mühletalquelle erstaunlich (284.50/689.52). Hier entfliesst das Wasser Lockergesteine, wobei der Fels zwar von keinem Schacht erreicht wurde, aber in geringer Entfernung weiter talaufwärts anstehen dürfte. Trotz scheinbar günstiger Lage ist das Wasser in bakteriologischer Hinsicht oft unbefriedigend; zudem wird es bei starkem Ausfluss trübe. Es handelt sich um hartes Wasser (Karbonathärte 23–29,5° frz. Härte), welches hier wie im übrigen Chemismus sehr ähnlich jenem im Engestieg ist. Eine direkte Verbindung beider Vorkommen durch Lockergesteine ist nicht möglich; sie müsste zusätzlich durch Malmfels erfolgen, wobei sich eine N-S-streichende Störungszone als Weg anbietet. Die Trübung und bakteriologische Verschmutzung deutet zudem auf einen zusätzlichen direkten Eintritt von Karstwasser.

5.3.2 Freudental und Hemmentaler Tal, Eschheimertal

Auch die Lockergesteine des Freuentals weisen mindestens oberflächlich einen Moränenriegel auf. Ein Bach fehlt mit Ausnahme des alleruntersten Abschnitts, wo ähnlich wie beim Engestieg periodisch starke, rasch wieder verschwindende Quellen austreten. Auch hier ist eine Verbindung quer durch den Malm nach Süden wahrscheinlich, dies zum heute einge-

deckten Buechbrunnen (286.74/689.87). Er wurde einst genutzt und floss nach MEISTER (1907, 1927) zeitweise sehr stark, konnte dann aber trübe werden (besonders nach intensiven Niederschlägen); zeitweise versiegte er. Sein Wasser war als Trinkwasser bakteriologisch ungenügend.

Auch im Hemmentaler Tal fehlt auf grosse Strecken ein stetig fliessender Bach und finden sich grosse Quellen von sehr ungleichmässiger Ergiebigkeit. Leider ist hier nur sehr wenig über den Aufbau der Lockergesteine und den Wasserspiegel bekannt.

Das Eschheimertal am W-Rand unserer Karte weist nur sehr schwache Oberflächenentwässerung auf, wobei das gesammelte Wasser am tiefsten Punkt vor dem Gegengefälle zur Rissmoräne bei einem Teich versickert. Dem Wasser werden schon in den Jahren 1839 und 1849 durch zwei Schächte bessere Wege zur Versickerung geöffnet (MEISTER 1927). Auf welche Weise dieses Wasser das Klettgau erreicht, ist noch unbekannt.

5.3.3 Felsquellen

Vereinzelt finden sich isolierte, hochliegende Quellen im oberen Malm, sei dies über den γ-Mergeln oder im obersten, mit Bohnerzton durchsetzten Teil, so im weiteren Umkreis des Griesbacherhofs. Die Qualität ist meist unbefriedigend, der Ertrag stark schwankend (MEISTER 1927). Östlich des untersten Freudentals und des Pantli erscheint eine breite, gegen NE ziehende Zone mit zahlreichen Felsquellen, welche teils nur zeitweise, teils stetig fliessen wie z. B. der Feldbrunnen ausserhalb unserer Karte (288.52/692.84). Dies ist deswegen erstaunlich, weil die Quellen weder an der Basis des oberen Malm noch in den topographisch tiefsten Malmaufschlüssen auftreten (diese liegen entlang der Linie Fulachtal–Schaffhausen–Rheinfall). Sie lassen sich aber auch nicht durch einen hypothetischen, nicht nachweisbaren, SW-NE streichenden Bruch erklären, da dieser keine stauende Wirkung hätte.

5.3.4 Gedanken über Zusammenhänge

Der obere Malm wirkt zweifellos als Grundwassersammler. Dabei bleibt eine teilweise Abdeckung durch Tertiär oder Bohnerzton (wie im Reiat) wenig wirksam, da das Oberflächenwasser nachträglich trotzdem grösstenteils im Kalk oder in Lockergesteinen versickert. Andererseits weisen die Wasser-

träger im Lockergestein nur bescheidene Ausmasse auf und stossen an verkarsteten Malm, weshalb eine enge Wechselbeziehung zu erwarten ist. Dieser entsprechen die gewaltigen Schwankungen des Grundwasserspiegels, welche auch – ausserhalb der Karte – in einer Bohrung am NE-Ende des Langloch festgestellt wurden (289.54/693.63). Diese sehr schmale, wenn auch tiefe risseiszeitliche Schmelzwasserrinne grenzt beidseits an verkarsteten Malm.

Würde sich der obere Malm aber überall durchlässig verhalten, so wäre schwer zu verstehen, wieso auf unserem hydrogeologischen Kärtchen im Bereich Feldbrunnen–Schloss Herblingen–Pantli–Engestieg eine auffällige Häufung von Quellen zu sehen ist. Die wahrscheinlichste Erklärung dürfte sein, dass der obere Malm trotz Verkarstung und Zerbrechung gegen höhere Schichten hin zunehmend undurchlässig wird und sich zuoberst sogar weitgehend dicht verhält (siehe S. 109).

Nach HÜBSCHER (1951) wirken sich Trockenperioden stark auf die Bäche in Randen und Klettgau aus. Nach zwei Trockenjahren gehen auch sonst regelmässig fliessende Quellen stark zurück.

5.4 Grundwasserverhältnisse im Bereich der grossen Schottervorkommen

Über den Bereich zwischen dem Rand von Randen–Reiat und dem Kohlfirst ist viel untersucht und publiziert worden. Hinzu kommt ein unpublizierter Bericht von NÄNNY und VON MOOS an das Tiefbauamt Schaffhausen aus dem Jahre 1976 mit dem Titel «Hydrogeologische Untersuchungen zwischen Schaffhausen und dem Klettgau 1974/1975». Ihm verdanken wir viele Daten.

5.4.1 Grundwasservorkommen über den Hauptgrundwasserleitern

5.4.1.1 Über Seebodenlehmen

Wie ausführlich dargestellt, überlagern in weiten Gebieten Seebodenlehme den in Riss-Schottern liegenden Hauptgrundwasserleiter, so dass sich in den darüberfolgenden Lockergesteinen an verschiedenen Orten ein höheres Grundwasser-

stockwerk bilden kann. Auf diese Weise wurde nach GUYAN (1942) beim Munot ein Sodbrunnen gespiesen. Magere Quellen fliessen zudem an verschiedenen Stellen aus dem *Hang nördlich des Rheins* zwischen Rheinhalte und Munot bis hin zum ehemaligen Tramdepot. Solche Wasservorkommen speisen aber auch Sandlinsen im Seebodenlehm des Emmersberges, was zu grossen bautechnischen Schwierigkeiten beim Tunnelbau führte (innere Erosion; HENNINGS 1895, Fig. 11). Auf verschiedene hochliegende Wasservorkommen trafen aber auch die Bohrungen zwischen *Faesenstaub und Tannerberg* für das Tunnelprojekt der N4. In Niederterrassenschottern, aber auch in der Moräne und in Sandlagen der Seebodenlehme (Fig. 11) fanden sich verschiedene, nur in loser Verbindung stehende Wassersysteme mit z. T. stark gespannten Spiegeln. Die nahen Rinnenwände aus Malmkalk scheinen dabei nicht drainierend zu wirken. Etwas Wasser fliest auch bei *Urwerf* über Lehmen aus. All diese Vorkommen weisen bescheidenen Ertrag aus, können bautechnisch aber sehr unangenehm werden, dies besonders wegen innerer Erosion in Seebodenlehmen.

Im *Tal der Fulach* finden sich ähnliche, kleine Wasservorkommen in Niederterrassenschottern (z. T. vorbelastet), was einst durch einzelne Sodbrunnen genutzt wurde. Die heute noch bestehenden Fassungen dagegen beuten den tiefen Wasserleiter in den Riss-Schottern aus (Details in HUG und BEILICK, 1934 und HÜBSCHER 1945). Auch weiter im E, bei *St. Niklausen und Tüftal*, versickert das Wasser in Niederterrassenschotter, dies z. T. durch die Moränendecke. Es ist zu vermuten, dass es auf Umwegen mindestens teilweise den Weg in die Riss-Schotter findet.

Auch im *Flurlingerhang* fliest Wasser über Seebodenlehmen, was wesentlich zur Instabilität des Hanges beiträgt. Weniger Probleme bringt die gleiche Erscheinung in *Neuhausen*, wo unter anderem auch die Hänge südlich des Bahnhofs der DBB stark feucht sind.

5.4.1.2 Wasservorkommen über moränenartigen Einschaltungen

Beidseits des Engiwaldes findet sich je ein Quellhorizont, dessen Stauer aus moränenartigen Einschaltungen innerhalb der Riss-Schotter bestehen dürfte (S. 39):

Am Fuss des Hanges *östlich der Breiti* wurde Wasser von verschiedenen Quellen (Rietquellen) in einem Stollen (GUYAN 1935) gefasst, wobei der Ertrag regelmässig, wenn auch bescheiden ist. Dieses Wasser entfliesst Riss-Schottern, findet dann aber einen Weg in jüngere Ablagerungen, so dass im Berg die Untergrenze des Grundwasserträgers einiges höher liegen könnte als die um 465–475 m austretenden Quellen.

Der Quellhorizont im *SW des Engiwaldes* ist über eine längere Strecke verfolgbar und scheint ergiebiger als jener im E zu sein. Er erstreckt sich von Gretzengraben bis gegen die Tüfeschuchi und entfliesst Riss-Schottern, wobei talseits meist eine schlecht durchlässige, sandig-siltige Schuttdecke anschliesst, so dass sumpfiges Gebiet entsteht. Schwache Wasseraustritte finden sich hier wie bei Riet ferner auch in höheren Niveaus. Die Riss-Schotter des Engiwaldes genügen zur Speisung all dieser Quellen kaum. Zusätzlich kann von N oder NW her eine Wasserzufluss erfolgen, allenfalls könnte auch der künstlich geschaffene Engiweiher Wasser verlieren.

5.4.1.3 Wasseraustritte aus oder über dem Fels

Eine kleine Quelle lieferte einst Wasser für einen Weiher in der Engi (282.82/687.74); ihr Einzugsgebiet dürfte im westlich anschliessenden Malm zu suchen sein, wo auch Versickerungsstellen zu beobachten sind. Weiter im Süden, im Neuhauserwald, sammelt sich Wasser über Bohnerzton und USM, was zu Rutschungen Anlass gab. Wie einzelne Beobachtungen zeigen, verhält sich der Malm hier weitgehend dicht.

5.4.2 Hauptgrundwasserleiter in Schaffhausen und anschliessend östlich

Der wertvolle und intensiv genutzte Grundwasserleiter in den Riss-Schottern wurde im letzten Jahrzehnt an verschiedenen Orten näher beobachtet, dies zum Teil im Zusammenhang mit Bauprojekten. Überraschenderweise erwies es sich dabei, dass der umgebende Fels und insbesondere der *Malmkalk dicht wirken*. Dies zeigt sich etwa beim Verlauf des Wasserspiegels in einer Seitenrinne zwischen Industriegebiet Herblingen und dem Güterbahnhof Schaffhausen – sie ist vom Hauptteil durch einen Kalkrücken getrennt. Auch zwischen dem über Kalk fliessenden Rhein und der unter der Altstadt Schaffhausen durchzie-

henden Rinne besteht keine Verbindung. Eindeutig war der Befund beim Aushub des Kanalisationsgrabens, welcher nahe dem rechten Ufer des Flusses von der Bachstrasse bis zur Kläranlage bei Neuhausen führte: Trotzdem seine Sohle tief unter den Flussspiegel reichte, blieb er trocken. Noch erstaunlicher ist die Tatsache, dass beim Bau des Kraftwerkes Schaffhausen das Flussbett in klüftigem Malm bis zu 25 m unterfahren wurde, die Baugrube aber nur mit geringem Wasseranfall zu kämpfen hatte (Fig. 1). Dies wie auch Bohrungen zeigen, dass die Abdichtung trotz Verkarstung und Klüftung in den obersten Teilen des Malm sehr weitgehend wirksam ist. Sie kann kaum durch Kolmatierung im Laufe der quartären Geschichte erklärt werden, da gerade in diesem Bereich der heutige Rheinlauf erst spätglazial entstand, wobei die Decke aus jüngeren Gesteinen sehr spät erodiert wurde. Zudem weist der Fluss hier eine rasche Strömung auf. Sehr wahrscheinlich entstand die Abdichtung vor oder zu Beginn der Sedimentation der Molasse. Bereits diskutiert wurde der schlecht durchlässige Lockergesteinsriegel, welcher unsren Grundwasserleiter von jenem im Klettgau trennt (S. 34).

Der *Grundwasserspiegel* verläuft bis in den Bereich des Museums Allerheiligen, also den Beginn der Rheinfallrinne, sehr flach. Dabei ist zu beachten, dass er nahe dem Rhein durch eine Drainage im Bereich Bachstrasse künstlich etwas gesenkt wird. Andererseits ist der Rhein gestaut, weshalb dieser westlich der Grundwasserfassungen Rheinhalden vorerst nur wenig, unterhalb der Brücke Feuerthalen-Schaffhausen aber gegen 2 m über dem Grundwasserspiegel liegt. Flusswasser kann hier also versickern, was auch durch Temperaturmessungen und den Chemismus bestätigt wird.

Die *Spiegelschwankungen* sind gering (1 m und darunter) und steigen auch weiter nach NE nur wenig. Einzig der vom Gebiet Schweizersbild her gespiesene Seitenarm des Grundwasserleiters zeigt grössere, raschere Schwankungen mit Maximum meist im Spätwinter. Die Karbonathärte liegt um 25–30° frz. Härte, während das Rheinwasser solche von 7–13° zeigt. Im Grundwasserpumpwerk an der Rheinhalle wurden unterdurchschnittliche Werte gemessen (24,5°), was auf Infiltration von Rheinwasser hinweist. Noch extremer gilt dies für das Pumpwerk Feuerthalen mit Karbonathärten um 13,7°

(283.33/690.36). Eine feinere Differenzierung des Grundwasservorkommens nach grossräumigen Einzugsgebieten dürfte an und für sich möglich sein, so eine Unterscheidung zwischen dem von NE her kommenden Wasser, den Karstzuflüssen und dem Einflussgebiet des heutigen Rheins, doch genügen die verfügbaren Daten dafür nicht.

Über die hydrogeologischen Zusammenhänge mit den im NE und E liegenden Riss- und Würm-Schottern ist nur wenig bekannt, da diese grösstenteils durch Moränen überdeckt sind und teilweise auch verschiedene Grundwasserstockwerke vorliegen. Einen Überblick vermittelt die hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bodensee (1980).

5.4.3 Rheinfallrinne

Klar abgegrenzt und gut erfasst ist dagegen die kurze, tief eingeschnittene Rheinfallrinne (siehe auch Grundwasserkarte des Kt. Zürich 1:25 000, Blatt Diessenhofen). Sie beginnt nahe dem Museum Allerheiligen und endet am Rheinfall, wobei sie bei Flurlingen streckenweise dem Rhein folgt, auf der ganzen Strecke aber tief in Malmkalk eingeschnitten ist.

Der *Grundwasserspiegel* weist bedeutendes Gefälle auf, wobei sich eine deutliche Stufung abzeichnet: Vor Erreichen des Rheins wenig unterhalb der Brücke Schaffhausen–Flurlingen zeichnet sich eine Verflachung ab, begleitet von Grundwasseraustritten in den Fluss (Druckfehler auf Karte). Auf Flurlingerboden setzt bedeutendes Gefälle ein, welches jenes des Rheinspiegels übertrifft, so dass hier wie auf Neuhauser Seite der Fluss nun als Infiltrant wirkt. Am Ende des Rheinfallbeckens schliesslich endete der sehr steil abfallende Grundwasserstrom ursprünglich in mächtigen Quellen, welche heute durch die Anlagen der Wasserfassung von Schaffhausen und Neuhausen stark abgezapft werden. Die Spiegelschwankungen erreichen nur kleines Ausmass und sind stark durch den Rhein beeinflusst. Das ursprünglich harte Wasser (Karbonathärte 27–30° frz. Härte) zeigt schon in den Pumpwerken von Flurlingen den Einfluss des eingesickerten, relativ weichen Rheinwassers (7–13°). Nach GUYAN (1935) nimmt in der Fassung Grundstein die Härte mit der Tiefe ab. In den Fassungen oberhalb des Rheinfalls

sinkt der Karbonatgehalt auf 16–17° frz. Härte, und es stellen sich Temperaturschwankungen zwischen 8° und 15°C ein, wobei eine Verzögerung von 3–5 Monaten gegenüber dem Fluss festzustellen ist. MEISTER (1927) schätzte den Anteil von infiltriertem Rheinwasser hier auf 70%. Diese Werte wie auch die bereits besprochene Abdichtung des obersten Teils des Malm sprechen gegen die Annahme von VILLINGER (1977), laut welcher hier bedeutende Mengen von Karstwasser zufließen würden. Unterhalb des Rheinfalls sammelt sich erneut Grundwasser in Riss-Schottern.

5.4.4 Oberstes Klettgau

Wie im geologischen Teil ausführlich dargestellt, verbindet zwar eine tiefe im Fels eingeschnittene Talrinne Schaffhausen mit dem obersten Klettgau, doch weisen die Ablagerungen der Risseiszeit im Bereich Mühletal–Breiti einen wenig durchlässigen Bereich auf, welcher einen nennenswerten Durchfluss unterbindet. Die unpublizierten Untersuchungen von NÄNNY und VON MOOS (1976) zeigen, dass die Bohrungen im Klettgau samt dem Piezometer K₁₀ im westlichen Teil der Breiti (284.23/688.44) grosse, untereinander sehr ähnliche *Spiegelschwankungen* anzeigen, welche von jenen weiter im E gänzlich unabhängig sind. Die auf unserem hydrogeologischen Kärtchen angegebenen Werte beziehen sich dabei nur auf eine Messdauer von 1½ Jahren. Die praktische parallel verlaufende Ganglinie eines Piezometers beim Bahnhof Beringen ergab für den Zeitraum 1970–1975 Differenzen von 9,5 m. Das gegen W gerichtete Gefälle ist bescheiden, die Karbonathärten schwanken von den hier dargestellten Gebieten um 26,5–27,5° frz. Härte. Zur Speisung stehen abflusslose, von Lockergesteinen bedeckte Gebiete im Klettgau und – in kleinem Masse – in der Breite zur Verfügung, während die Riss-Schotter des Engiwaldes die höheren Quellhorizonte nähren. Zum Hauptgrundwasserleiter stösst Wasser aus dem Norden, so aus dem Escheimertal und dem Lieblosental bei Beringen. Wir vermuten, dass zudem viel Karstwasser zufliesse, wird die gegen SE hin abfallende Platte des Malm doch von der Klettgaurne tief zerschnitten, wobei am Westrand unserer Karte bereits die Basis der tiefsten karst-anfälligen Schichten des Malm, der wohlgeschichteten Kalke,

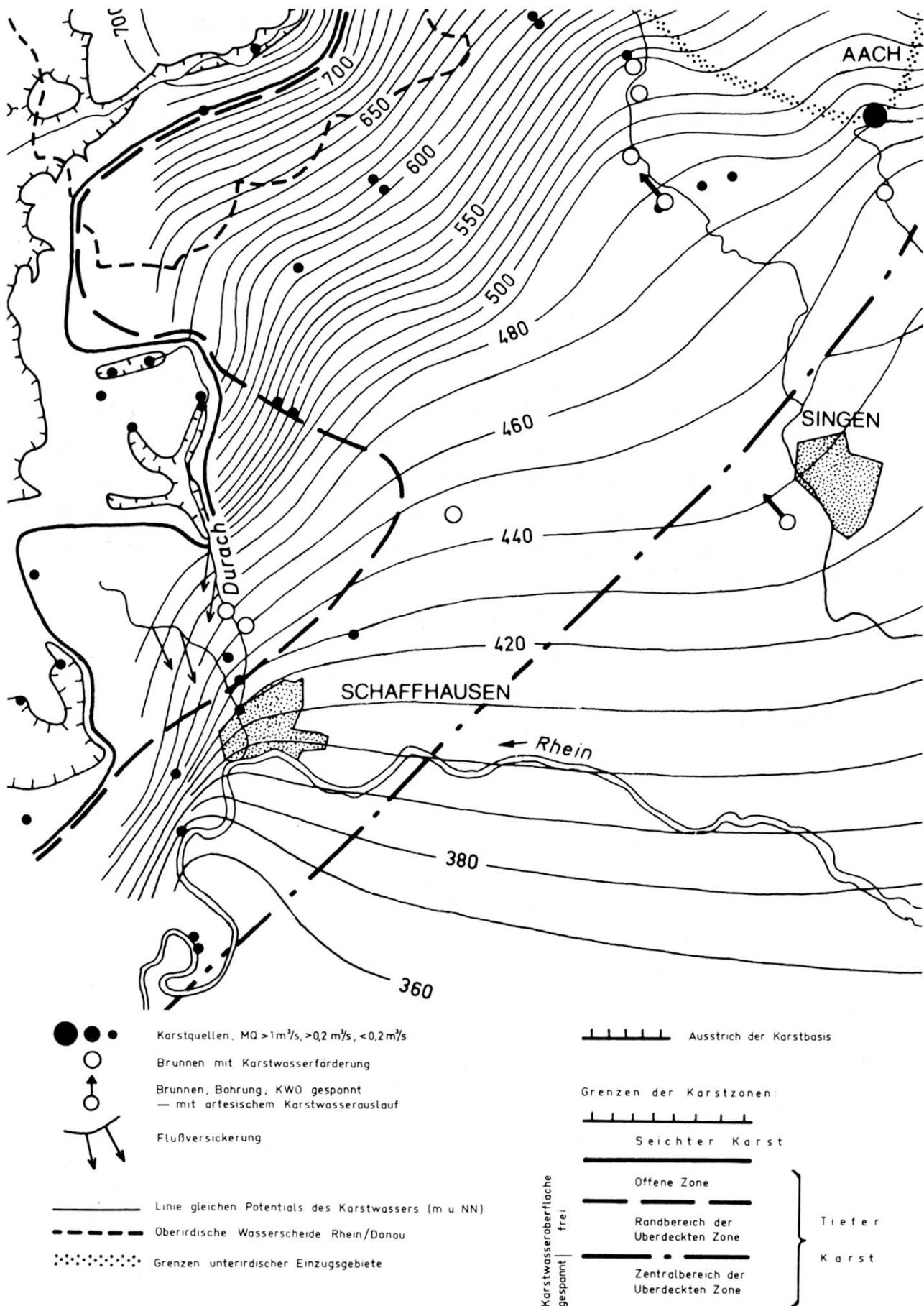


Fig. 12: Karte der Linien gleichen Potentials an der Karstwasseroberfläche zwischen Schaffhausen und der Schwäbischen Alb (nach VILLINGER 1977)

erreicht wird. Ein Abfluss ins Klettgau würde den Verlauf der von VILLINGER gezeichneten Karstgrundwasserspiegel (Fig. 12) massiv ändern und einige Widersprüche lösen.

Eine Übersicht der Grundwasserverhältnisse im Klettgau gaben VON MOOS und NÄNNY 1970.

5.5 Grundwasserverhältnisse am Kohlfirst

Das von jüngeren Deckenschottern bedeckte Plateau des Kohlfirsts wirkt als ausgedehnter Grundwassersammler, während die unterliegende Molasse keine wesentliche Durchlässigkeit aufweist. Dies gibt Anlass zur Entstehung zahlreicher Quellen entlang der deutlich unebenen Grenze Kies–Fels, wobei das Wasser allerdings in verschiedenen Fällen vorerst in jüngere Schotter (Sportplatz Flurlingen, Chüeles Tal), in Hangschutt (südlich Feuerthalen) oder in Rutschmasse (im SE von Langwiesen und im E von Uhwiesen) ausfliesst. Sofern sie gut gefasst wurden, handelt es sich um wertvolle, im Ertrag nur mässig schwankende Quellen mit Karbonathärten um 23–28° frz. Härte, so dass sie trotz bescheidenen Schüttungen grösstenteils für die Wasserversorgung der umliegenden Gemeinden genutzt werden.

Literaturverzeichnis

- BAUMBERGER, E. (1923): Die Bohnerzgebiete im Kanton Schaffhausen In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1, 19–31.
- ELLENBERG, L. (1972): Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. Diss. Univ. Zürich.
- ERB, L. (1931): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Baden 1:25 000, Blatt 146 Hilzingen.
- FITZE, P. (1973): Erste Ergebnisse neuerer Untersuchungen des Klettgauer Lösses. Geographica helv. 28/2.
- FREI, R. (1912): Monographie des schweizerischen Deckenschotters. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 37.
- FREIMOSER, M. und LOCHER, TH. (1980): Gedanken zur pleistocänen Landschaftsgeschichte im nördlichen Teil des Kantons Zürich aufgrund hydrogeologischer Untersuchungen. Eclogae geol. Helv. 73/1.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebiets im Raum nördlich von Bodensee und Rhein. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 11.
- GUYAN, W. U. (1935): Der Grundwasserstrom bei Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 12.
- GUYAN, W. (1942): Das Grundwasser, eine Lebensquelle Schaffhausens. Schaffhauser Schreibmappe, Lempen & Cie., Schaffhausen.
- GUYAN, W. (1942): Die Erforschung des Rheinfalls. Bodenseebuch. K. Höhn, Ulm.
- GUYAN, W. und STAUBER, H. (1941): Die zwischeneiszeitlichen Kalktuffe von Flurlingen (Kt. Zürich). Eclogae geol. Helv. 34/2.
- HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Vjschr. natf. Ges. Zürich 104/1.
- HANTKE, R. (1970): Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 60.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter, Band 1. Ott, Thun.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Band 2. Ott, Thun.
- HEIM, Alb. (1931): Geologie des Rheinfalls. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 10.
- HENNINGS, F. (1894, 1895): Der Emmersbergtunnel bei Schaffhausen. Schweiz. Baumeisterzeitung, 24 und 25.
- HOFMANN, F. (1959): Magnetitvorkommen in diluvialen Ablagerungen des Kantons Schaffhausen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 39/1.
- HOFMANN, F. (1960): Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse im Lahn, Kt. Schaffhausen, und am Rheinfall. Eclogae geol. Helv. 53/1.

- HOFMANN, F. (1967): Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 28, 1963/67.
- HOFMANN, F. (1974): Mineralien des Kantons Schaffhausen. Njbl. natf. Ges. Schaffhausen 26.
- HOFMANN, F. (1977): Neue Befunde zum Ablauf der pleistocänen Landschafts- und Flussgeschichte im Kanton Schaffhausen-Klettgau-Rafzerfeld. Eclogae geol. Helv. 70/1.
- HOFMANN, F. (1979): Untersuchungen über den Goldgehalt tertiärer, eiszeitlicher und rezenter Ablagerungen im Hochrhein- und Bodenseegebiet. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 31 (1978–1980).
- HOFMANN, F. (1981): Erläuterungen zu Blatt 1031 Neunkirch des geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000. Schweiz. geol. Komm.
- HOFMANN, F. und HANTKE, R. (1964): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessendorf des geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000. Schweiz. geol. Komm.
- HOFMANN, F. und HÜBSCHER, J. (1977): Geologieführer der Region Schaffhausen. Rotary Club Schaffhausen, Verlag Meier Schaffhausen.
- HOFMANN, F. und PETERS, T.J. (1962): Kaolinitische Mergel unter der Molassebasis im Rheinfallgebiet. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/2.
- HÜBSCHER, J. (1941): Neue geologische Beobachtungen in der Umgebung von Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 17.
- HÜBSCHER, J. (1943): Neue geologische Beobachtungen in der Umgebung von Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 18, 1942/43.
- HÜBSCHER, J. (1945): Weitere Beobachtungen an Quellen und Grundwasser im Kanton Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 20.
- HÜBSCHER, J. (1950): Über Verwitterungsschutt, Sackung und Felssturz im weissen Jura des Randen sowie Beobachtungen beim Bergrutschgebiet im Biberne Egg. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 23, 1949/50.
- HÜBSCHER, J. (1951): Über Quellen, Grundwasserläufe und Wasserversorgungen im Kanton Schaffhausen. Njbl. natf. Ges. Schaffhausen 3.
- HÜBSCHER, J. (1956): Der Untergrund in der Umgebung der Stadt Schaffhausen. Schaffhauser Nachrichten, 3. 8. 1956.
- HUG, J. (1937): Die Grundwasserströme des nordöstlichen Juragebiets. Monatsbull. Schweiz. Ver. Gas- und Wasserfachm. 3.
- HUG, J. und BEILICK, A. (1934): Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich. Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. 1.
- JAAG, O. (1938): Die Kryptogamenflora des Rheinfalls und des Hochrheins von Stein bis Eglisau. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 14.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. Eclogae geol. Helv. 55/2.
- KELHOFER, E. (1913): Gliederung des Deckgebirges der Umgebung von Schaffhausen. Raustein, Zürich.

- KELLER, W. A. (1977): Die Rafzerfeldschotter und ihre Bedeutung für die Morphogenese des zürcherischen Hochrheingebiets. Leemann, Zürich.
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum. Eclogae geol. Helv. 73/3.
- KRAYSS, E. und KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. Schrr. VG Bodensee, 101. Heft.
- KÜNDIG, E. und DE QUERVAIN, F. (1953): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz (2. Ausgabe). Schweiz. geotech. Komm., Kümmel & Frey, Bern.
- KÜTTEL, M. (1983): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. Habilsschr. Univ. Stuttgart.
- LANG, R. (1903): Der Bergbau im Kanton Schaffhausen. Z. schweiz. Statist., 1903.
- LEEMANN, A. (1958): Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. Geographica helv. 13.
- LEEMANN, A. und ELLENBERG, L. (1972): Die Würmschotter im Hochrheinabschnitt von Lottstetten bis Koblenz. Festschr. Gletschergarten Luzern.
- LEMCKE, K. (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis Gegenwart. Eclogae geol. Helv. 67/1.
- LEMCKE, K. und TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Unterlage. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 23/67.
- LUEDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. Veröffentlichungen des Geobot. Inst. Rübel Zürich 27.
- MEISTER, J. (1898): Neuere Beobachtungen aus den glacialen und postglacialen Bildungen um Schaffhausen. Beil. Jber. Gymn. Schaffhausen 1897/1898.
- MEISTER, J. (1907): Quellen- und Grundwasserläufe im Kanton Schaffhausen. Beil. Jber. Gymn. Schaffhausen 1906/1907.
- MEISTER, J. (1927): Die Wasserversorgung im Kanton Schaffhausen. Beil. Jber. Gymn. Schaffhausen 1926/27.
- VON MOOS, A. (1968): Geotechnische Beobachtungen und Erfahrungen längs der Neubaustrecke Landesgrenze–Bargen–Merishausen–Längenberg der Nationalstrasse N4, Kanton Schaffhausen. «Durachtal», Festschrift E. Lieb.
- VON MOOS, A. und NÄNNY, P. (1970): Grundwasseruntersuchungen im Klettgau, Kanton Schaffhausen. Eclogae geol. Helv. 63/2.
- PENCK, A. (1896): Die Glazialbildungen um Schaffhausen und ihre Beziehungen zu den prähistorischen Stationen des Schweizersbildes und von Thayngen. N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 35.

- PENK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 2. Tauchnitz, Leipzig.
- SCHALCH, F. (1916): Erläuterungen zu Blatt 145 Wiechs–Schaffhausen der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden 1:25 000. Bad. geol. Landesanst. u. schweiz. geol. Komm.
- SCHALCH, F. (1921): Erläuterungen zu Blatt 158 Jestetten–Schaffhausen der Geologischen Spezialkarte von Baden. Bad. geol. Landesanst. u. schweiz. geol. Komm.
- SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. Eclogae geol. Helv. 61/2.
- SCHINDLER, C. (1976): Baugrundkarten-Problematik, Darstellungsarten und Anwendung. Mitt. schweiz. Ges. für Boden- und Felsmechanik 93.
- SCHINDLER, C. (1977): Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung. Beitr. Geol. Schweiz, kl. Mitt. 67.
- SCHINDLER, C., RÖTHLISBERGER, H. und GYGER, M. (1978): Glaziale Stauungen in den Niederterrassenschottern des Aadorferfeldes und ihre Deutung. Eclogae geol. Helv. 71/1.
- SCHNEIDER, H. (1976): Über junge Krustenbewegungen in der voralpinen Landschaft zwischen dem südlichen Rheingraben und dem Bodensee. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 30, 1973/76.
- SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 10.
- SCHREINER, A. (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz und Umgebung 1:50 000. Geol. Landesamt Baden-Württemb.
- SCHREINER, A. und EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet. Geol. Jb. Reihe A 59.
- SCRIBA, H. (1973): Geoelektrische und seismische Untersuchungen im Gebiet zwischen Flaach und Rheinau (Kt. Zürich). Diss. ETH Zürich.
- VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (oberer Jura, SW-Deutschland). Geol. Jb. Reihe C 18.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 156.
- WEHRLI, L. (1894): Über den Kalktuff von Flurlingen bei Schaffhausen. Vjschr.natf. Ges. Zürich 39.
- WEST, R. G. (1984): Interglacial, Interstadial and Oxygen Isotopes Stages. Diss. (Festschrift Welten).
- WÜRTEMBERGER, F. (1872): Die Tertiärformation im Klettgau. Z. dtsch. geol. Ges. 22/3.

Verzeichnis der Karten

- ERB, L. (1931): Geologische Spezialkarte von Baden 1:25 000, Blatt 146 Hilzingen.
- ERB, L. (1967): Geologische Landkarte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. Geol. Landesamt Bad.-Württemb.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete (2Blätter) 1:50 000. Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- HEIM, Alb. und HÜBSCHER, J. (1931): Geologische Karte 1:10 000, Rheinfall. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 10.
- HOFMANN, F. (1981): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 1031 Neunkirch, Nr. 74. Schweiz. geol. Komm.
- HÜBSCHER, J. (1955): Karte der öffentlichen Grundwassergebiete des Kantons Schaffhausen 1:75 000.
- HÜBSCHER, J. (1961): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 1032 Diessenhofen, Nr. 38. Schweiz geol. Komm.
- HUG, J. (1905): Geologische Karte des Rheinlaufs unterhalb Schaffhausen 1:25 000, Spezialkarte Nr. 35. Schweiz geol. Komm.
- JÄCKLI, H. und KEMPF, TH. (1972): Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg–Beromünster, Nr. 1. Schweiz. geotech. Komm.
- Kt. Zürich, Amt für Gewässerschutz und Wasserbau (1983): Grundwasserkarte des Kantons Zürich 1:25 000, Blatt Diessenhofen.
- KEMPF, TH. und Mitarbeiter (1980): Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bodensee, Nr. 2, Schweiz. geotech. Komm.
- SCHALCH, F. (1912): Geologische Spezialkarte von Baden 1:25 000, Blatt 144 Stühlingen. Bad. geol. Landesanstalt.
- SCHALCH, F. (1916): Geologische Spezialkarte von Baden 1:25 000, Blatt 145 Wiechs–Schaffhausen. Bad. geol. Landesanstalt.
- SCHALCH, F. und GÖHRINGER, K. (1921): Geologische Spezialkarte von Baden 1:25 000, Blatt 158 Jestetten–Schaffhausen. Bad. geol. Landesanstalt.
- SCHREINER, A. (1970): Geologische Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. Geol. Landesamt Baden-Württemberg.

Beilagen

- Baugrundkarte Schaffhausen 1:10 000, 1982
 - Blatt 1: Karte der Oberfläche des natürlichen Terrains und Beschaffenheit der Unterlagen bei Entfernung der Auffüllung
 - Blatt 2: Karte des Zustandes um den Maximalvorstoss der Würm-Eiszeit (Oberfläche der Seebodenlehme)/Felsoberfläche
- Tabelle 1: Übersicht über die Quartärgeschichte im Raum Schaffhausen

