

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
GEOTECHNISCHE SERIE

herausgegeben von der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften)

MATERIAUX POUR LA GEOLOGIE DE LA SUISSE
SERIE GEOTECHNIQUE

publiés par la
Commission Géotechnique Suisse
(Organe de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles)

Lieferung 89

Geotechnische Folgen der glazialen Vorbelastung von Seebodenablagerungen

R. Rey

1995

Verkauf durch: Schweizerische Geotechnische Kommission, ETH-Zentrum, 8092 Zürich

Publiziert mit Unterstützung der schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften

Dissertationsschrift, Diss ETH Nr. 10631
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, 1994
Referent: Prof. Dr. C. Schindler
Korreferenten: Dr. F. Bucher, Dr. F. Madsen

Redaktion und Satz: Schweizerische Geotechnische Kommission
Lithos und Druck: Vontobel Druck AG, Wetzikon
Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

ISBN 3-907997 22 0

VORWORT DER SCHWEIZERISCHEN GEOTECHNISCHEN KOMMISSION

Die vorliegende Arbeit von R. Rey bezieht sich auf die vielfältigen geotechnischen Folgen der glazialen Vorbelastung von Seebodenablagerungen. Sie beruht im Wesentlichen auf einer an der ETH Zürich ausgeführten Dissertation und stellt eine wertvolle Ergänzung zu früheren ingenieur-geologischen Publikationen in der Reihe der «Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie» dar.

Obwohl sich die glaziale Vorbelastung im allgemeinen positiv auf die geotechnischen Eigenschaften von Lockergesteinen auswirkt, kann sie vor allem bei feinkörnigen Sedimenten durchaus auch negative Folgen haben. Um die Auswirkungen der glazialen Vorbelastung besser zu verstehen, wurden Proben von drei Lokalitäten mit unterschiedlicher Vorgeschichte miteinander verglichen. Die Seebodenablagerungen am Flurlingerhang bei Schaffhausen wurden bei einem spätwürmeiszeitlichen Gletschervorstoss überfahren und überkonsolidiert, während die Sedimente von Dietlikon von einer vorstossenden Gletscherzunge nur verstossen wurden. Die Ablagerungen von Rapperswil sind normalkonsolidiert. Es zeigte sich, dass nicht nur die Überlast durch Gletschereis zu einer Überkonsolidation führen kann, sondern dass diese auch durch flachliegende Spannungskomponenten während des Gletschervorstosses verursacht werden kann. Diese zusätzliche Vorbelastung wirkt sich positiv auf die geotechnischen Eigenschaften der fein-

körnigen Sedimente aus, führt aber gleichzeitig häufig zu einer Verschuppung mit entsprechenden Gleithorizonten. Solche Abscherungsflächen weisen auch heute noch eine sehr niedrige Restscherfestigkeit auf, weshalb sie sowohl in Hanglagen wie auch im Zusammenhang mit Baugruben bei ungünstiger Orientierung die Stabilität massiv beeinträchtigen und zu Rutschungen führen können.

Die Kommission dankt dem Autor für die Möglichkeit, diese Arbeit in ihre Schriftenreihe aufzunehmen, und für die sorgfältige Mitarbeit bei der Drucklegung.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, Dezember 1995

Der Präsident der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission

C. Schindler

VORWORT DES VERFASSERS

Die vorliegende Arbeit wurde im Frühjahr 1994 als Dissertation am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie des Geologischen Instituts an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich (ETHZ) eingereicht. Sie ist Teil des ETH-Forschungsprojektes «Geotechnisch problematische Locker- und Festgesteine» und entstand auf Anregung von Prof. Dr. C. Schindler und auf Grund der Tatsache, dass sich während der Bauarbeiten für das neue Nationalstrassenstück der N4 zwischen Uhwiesen und Schaffhausen in den dort vorhandenen eiszeitlichen Seebodenablagerungen unvorhergesehene Stabilitätsprobleme ergaben.

Viele Leute haben durch ihre Unterstützung wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Mein besonderer Dank gilt dem Referenten Prof. Dr. C. Schindler für seine fachliche und moralische Unterstützung all die Jahre hindurch, sowie den beiden Korreferenten Dr. F. Bucher und Dr. F. Madsen vom Institut für Geotechnik (IGT) an der ETH, welche mir durch ihre Diskussionsbereitschaft den Zugang zu ihren Fachgebieten Bodenmechanik bzw. Tonmineralogie ermöglichten.

Den Herren B. Kuhn und J. Thiry vom Kantonalen Tiefbauamt ZH danke ich für die finanzielle Unterstützung des Projektes und ihre Bereitschaft, mit den Hochschulen zusammenzuarbeiten.

Für meine Untersuchungen durfte ich die Laborräumlichkeiten des IGT benutzen. Bei den bodenmechanischen Versuchen wurde ich von den Herren Huber, Scherrer und Bystricky sowie zahlreichen Doktoranden und Angestellten des IGT tatkräftig unterstützt. Die tonmineralogischen Analysen führte ich unter Mithilfe von J. Reichenbach, J. Fonyo, Dr. R. Haas-Nüesch, Dr. R. Nüesch, Dr. G. Kahr und Dr. F. Madsen vom Tonmineralogischen Labor des IGT durch. Frau L. Madsen, Dr. G. Früh-Green und D. Estoppey lasen den deutschen, englischen resp. französischen Text auf sprachliche Unebenheiten durch. All diesen Leuten danke ich ganz herzlich für ihre Unterstützung.

Das geotechnische Büro Dr. von Moos AG, die Geologengemeinschaft Transit Rapperswil – Jona und das IGT der ETH gaben mir in verdankenswerter Weise die Erlaubnis, geologische und geotechnische Berichte einzusehen und Daten daraus zu verwenden.

Dr. R. Kündig, Dr. R. Vogler und M. Pfiffner danke ich für die Organisation der Druckbegleitung.

Die Druckkosten wurden in verdankenswerter Weise zur Hälfte von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und vom Stamm-Fond der ETH Zürich gedeckt. Das Kantonale Tiefbauamt ZH übernahm die Druckkosten für die farbigen Beilagen.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	III	3 Untersuchungen im Raume Dietlikon	52
Vorwort des Verfassers	IV	3.1 Einleitung	52
Inhaltsverzeichnis	V	3.2 Geologie im engeren Untersuchungsgebiet	52
Figurenverzeichnis	VI	3.3 Ziel der Untersuchungen	52
Zusammenfassung	VIII	3.4 Arbeitsschritte und Methodik	53
Resumé	X	3.4.1 Auswertung der vorhandenen	
Abstract	XII	Rammdiagramme	53
1 Einleitung	1	3.4.2 Eigene Rammsondierungen	56
1.1 Einführung und Problemstellung	1	3.4.3 Baggerschächte	56
1.2 Abgrenzung des Gebietes	1	3.4.4 Laboruntersuchungen	56
1.2.1 Flurlingen	1	3.5 Resultate und Interpretationen	56
1.2.2 Rapperswil	2	3.5.1 Auswertung der vorhandenen	
1.2.3 Dietlikon	2	Rammdiagramme	56
1.3 Vorgehen	3	3.5.2 Eigene Rammsondierungen	56
1.3.1 Studium von geologischen Berichten	3	3.5.3 Baggerschächte	56
1.3.2 Feldarbeit	5	3.5.4 Mineralogie	57
1.3.3 Laborarbeit	5	3.5.5 Bodenkennwerte	57
1.4 Gliederung der Arbeit	6	3.5.6 Oedometerversuche	58
2 Untersuchungen im Raume Flurlingen– Schaffhausen	7	3.6 Zusammenfassung der Untersuchungen im Raume Dietlikon	59
2.1 Geologische Einführung	7	4 Schlussfolgerungen	60
2.2 Die Seebodenablagerungen am Flurlingerhang	7	Referenzen	61
2.2.1 Lithologische Beschreibung	9	A Literaturverzeichnis	61
2.2.2 Strukturen	12	B Berichte	62
2.2.3 Verbreitung	12	C Verzeichnis der verwendeten Normen	
2.3 Wasserverhältnisse am Flurlingerhang	15	zur Untersuchung von Lockergesteinen	62
2.4 Geologische Randbedingungen	15	D Verzeichnis der Karten	62
2.4.1 Seebildung	15	Anhang	63
2.4.2 Ausfluss des Sees	19	Anhang 1: C_α -Werte für verschiedenen	
2.4.3 Lage des Seespiegels zur Zeit des letzten Eisvorstosses	19	Laststufen der durchgeführten	
2.5 Instabilität am Flurlingerhang	19	Oedometerversuche	63
2.6 Untersuchungen im Labor	24	Anhang 2: Gewichtung der Oedometerresultate	64
2.6.1 Tonmineralogische Untersuchungen	25	Anhang 3: Berechnung der ehemaligen	
2.6.2 Plastizitätseigenschaften	30	Eismächtigkeiten über die, aus den Oedo-	
2.6.3 Oedometer-Versuche	36	meterversuchen ermittelten, ehemaligen	
2.7 Folgerungen aus den Untersuchungen am Flurlingerhang	50	Überlagerungsdrücke	65
2.7.1 Geologische Folgerungen	50	Anhang 4: Sättigungszahlen der untersuchten	
2.7.2 Geotechnische Folgerungen	50	Seebodenablagerungen von Flurlingen	66
		Anhang 5: Schachtprotokolle Baggerschächte	
		Dietlikon	67

FIGUREN- UND TABELLENVERZEICHNIS

Figurenverzeichnis

Fig. 1.1:	Regionale Übersicht über das Untersuchungsgebiet am Flurlingerhang	2	Fig. 2.12c:	Untergrenze der Seebodenablagerungen im Bereich des Flurlingerhangs	22
Fig. 1.2:	Übersicht über das Untersuchungsgebiet Rapperswil-Jona	3	Fig. 2.12d:	Mächtigkeitsverhältnisse der Seebodenablagerungen im Bereich des Flurlingerhangs	23
Fig. 1.3:	Regionale Übersicht über das Untersuchungsgebiet Dietlikon	4	Fig. 2.13:	Situation der Rutschgebiete am Flurlingerhang mit Probenahmestellen	24
Fig. 2.1:	Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Schaffhausen	8	Fig. 2.14:	Karbonatverteilung innerhalb der Seebodenablagerungen aus dem Bohrpfahl 677 der Hangsicherungspfahlwand	27
Fig. 2.2:	Verbreitung der glazialen Seebodenablagerungen im Raume Schaffhausen	9	Fig. 2.15:	Infrarotspektrum der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ der Probe 693.2	27
Fig. 2.3a:	Feinlaminierte, lagige Abfolge der Seebodenablagerungen	10	Fig. 2.16:	Gegenseitige Lage des Chloritpeaks ($d=14.2 \text{ \AA}$) relativ zum Mixed-Layer Peak ($d=12.5 \text{ \AA}$) bei den untersuchten, luftgetrockneten Proben	28
Fig. 2.3b:	Untester, stark oxidiertes Teil der Seebodenablagerungen	10	Fig. 2.17:	Wasseradsorptions-Isothermenmessungen an Proben aus der Gleitschicht und aus dem Nachbarmaterial.	28
Fig. 2.3c:	Bohrkern aus der homogenen Abfolge der Seebodenablagerungen	10	Fig. 2.18:	Korngrößenverteilungsbereich der Seebodenablagerungen von Flurlingen und Rapperswil und dessen Unterteilung in verschiedene Korngrössenteilbereiche	32
Fig. 2.4a:	Isoklinal verfaltete Sandlinse innerhalb der Seebodenablagerungen	10	Fig. 2.19:	Lage der Flurlinger- und der Rapperswiler-Proben innerhalb des Plastizitätsdiagramms nach CASAGRANDE	32
Fig. 2.4b:	Steilgestellte Schichtung innerhalb der Seebodenablagerungen	10	Fig. 2.20:	Lage des natürlichen Wassergehaltes bezüglich der Fliess- und der Ausrollgrenze mit Angabe der Korngrössenteilbereiche	34
Fig. 2.4c:	Rutschstriemung auf einer Gleitfläche innerhalb der Seebodenablagerungen	10	Fig. 2.21:	Liquiditätszahlen in Abhängigkeit der natürlichen Wassergehalte	35
Fig. 2.5:	Gleitfläche innerhalb der Seebodenablagerungen im Aushubbereich des Tagbauteils des Flurlingertunnels	11	Fig. 2.22:	Entwicklung des natürlichen Wassergehaltes und der Liquiditätszahl mit der Tiefe bei normalkonsolidierten und überkonsolidierten Seeablagerungen (schematisch)	35
Fig. 2.6:	Querprofil durch den Tagbaubereich des Flurlingertunnels mit Angabe der im Aufschluss (Fig. 2.5) und in der Pfahlbohrung beobachteten Gleitschicht	13	Fig. 2.23:	Abhängigkeit der Plastizitätszahl von der Differenz ($w-w_p$)	36
Fig. 2.7:	Geologisches Querprofil durch den Flurlingerhang mit qualitativer Angabe der Verschiebungsbeträge an einer Gleitschicht innerhalb der Seebodenablagerungen	13	Fig. 2.24:	Zeit-/Setzungs-Diagramm	37
Fig. 2.8:	Situation des Flurlingerhangs mit Lage der Profile aus Fig. 2.6, Fig. 2.7, Fig. 2.9, Fig. 2.10 und Fig. 2.11 und Lage der erwähnten Bohrungen	14	Fig. 2.25:	Last-/Setzungs-Diagramm	38
Fig. 2.9:	Geologisches Längenprofil entlang des Flurlingerhangs	16	Fig. 2.26:	Ermittlung der maximalen Vertikalspannung, bei welcher in der Last-/Setzungskurve der gekrümmte Übergangsbereich zwischen dem Wiederbelastungsast und der Erstbelastungsgeraden überschritten sein sollte	39
Fig. 2.10:	Geologisches Längenprofil entlang der Hangsicherungspfahlwand im Tagbaubereich des Flurlingertunnels	17	Fig. 2.27:	Bestimmung des «maximalen» ehemaligen Überlagerungsdruckes nach der Methode von CASAGRANDE am Beispiel der Probe 693.1 von Flurlingen	39
Fig. 2.11:	Geologische Querprofile durch den Flurlingerhang	18			
Fig. 2.12a:	Verlauf der Felsoberfläche im Bereich des Flurlingerhangs	20			
Fig. 2.12b:	Oberflächenverlauf der Seebodenablagerungen im Bereich des Flurlingerhangs	21			

Fig. 2.28:	Zeit-/Setzungskurven verschiedener Laststufen der Probe 693.2 von Flurlingen.	40
Fig. 2.29:	Last-/Setzungskurven aus Oedometerversuchen an einigen Flurlinger-Proben	41
Fig. 2.30:	Vergleich der Last-/Setzungskurven der Proben, welche mit stündlichen resp. mit 24-stündlichen Belastungsintervallen belastet wurden	41
Fig. 2.31:	Querprofil durch den Flurlingerhang mit den aus den Oedometerversuchen ermittelten Eismächtigkeiten	47
Fig. 2.32:	Last-/Setzungskurve der Probe 666.2 von Flurlingen mit 3 vollständigen Entlastungs- und 2 Wiederbelastungszyklen	47
Fig. 2.33:	Randlagen des Rheingletschers in der letzten (Würm-)Eiszeit	51
Fig. 3.1:	Übersichtskarte über das Gebiet des mittleren Glattals	53
Fig. 3.2:	Geologische Profile durch das mittlere Glattal	54
Fig. 3.3:	Situation des Untersuchungsgebietes mit eingetragenen Sondierungen	55
Fig. 3.4:	Isolinien-Karte der Verteilung der Rammindizes	55
Fig. 3.5:	Beispiele von Rammdiagrammen und Ermittlung der Rammindizes	55
Fig. 3.6:	Lage der Wassergehalte der Proben aus Dietlikon bezüglich der Ausroll- und der Fliessgrenzen	57
Fig. 3.7:	Lage der Proben von Dietlikon im Plastizitätsdiagramm nach CASAGRANDE	58

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1:	Mineralogie des Gesamtmaterials	26
Tab. 2.2:	Abschätzung des Anteils an quellfähigen Schichten im Gleitschichtmaterial und in den sedimentären Lagen mittels Oberflächenbestimmung	29
Tab. 2.3:	Tonmineralanteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ der Proben von Rapperswil und von Flurlingen	33
Tab. 2.4:	Zusammenstellung der Proben, an welchen Oedometerversuche durchgeführt wurden	40
Tab. 2.5:	Mittels Oedometerversuchen abgeschätzte Überlagerungsdrücke	42
Tab. 2.6:	Gegenüberstellung der aus den Last-/Setzungskurven berechneten und der nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Kompressionsbeiwerte C_C	43
Tab. 2.7:	Vergleich der spezifischen Zusammenrückungen aus den Versuchen mit den nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Werte, bei denen die Erstbelastungsgeraden erreicht sein sollten	44
Tab. 2.8:	Ermittelte Eismächtigkeiten	46
Tab. 3.1:	Mineralogie des Gesamtmaterials	57
Tab. 3.2:	Vergleich der aus den Oedometerversuchen ermittelten und der nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Kompressionsbeiwerte C_C	58

ZUSAMMENFASSUNG

Im Zuge der verschiedenen Eiszeiten wurden in der Schweiz grosse Mengen von ganz unterschiedlichen Lockergesteinen produziert und abgelagert. Ein Teil davon wurde durch erneute Gletschervorstösse vom Gletschereis überfahren und dadurch vorbelastet. Die glaziale Vorbelastung wirkt sich im allgemeinen positiv auf die geotechnischen Eigenschaften von Lockergesteinen aus, indem der Wassergehalt des Sediments reduziert und als Folge davon die Lagerungsdichte und Standfestigkeit erhöht wird. In bestimmten Fällen – beispielsweise bei feinkörnigen Sedimenten – kann sich die glaziale Vorbelastung auch negativ auf die geotechnischen Eigenschaften eines Bodens auswirken.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden mögliche Auswirkungen der glazialen Vorbelastung auf die geotechnischen Eigenschaften von eiszeitlichen Seebodenablagerungen untersucht, welche vom Flurlingerhang bei Schaffhausen, von Dietlikon und von Rapperswil stammen. Die Seebodenlehme von Flurlingen wurden in einer späten Phase der Würmeiszeit vom Eis überfahren und überkonsolidiert. Jene von Dietlikon wurden zu keiner Zeit vom Eis überfahren, jedoch im frontalen Bereich eines vorstossenden Gletschers verstossen. Die untersuchten Seeablagerungen von Rapperswil schliesslich sind normalkonsolidiert. Erstere bilden den Schwerpunkt dieser Arbeit, da sich am Flurlingerhang innerhalb der betreffenden Schicht während der Bauarbeiten für das neue Nationalstrassenstück der N4 zwischen Uhwiesen und Schaffhausen unvorhergesehene Stabilitätsprobleme ergaben. Trotz der Tatsache, dass diese Seebodenablagerungen im Feld einen stark überkonsolidierten Eindruck hinterlassen und die Wassergehalte dieser Sedimente näher an der Ausrollgrenze als an der Fliessgrenze liegen, existieren darin offenbar Zonen mit weit schlechteren Schereigenschaften, als dies für die durchschnittliche Abfolge der Fall ist. Als Folge von relativ geringfügigen Massenumlagerungen wurden nämlich innerhalb der Seebodenablagerungen Scherhorizonte reaktiviert, deren Scherfestigkeit sich z.T. bereits auf der Restscherfestigkeit befindet. Beobachtungen am Aufschluss zeigten, dass diese Scherflächen z.T. diskordant zur sedimentären Schichtung liegen.

Da die tonmineralogische Zusammensetzung eines Bodens einen wesentlichen Einfluss auf sein geotechnisches Verhalten haben kann, wurde Probenmaterial sowohl aus den Seebodenablagerungen allgemein, als auch aus Gleitschich-

ten auf die Art und die Menge der vorhandenen Tonminerale untersucht. Die Resultate zeigten für das Material aus den Gleitschichten im Vergleich zum Nachbarmaterial höhere Gehalte an quellfähigen Mixed Layer-Tonmineralen Illit/Smektit auf. Aufgrund der Diskordanz der untersuchten Scherflächen zur Sedimentationsschichtung sind diese Anreicherungen von quellfähigen Tonmineralen nicht sedimentär bedingt. Eine Schwächung des Schichtpaketes der Seebodenablagerungen durch sedimentär bedingte Zonen mit höheren Gehalten an quellbaren Tonmineralen ist a priori nicht anzunehmen.

Mit der Bestimmung der Plastizitätseigenschaften der Seebodenlehme wurde versucht, mögliche Einflüsse der Vorbelastung auf Zustandsgrössen wie den natürlichen Wassergehalt und die Liquiditätszahl zu erkennen. Als Vergleich mit den Daten von Flurlingen wurden Labordaten von Seebodenablagerungen aus dem Raume Rapperswil herbeigezogen. Diese stammen von normalkonsolidierten Sedimenten. Die Tatsache, dass – im Gegensatz zu den Proben aus Rapperswil – die Wassergehalte der Proben von Flurlingen näher an den Ausroll- statt an der Fliessgrenze liegen, und dass sowohl die natürlichen Wassergehalte, als auch die Liquiditätszahlen keine Abhängigkeit von den Probenentnahmetiefen zeigen, spricht für eine Vorbelastung der Seebodenablagerungen von Flurlingen. Eine genauere Aussage über das Mass der Vorbelastung war jedoch mit diesen Untersuchungen nicht möglich, ist doch gerade die Liquiditätszahl stark von der mineralogischen Zusammensetzung eines Bodens abhängig.

Die Stärke der Vorbelastung der Seebodenablagerungen von Flurlingen wurde an ungestörten Probenkörpern mittels Oedometerversuchen untersucht. Die Resultate sprechen für eine viel stärkere Vorbelastung, als dies aufgrund der ehemaligen Eisüberlast begründbar ist. Diese verstärkte Vorbelastung wird flachliegenden, vom vorstossenden Gletschereis verursachten Presskräften zugeschrieben, welche zu einer zusätzlichen Auspressung des Porenwassers und Verdichtung dieser Sedimente führten.

Dass solche Kräfte Auswirkungen auf die Stärke der Vorbelastung haben können, deuteten auch Untersuchungen an eiszeitlichen Seeablagerungen im Raume Dietlikon an. Diese Sedimente waren zwar zu keiner Zeit vom Gletschereis überdeckt, wurden jedoch von der herannahenden Glet-

scherfront zu einem sanften Wall aufgestaucht. Rammsondierungen im Bereich dieses Walles ergaben qualitativ eine Abnahme der Lagerungsdichte der Sedimente von der ehemaligen, naheliegenden Gletscherstirn weg. Die vom vorstossenden Eis ausgehenden Spannungen waren demnach nahe der Gletscherstirn am grössten und führten dort zu einer starken Verdichtung der Sedimente.

Presskräfte im frontalen Bereich eines vorstossenden Gletschers können zu einer erheblichen Vorbelastung eines Sedimentes und zur Verbesserung ihrer geotechnischen Eigenschaften führen. Zusätzlich können sie Verschuppung und Verscherung eines Sedimentpaketes zur Folge haben. Isoklinal verfaltete Sandlinsen und vertikalgestellte Schichten in den Seebodenablagerungen am Flurlingerhang sprechen für die Existenz solcher Kräfte. Mit diesen verbunden ist die Bildung von unberechenbar verlaufenden Scherhorizonten, an welchen die Scherfestigkeiten z.T. stark redu-

ziert wurden. Im Falle von Flurlingen existiert wohl nebst den beobachteten Gleithorizonten eine unbekannte Zahl von weiteren, glazialtektonisch bedingten, Schwächezonen. Glazial vorbelastete Seebodenablagerungen sind in der Schweiz weitverbreitet. Der Flurlingerhang wird hinsichtlich der aufgetretenen Probleme kein Einzelfall sein. Sicher ist er durch seine Hanglage potentiell gefährdeter als andere Gebiete. Die Schwierigkeit besteht in solchen Gebieten in der Lokalisierung der glazialtektonisch bedingten Schwächezonen und in der Unberechenbarkeit ihres Verlaufs im Untergrund. Da für die Stabilität von Hängen und Böschungen jedoch immer die Zone mit den schlechtesten geotechnischen Eigenschaften massgebend ist, müssen in Gebieten mit glazial vorbelasteten Seebodenablagerungen, je nach Situation, niedrigere Scherfestigkeiten angenommen werden, als diejenigen der durchschnittlichen Abfolge. Probleme können auch in Baugruben entstehen, die an sich schon kritische Stabilitätsverhältnisse aufweisen.

RÉSUMÉ

Au cours des différentes glaciations, une multitude de différent terrains meubles fut produite et accumulée en Suisse. Une partie de ces terrains meubles était surconsolidée par des glaciers qui avançèrent plus tard et qui traversèrent ces accumulations. La surconsolidation diminue la teneur en eau et augmente la compacité et la stabilité d'un sédiment. Cela a normalement pour conséquence des effets positifs sur les propriétés géotechniques. Pour des sédiments à grains fins, la surconsolidation glaciaire peut produire des effets négatifs sur les propriétés géotechniques.

Dans ce travail, on a tenté d'analyser les effets de la surconsolidation glaciaire sur les propriétés géotechniques des dépôts lacustres glaciaires. Pour cela, des sédiments lacustres provenant de Flurlingen près de Schaffhouse, de Dietlikon et de Rapperswil ont été comparés. Le passé géologique de ces sédiments est différent. Ceux venant de Flurlingen ont été traversés par le glacier lors d'une phase avancée de la glaciation de Würm. Ils ont ainsi été surconsolidés par le passage du glacier. Les sédiments étudiés à Dietlikon ont été pressés par le front d'un glacier, mais n'ont pas été traversés. Enfin, les sédiments lacustres de Rapperswil ne sont pas surconsolidés.

Les études sur les sédiments lacustres de Flurlingen représentent l'élément essentiel de ce travail, car des problèmes géotechniques ont eu lieu dans de tels sédiments. Des travaux de construction commencés en 1988 pour la route nationale N4 qui traverse la pente de Flurlingen entre Uhwiesen (ZH) et Schaffhouse ont eu pour conséquence des instabilités de pente. Malgré le fait que les sédiments lacustres de Flurlingen sont fortement surconsolidés, il semble que des zones critiques y existent, qui étaient inconnues jusqu'alors. Deux horizons de glissement ont été observés dans des forages équipés avec des inclinomètres. Les angles de cisaillement d'un de ces horizons avaient environ la même grandeur que les angles de cisaillement résiduelle. Ceci indique qu'il s'agit plus d'un ancien horizon réactivé que d'un nouvel horizon, formé en conséquence des travaux de construction.

La minéralogie des sédiments lacustres de Flurlingen a été analysée dans une partie de ce travail. Sur la base de ces analyses, la teneur en minéraux argileux gonflables, composés d'une intercalation d'Illite et de Smectite, était plus élevée dans la zone de cisaillement que dans le matériel

avoisinant. La zone de cisaillement traverse les structures sédimentaires. Par conséquent la teneur en minéraux argileux gonflables est en rapport avec la formation de la zone de cisaillement et n'est pas un effet de la sédimentation.

Dans une deuxième partie de ce travail, on a examiné l'effet de la surconsolidation sur les propriétés géotechniques des sédiments à grains fins. On y a comparé les données de laboratoire des échantillons de Flurlingen et de Rapperswil. Contrairement aux données provenant des échantillons de Rapperswil, aucune relation entre la teneur en eau, la limite de liquidité et la profondeur du terrain n'a pu être observée pour les échantillons de Flurlingen. De plus, les teneurs en eau des échantillons de Flurlingen se trouvent proche de la limite de plasticité tandis que ceux de Rapperswil se trouvent proche de la limite de liquidité. Ces observations portent à croire que les sédiments lacustres de Flurlingen sont surconsolidés, sans expliquer le degré de surconsolidation.

Le degré de surconsolidation et l'ancienne épaisseur du glacier à l'endroit de la pente de Flurlingen ont été estimés à l'aide de tests de compressibilité, qui furent effectués au moyen d'appareils oedométriques. Les résultats portent à croire que les sédiments lacustres de Flurlingen sont surconsolidés, même plus fortement qu'on pouvait s'y attendre d'après l'épaisseur du glacier estimée par des observations géologiques. Cette surconsolidation additionnelle est expliquée avec des forces subhorizontales causées par l'avancement du glacier. Ces forces ont pressé additionally une partie de l'eau interstitielle, amenant à un degré de surconsolidation plus élevé.

L'influence de telles forces a été étudiée à Dietlikon. A cet endroit, les sédiments étudiés n'ont pas été traversés mais ont été pressés par le front d'un glacier qui avançait. Les résultats des sondages dynamiques montrent une relation entre la compacité du sol et la distance à l'ancien glacier. La compacité a une tendance à diminuer avec la distance au glacier. Cela veut dire que proche du glacier les forces exercées semblent avoir été plus importantes qu'à certaine distance. De telles forces peuvent mener à une surconsolidation et à une plus haute stabilité d'un sol. Additionnellement des effets négatifs comme l'imbrication et la formation de plans de glissement sont possibles.

Dans la succession des sédiments lacustres de Flurlingen on a pu observer des strates subverticales et pliées de manière isoclinale. Ces structures portent à croire que les plans de glissement observés furent formés par des événements glaciotectoniques. Malheureusement, l'étendue de tels horizons reste inconnue dans la plupart des cas. L'existence d'autres plans de glissement qui restent inconnus jusqu'à présent et qui pourraient causer de nouveaux problèmes peut être présumée pour le cas de Flurlingen.

Comme des sédiments lacustres surconsolidés par les glaciers sont très répandus en Suisse et que les activités de constructions se sont intensifiées dans les années passées, le cas de Flurlingen ne restera probablement pas unique. Dans certains cas, des angles de cisaillement plus petits devraient être considérés pour le calcul de stabilité des pentes et des fouilles lors de construction dans de tels sédiments.

ABSTRACT

Switzerland has been covered with ice several times during the last 1.5 million years. The different glaciations produced extended and thick successions of glacial detritus which partly have been overconsolidated by later ice advances. In the course of the overriding of the Quaternary deposits by the glaciers, the sediments beneath changed their physical properties, losing a part of their pore water and porosity, and becoming more compressed. Generally, glacial overconsolidation has a positive influence on the geotechnical behaviour of soils including an increase of stability especially for non-cohesive soils. Besides this positive influence, geotechnical problems caused by glacial overriding can occur in fine-grained, cohesive soils.

The sediments referred to in the present work are fine grained, glacio-lacustrine sediments from Flurlingen, Dietlikon and Rapperswil which have been formed in a late phase of the last glaciation of Switzerland. In contrast to the glacial lake sediments of Rapperswil and Dietlikon, that of Flurlingen have been overridden and overconsolidated by a late ice advance. They are the focal point of the present work, because acute geotechnical problems occurred within the succession of these lake deposits. Construction works started in 1988 for the projected part of the National Road N4 between Uhwiesen and Schaffhausen, which crosses the higher parts of the slope of Flurlingen, resulted in slope instabilities.

Despite the fact the glacio-lacustrine sediments of Flurlingen are strongly overconsolidated, it seems that there exist some critical zones within this succession which have been unknown until the moment, the instabilities occurred. Two sliding planes have been discovered in drill-holes equipped with slope indicators. Angles of shearing resistance of one of the investigated sliding planes lying near the angles of residual shearing resistance speak well for an old, reactivated slip surface, more than for a new one formed as a consequence of the construction works.

As one part of the present work, the mineralogy of the lake sediments of Flurlingen has been analysed. It could be shown that the amount of the swelling mixed-layer clay mineral Illit/Smectite in the shear plane was higher than in the neighbouring material. As in the present case, the observed shear plane broke through the sedimentary layering, these higher amounts were not caused by sedimentary structures (e.g. layers with higher amounts of swelling clay minerals). Therefore a promotion of the slip surface by sedimentary structures can be excluded in this case.

In another step, the effect of overconsolidation on the properties of fine-grained sediments have been studied. For this reason, dates from samples taken in Flurlingen have been compared with dates originating from samples taken in Rapperswil. In contrast to the dates from Rapperswil, there seems to be no observable relation between the water content as well as the liquidity index and the depth below the existing terrain for the samples taken in Flurlingen. Besides, the water contents of the samples from Flurlingen lie near the plastic limits whereas those of the samples from Rapperswil lie near the liquid limits. These observations point to an overconsolidation of the lake sediments of Flurlingen, but they don't declare the degree of overconsolidation.

The degree of overconsolidation and the former thickness of ice at the slope of Flurlingen has been estimated with compressibility tests carried out in oedometer apparatus. The results showed much higher values of pre-consolidation loads than would be expected from the former ice thickness, which is known approximately from geological observations. Besides the vertical load of the sediment succession and the ice, there must have existed other strengths which lead to this strongly overconsolidation. Flat lying strengths caused by the advancing ice are taken as one possibility. They pressed out a part of the pore water additionally leading to a higher degree of overconsolidation.

The influence of flat lying strengths caused by the advancing ice have been studied in Dietlikon. In this place, glacial lake sediments occur which have not been overridden by glacial ice but have been pushed in the frontal domain of an advancing glacier.

The results of dynamic sounding showed a relation between the relative compactness of the soil and the distance from the former glacier. The relative compactness decreases with increasing distance. In other words, the strengths caused by the advancing glacier seems to have been higher near the glacier border than in some distance to it.

Such strengths can result in a overconsolidation of a sediment, which could lead to an increased stability. Additionally, there could occur some negative impacts as imbrication and the formation of shear planes for instance.

Subvertically lying sedimentary layering as well as isoclinal folded sand lenses within the succession of the lake sediments of Flurlingen point to a formation of the sliding planes referred to by glacial tectonic activities. Unfortunately, the

extend of such sliding planes is unknown in the most cases. It can be assumed that in the case of Flurlingen, not only the two observed sliding planes exist, but also a number of others which are unknown until today and which could cause further problems.

As glacial overconsolidated lake sediments are very widespread in Switzerland and construction activities on this type of soil have increased in the last years because of increasing population, the case as at Flurlingen would not be unique. Dependent on the special situation, lower angles of shearing resistance have to be taken into consideration for the calculation of the stability of cuts and slopes in these sediments.

1 EINLEITUNG

1.1 Einführung und Problemstellung

Während der letzten 1.5 Millionen Jahre wurden wiederholt grosse Teile der Schweiz von Gletschereis bedeckt. Im Zuge dieser Vereisungen, welche die Landschaftsformen im Alpenvorland nachhaltig geprägt haben, wurden grosse Mengen von Lockergesteinen aus dem Alpengebiet ins Schweizerische Mittelland transportiert. Diese Lockergesteine gehören zu den wenigen, heute abbauwürdigen mineralischen Rohstoffen der Schweiz. Alluviale Kiese und Sande machen dabei den weitaus grössten Anteil aus. Ebenfalls weit verbreitet und mit dem System «Gletscher» gekoppelt sind glaziale Seeablagerungen, die während der Vereisungen entweder im Gletschervorfeld (Proglaziale Fazies), direkt auf dem Gletschereis (Supraglaziale Fazies) oder unter dem schwimmenden Gletschereis (Subglaziale Fazies) in Senken abgelagert wurden. Je nach Ablagerungsraum entstanden dabei kiesige, sandige oder sehr feinkörnige, tonig-siltige Ablagerungen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden ausschliesslich feinkörnige, tonreiche Seeablagerungen untersucht (im folgenden auch als Seebodenlehme bezeichnet), die während der letzten Eiszeit (Würm) im Gletschervorfeld abgelagert und z.T. im Zuge des Maximalvorstosses dieser Eiszeit glazial vorbelastet wurden.

Die glaziale Vorbelastung wirkt sich im allgemeinen positiv auf die geotechnischen Eigenschaften der Lockergesteine aus. Damit verbunden sind insbesondere eine Herabsetzung des natürlichen Wassergehaltes, eine Abnahme der Porosität und eine Erhöhung der Festigkeit. In speziellen Fällen kann sich die glaziale Vorbelastung bei feinkörnigen, bindigen Lockergesteinen, wie den Seebodenablagerungen, auch negativ auswirken. Es kann beispielsweise zur Bildung von unberechenbar verlaufenden Scherhorizonten kommen, welche die Eigenschaften des Baugrundes aus bautechnischer Sicht verschlechtern und zu instabilen Hängen und Baugruben führen können. Dieses Problem dürfte in der Schweiz relativ weit verbreitet sein.

Früher wurde nach Möglichkeit auf die Seebodenlehme als Baugrund verzichtet, da diese Sedimente relativ setzungsempfindlich reagieren. Hingegen werden in der heutigen Zeit wegen der dichten Besiedlung des Alpenvorlandes die Ausweichmöglichkeiten immer beschränkter, so dass vermehrt auch auf diesen Baugrund ausgewichen werden muss.

Anhand von drei ausgewählten Beispielen aus der Praxis wurden mögliche Auswirkungen der glazialen Vorbelastung auf die geotechnischen Eigenschaften von Seebodenablagerungen untersucht. Die Eisüberlast ist ein wichtiger Faktor, der zur Überkonsolidation von Lockergesteinen führen kann. In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, zu diesem Faktor eine zusätzliche Spannungskomponente in Betracht zu ziehen, welche sich aus flachliegenden Kräften der vorstossenden Eismassen ergibt. Eine solche Komponente würde eine zusätzliche Entwässerung und damit verbunden auch eine zusätzliche Konsolidierung der Sedimente bewirken.

Zur Abklärung der verschiedenen Einflussfaktoren, welche zur Überkonsolidation führten, insbesondere zur Trennung von vertikaler und flachverlaufender Spannungskomponente, wurden Gebiete mit unterschiedlicher geologischer Vorgeschichte einander gegenübergestellt. Es handelte sich um die Gebiete Flurlingen (ZH), Rapperswil (SG) und Dietlikon (ZH).

1.2 Abgrenzung des Gebietes

1.2.1 Flurlingen

Bei den Seebodenablagerungen der Region Flurlingen – Neuhausen – Schaffhausen handelt es sich um hochwürmeiszeitliche Sedimente, die im Zuge des Maximalvorstosses der Würmeiszeit vom Gletschereis überfahren und dadurch glazial vorbelastet wurden.

Die Untersuchungen für diese Arbeit konzentrierten sich hauptsächlich auf einen Teil des Flurlingerhanges (Fig. 1.1) und wurden durch die Bauarbeiten für das neue Nationalstrassenstück der N4 zwischen Uhwiesen und Schaffhausen ermöglicht, welches in näherer Zukunft das Schweizerische Nationalstrassennetz mit dem süddeutschen Raum verbinden wird. Detaillierte Aufschlussbeobachtungen wurden im speziellen durch den Bau einer rund 280 Meter langen Hangsicherungs-Pfahlwand ermöglicht, welche im Tagbaubereich des Flurlingertunnels erstellt wurde.

Nebst den eigenen Beobachtungen wurde aus dem Verbreitungsgebiet der Seebodenablagerungen am Flurlingerhang eine grosse Anzahl von Bohrprofilen von älteren Bohrungen ausgewertet, um die Mächtigkeitsverhältnisse der Seebodenlehme zu studieren.



Figur 1.1: Regionale Übersicht über das Untersuchungsgebiet am Flurlingerhang (schraffiert: näheres Untersuchungsgebiet).

1.2.2 Rapperswil

In der Region Rapperswil gibt es verschiedene Stockwerke von Seebodenablagerungen. Bei den für diese Arbeit untersuchten Sedimenten handelt es sich um spätwürmeiszeitliche Seeablagerungen, die glazial nicht oder allenfalls nur sehr schwach vorbelastet sind.

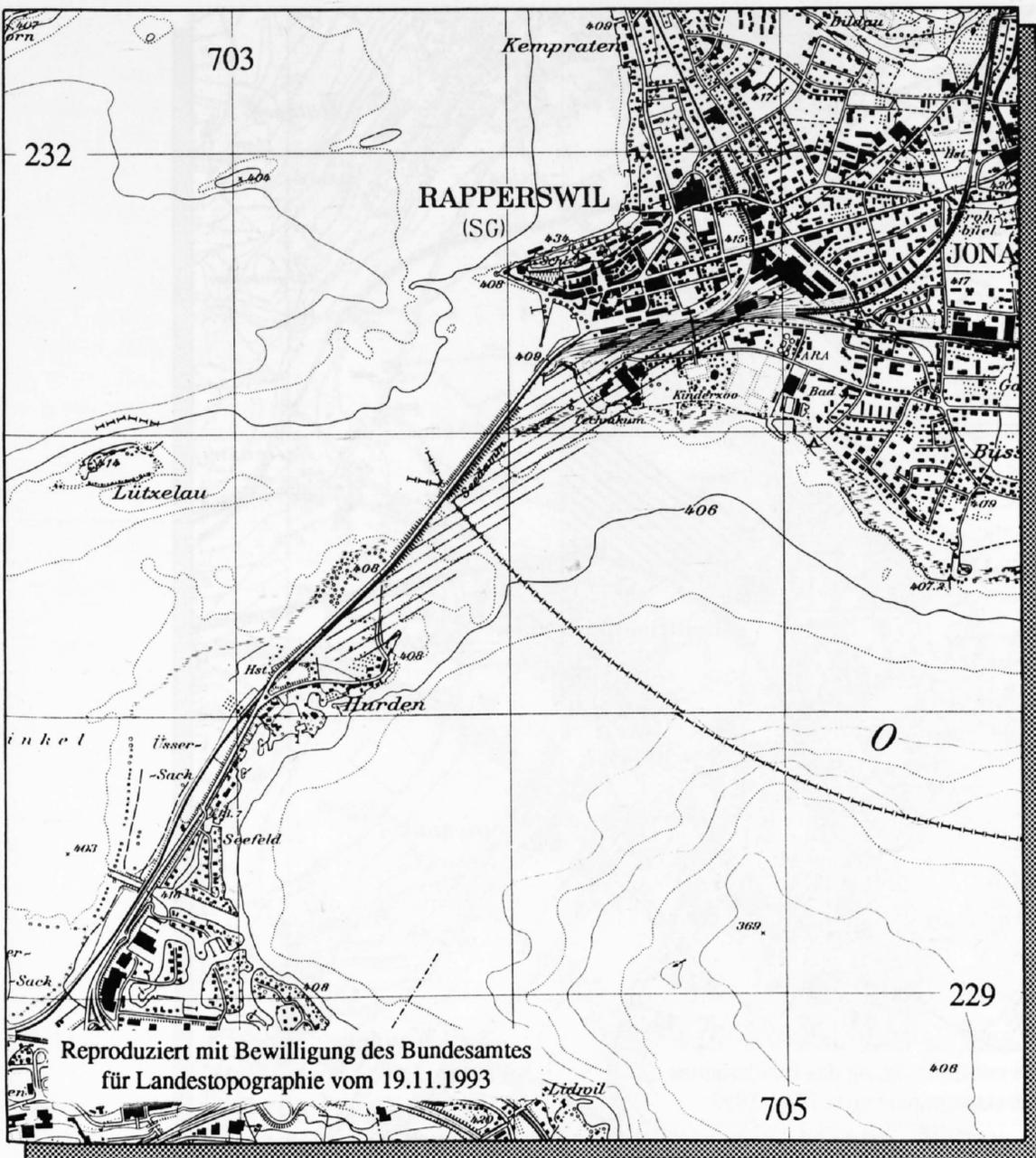
Die Untersuchungen beschränkten sich hier hauptsächlich auf das Studium von Labordaten (Plastizitätseigenschaften, Korngrößenverteilung), die jenen von Flurlingen gegenübergestellt wurden. Die Labordaten stammten von Proben aus Bohrungen entlang des Rapperswiler Seedamms, wel-

che im Rahmen der Verkehrssanierung Rapperswil – Jona durchgeführt wurden (Fig. 1.2).

1.2.3 Dietlikon

Die Untersuchungen in diesem Raum beschränkten sich auf einen relativ engen Bereich, der hier östlich von Dietlikon bei der Gemeindegrenze Dietlikon – Wangen, östlich der Rietmüli, liegt (Fig. 1.3).

Bei den uns interessierenden Sedimenten handelt es sich um gletschernehe Seeablagerungen, die beim Zurückschmelzen des Gletschereises in einem Zungenbecken abgelager-



Figur 1.2: Übersicht über das Untersuchungsgebiet Rapperswil-Jona (die verwendeten Analysedaten stammen aus Bohrungen aus dem schraffierten Bereich).

und durch einen kleineren Wiedervorstoss im Frontbereich der Gletscherzunge glazial verstossen wurden. Diese Ablagerungen wurden dabei jedoch nicht mehr vom Gletschereis überfahren.

1.3 Vorgehen

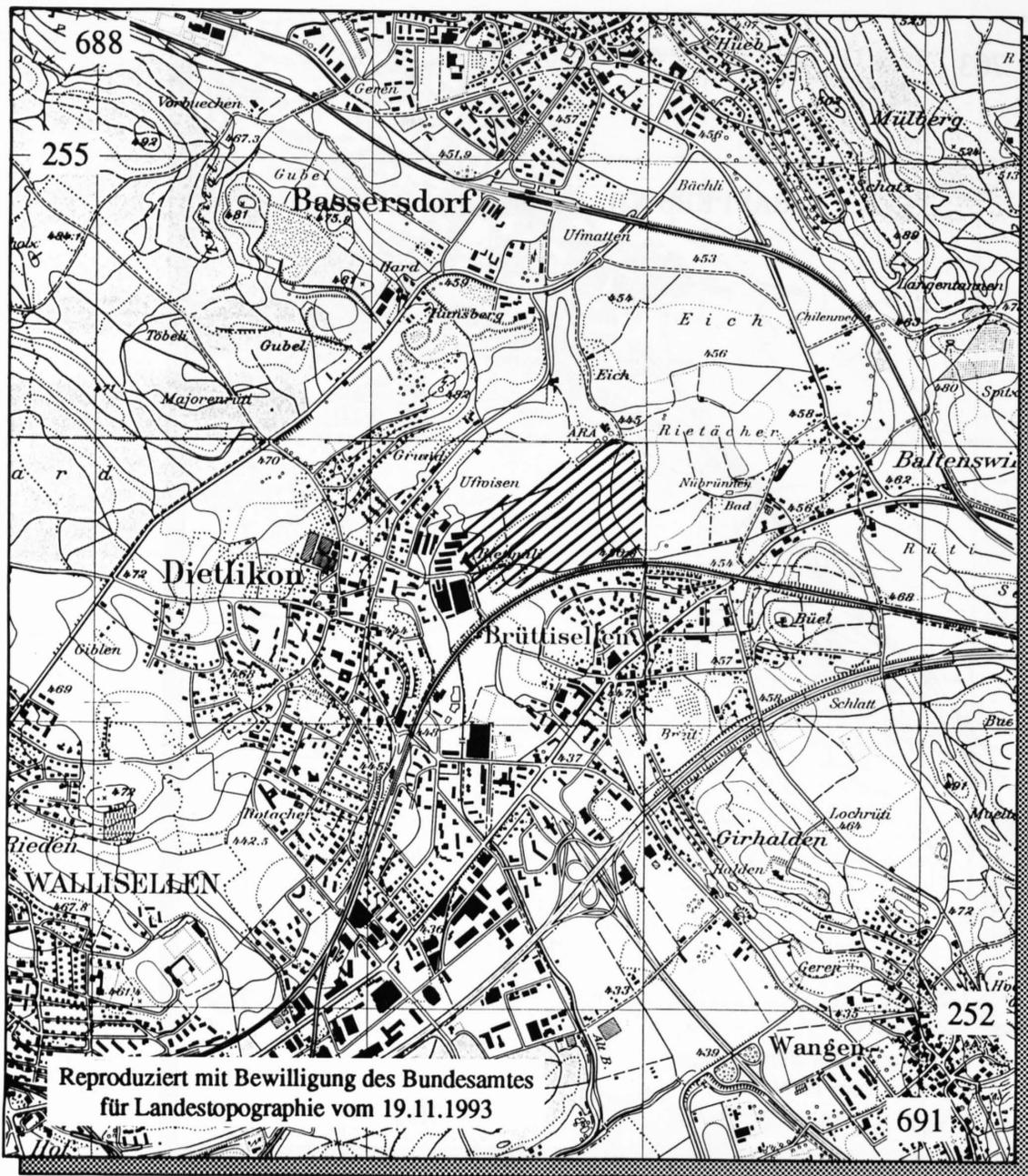
An dieser Stelle soll nur ein kurzer Überblick über die durchgeführten Arbeiten gegeben werden. Auf Einzelheiten, welche Versuchsdurchführungen und Analysemethoden betreffen, wird an geeigneter Stelle genauer eingegangen oder dann auf Standardwerke verwiesen. Die Untersu-

chungen lassen sich in drei Kategorien einteilen: in (1) Studium von geologischen Berichten, in (2) Feldarbeit und in (3) Laborarbeit.

1.3.1 Studium von geologischen Berichten

Alle drei Untersuchungsgebiete wurden geologisch bereits vor Beginn der vorliegenden Arbeit im Zusammenhang mit grösseren Bauprojekten untersucht.

Die Verhältnisse am Flurlingerhang wurden vom geotechnischen Büro Dr. von Moos AG, Zürich vor allem im Zusammenhang mit dem neuen Nationalstrassenstück der



Figur 1.3: Regionale Übersicht über das Untersuchungsgebiet Dietlikon (schraffiert: im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchter Bereich).

N4 zwischen Uhwiesen und Schaffhausen studiert. Diverse geologische Berichte (u.a. Berichte 1989, 1992 und 1993) existieren aus der langjährigen Projektierungs- und Bauzeit. Ein Blick auf die Baugrunderkarte von Schaffhausen (SCHINDLER, 1982) zeigt eindrücklich, dass vor allem im Bereich des zukünftigen Nationalstrassenstücks eine grosse Anzahl von Bohrungen abgeteuft worden sind.

Dasselbe Büro führte im Rahmen der projektierten Umfahrung Bassersdorf im Raume Dietlikon – Bassersdorf Untersuchungen durch. In diesem Gebiet wurden neben ein paar Bohrungen vor allem Rammsondierungen abgeteuft und Baggerschächte ausgehoben. Diese Voruntersuchungen wa-

ren schon lange vor Beginn dieser Arbeit abgeschlossen und wurden in verschiedenen geotechnischen Berichten zusammengestellt (Berichte Dr. von Moos AG, 1978 und 199

Die geologischen Untersuchungen in Rapperswil standen im Zusammenhang mit der projektierten Verkehrssanierung Rapperswil – Jona und wurden durch die Geologenmeinschaft Transit Rapperswil – Jona (Dr. Vollenweider AG und Dr. Streiff & Partner AG) durchgeführt. Die Resultate der Untersuchungen sind im Bericht der Geologenmeinschaft Transit Rapperswil – Jona (1991) über projektierte Verkehrssanierung Rapperswil – Jona zusammengestellt.

1.3.2 Feldarbeit

Eigene Feldarbeit wurde nur am Flurlingerhang und in Dietlikon durchgeführt. Sie gestaltete sich an den beiden Orten ganz unterschiedlich.

1.3.2.1 Flurlingerhang

Im Zuge der Bauarbeiten für das neue Nationalstrassenstück der N4, welches den Flurlingerhang quert, wurde eine grosse Zahl von kurzfristigen, künstlichen Aufschlüssen geschaffen. Nebst dem Tagbaubereich des Flurlingertunnels wurde eine zum Tunnel talseitig liegende, rund 280 Meter lange Hangsicherungspfahlwand erstellt (Lage vgl. Fig. 2.13). Der Schwerpunkt der Feldarbeit in Flurlingen konzentrierte sich auf diesen Bereich. Entlang der Pfahlwand wurde jeweils die ganze Lockergesteinsserie bis auf die Felsunterlage durchbohrt. Die einzelnen Pfähle wurden mit einem Durchmesser von 1.3 Metern gebohrt und sind zuweilen bis 35 Meter lang.

Die Feldarbeit bestand zur Hauptsache darin, das Bohrgut während des Aushubs der Pfahlbohrungen zu beschreiben, um so einen Überblick über die Lockergesteinsabfolge zu bekommen. 59 Pfahlbohrungen wurden auf diese Art aufgenommen.

In 7 ausgewählten Pfählen wurden geologische Aufnahmen direkt aus dem Pfahlinnern gemacht. Dazu wurde speziell für die vorliegenden Untersuchungen ein «Stahlkorb» aus einer alten Pfahlverrohrung hergestellt, der mit 6 kleinen Fenstern ausgestattet war und mittels eines Seilkranes in die Pfahlbohrungen hinuntergelassen werden konnte. Die ganze Bohrung wurde jeweils aus Sicherheitsgründen bis auf die letzten 2 Meter verrohrt. Der obere Teil des Korbes befand sich immer in der Verrohrung. Mit dieser Methode waren direkte geologische Beobachtungen nur im Bereich der Seebodenablagerungen möglich, da im rolligeren, liegenden Teil mit Materialeinbrüchen gerechnet werden musste. Mit den Untersuchungen aus dem Korb wurden folgende 3 Ziele verfolgt:

- Überblick über die Abfolge der Seebodenablagerungen und Charakterisierung derselben
- Lokalisierung von Gleithorizonten, welche innerhalb der Abfolge der Seebodenablagerungen liegen und aus Slope-Indikator-Messungen hervorgehen
- Entnahme von ungestörten Proben aus den Seebodenablagerungen und im speziellen aus den Bereichen mit Gleithorizonten zwecks späterer Untersuchungen im Labor

Kleinere, gestörte Proben wurden aus dem Stahlkorb heraus direkt aus der Wandung der Pfahlbohrung entnommen. Für die Entnahme von ungestörten Proben wurde bis an die betreffenden Stellen vorgebohrt und verrohrt, so dass der Geologe ohne Korb in die Bohrung hinabgeseilt und die Probe aus dem Pfahlgrund entnommen werden konnte. Die Probeentnahmebüchsen wurden mittels einer speziellen Vorrichtung direkt an die ca. 6 Tonnen schwere Kellystange der

Pfahlbohrmaschine befestigt. Es handelte sich um gängige Probeentnahmebüchsen aus Stahl mit einem Durchmesser von 65 mm, wie sie auch für die Entnahme von ungestörten Proben aus Kernbohrungen verwendet werden. Die Anweisungen zur genauen Platzierung der Probeentnahmebüchsen am Grund der Pfahlbohrung erfolgten von unten, nachdem der Boden mit dem Spachtel zuerst gesäubert wurde. Es wurden aus insgesamt 4 Pfahlbohrungen ungestörte Proben entnommen (vgl. Fig. 2.13).

Nebst den Aufnahmen aus dem Pfahlinnern wurden im Aushubbereich des Tagbautunnels weitere geologische Aufnahmen getätigt. Der Vorteil dieser Aufnahmen lag in der grossräumigeren und räumlich optischen Erfassung der Schichten. Im Untersuchungsbereich wurden zusätzlich ein paar neue Kernbohrungen abgeteufelt, die weitere Einblicke in den Flurlingerhang erlaubten (siehe Zusammenstellung in Fig. 2.8).

1.3.2.2 Dietlikon

Ergänzend zu den Untersuchungen durch das Büro Dr. von Moos AG wurden im engeren Untersuchungsgebiet zusätzlich 8 Baggerschächte ausgehoben und 15 eigene Rammsondierungen abgeteufelt. Die Schächte wurden von einem Baggerführer mit einem Schaufelbagger ausgehoben. Die Aushubtiefen bewegten sich zwischen 1.8 und 4.5 Metern. Direkt aus den Schächten erfolgte mittels Probeentnahmebüchsen (vgl. oben) die Entnahme von ungestörten Proben. Die Stahlbüchsen wurden mit Hilfe der Baggerschaufel ins Sediment gedrückt, nachfolgend ausgegraben und sofort luftdicht verschlossen.

Gerammt wurde mit einer leichten, hydraulischen Rammsonde des Modells Bevac P-2 der Firma Bevac SA in Lausanne, welche von einer Person aufgestellt und bedient werden konnte. Das Fallgewicht dieser Sonde beträgt 30 kg, die Fallhöhe 20 cm, die Querschnittsfläche der Spitze 10 cm². Die Sondierstangen hatten einen Aussendurchmesser von 22 mm. Die Tiefen der Rammungen betragen 6.8 bis 10.6 Meter. Die mittlere Rammtiefe lag bei etwa 8 Metern.

1.3.3 Laborarbeit

Eigene Laboruntersuchungen wurden nur an den Proben von Flurlingen und Dietlikon durchgeführt. Die Labordaten von Rapperswil stammen aus geotechnischen Berichten (IGT-Berichte 1991a und 1991b).

Die Laborarbeiten für die Proben von Flurlingen und Dietlikon umfassen folgende Bereiche:

- Oedometer-Versuche zur Abklärung der Vorbelastung
- Ermittlung der Plastizitätseigenschaften und Zustandsgrössen wie Wassergehalt und Dichte
- Tonmineralogische Analysen, vor allem an Flurlingerproben

Nach Möglichkeit wurden jeweils alle diese Untersuchungen an denselben Proben durchgeführt, um mögliche Zusammenhänge zwischen der Probenzusammensetzung, der Tonmineralogie, den Bodenkennwerten und dem geotechnischen Verhalten festzustellen.

1.4 Gliederung der Arbeit

Die Untersuchungen am Flurlingerhang und im Raume Dietlikon bilden die Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit. Diese beiden Teile werden unabhängig voneinander in getrennten Kapiteln behandelt und einander am Schluss

gegenübergestellt. Für beide Untersuchungsgebiete wird einleitend ein regionalgeologischer Überblick gegeben, damit die geologischen Randbedingungen, von denen in dieser Arbeit ausgegangen wird, nachvollzogen werden können. Auf eine detaillierte Beschreibung der geologischen Schichtglieder wird – mit Ausnahme der Seebodenablagerungen von Flurlingen – verzichtet und auf REY (1994) verwiesen.

Die Auswertungen der Labordaten von Rapperswil werden nicht in einem eigenen Kapitel abgehandelt, sondern zwecks Vergleich in die Darstellung der Untersuchungen von Flurlingen integriert.

2 UNTERSUCHUNGEN IM RAUME FLURLINGEN-SCHAFFHAUSEN

2.1 Geologische Einführung

Die Landschaftsentwicklung im Raume Schaffhausen durchlief eine sehr wechselhafte Geschichte. Das Gebiet liegt am Südrand des östlichen Ausläufers des schweizerischen Tafeljuras. Der Felsuntergrund besteht hier aus Kalken des Oberen Juras, welche in der näheren Umgebung der Stadt Schaffhausen die tiefste, aufgeschlossene stratigraphische Einheit darstellen, und den darüberliegenden Sandsteinen und Mergeln der Unteren Süsswassermolasse (Fig. 2.1).

Über dieser Felsunterlage wurde im Pleistozän eine zum Teil mächtige und komplex aufgebaute Lockergesteinsserie abgelagert. Während der sich laufend verändernden Bedingungen im Zuge verschiedener Gletschervorstösse resp. -rückzüge waren die Entwässerungssysteme wiederholt einschneidenden Veränderungen unterworfen.

Zahlreiche Autoren haben bereits versucht, die pleistozäne Landschaftsentwicklung dieser Region in einen gesamtartigen Rahmen zu stellen. Im folgenden wird nur noch auf die Zeitspanne eingegangen, in welcher die Seebodenablagerungen, um die es im folgenden geht, gebildet wurden, und auf die Zeit danach.

Im Zuge des würmeiszeitlichen Maximalvorstosses des Rhein-Thur-Gletschers kam es zur Bildung eines vermutlich durch den Thurlappen des Rheingletschers (SCHINDLER, 1985) bzw. zusätzlich durch dessen Vorstoss-Schotter gestauten See, der sich über das ganze Gebiet von Schaffhausen ausdehnte. In diesem See sammelte sich die Schwebfracht der Gletscherschmelzwässer, was zur Bildung obgenannter Seebodenablagerungen führte. ^{14}C -Datierungen von Holzproben aus dem Liegenden dieses Schichtgliedes (Fig. 2.10), welche im Rahmen dieser Arbeit vom Geographischen Institut der Universität Zürich durchgeführt wurden, ergaben Alter von $25\,210 \pm 270$ resp. $24\,890 \pm 270$ Jahren (REY, 1994) und erlaubten erstmals eine zeitliche Einordnung der Seebodenablagerungen in die Zeit während des hochwürmeiszeitlichen Eisvorstosses. Die Verbreitung dieser Sedimente im Raume Schaffhausen ist aus Bohrungen relativ gut bekannt (Fig. 2.2). Ihre Untergrenze (Fig. 2.12c) zeichnet gewissermassen die Topographie zur Zeit unmittelbar vor der Seebildung nach, d.h. die Topographie im zuendegehenden Würm-Interstadial.

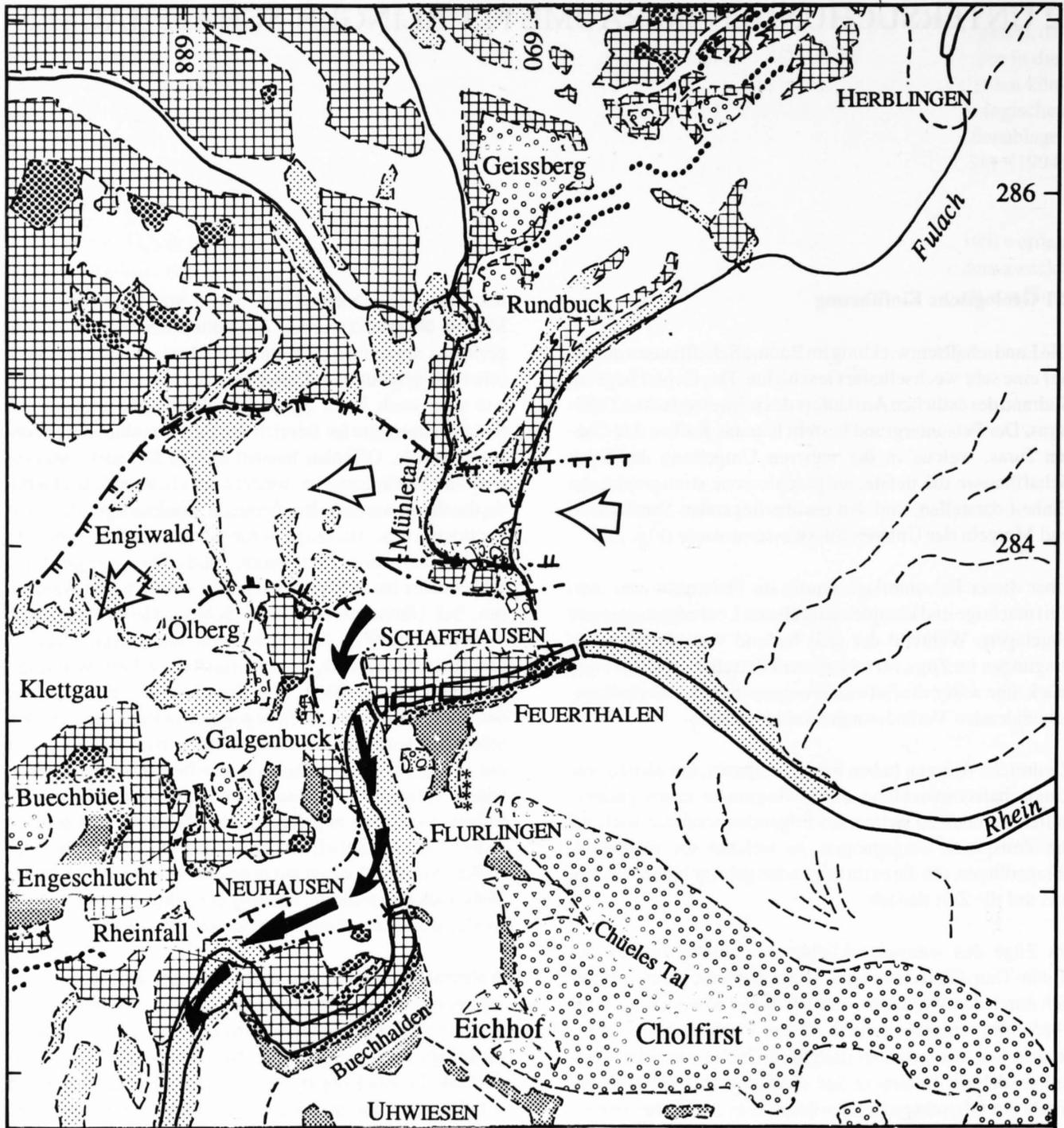
Beim Vorstoss zum maximalen würmeiszeitlichen Stand stiess das Gletschereis in den bestehenden See vor und

überfuhr die Seebodenablagerungen, welche teilweise von Moräne überdeckt wurden. Im südlichsten Teil des Flurlingerhangs verzahnen sich einzelne Moränenlagen mit gletschernah geschütteten Kiesen (Fig. 2.11: Profile 21 und 22), wie dies auch beim Sportplatz Flurlingen und auf der Schaffhauserseite im Bereich des Fäsenstaubtunnels beobachtet wurde. Offenbar handelt es sich dort nicht um eine einzelne Moränendecke, sondern um ein komplexes Gebilde, das durch wiederholt auftretende, pendelartige Gletschervorstösse resp. -rückzüge verursacht und schon anderswo beschrieben wurde (SCHINDLER, 1968). Die Lage des Gletscherrandes beim Maximalstand ist westlich von Neuhausen, bei Uhwiesen und beim Schloss Herblingen durch Wallmoränen (Fig. 2.1), andernorts durch Grundmoränen und durch Spuren des gletscherrandlichen Entwässerungssystems charakterisiert. Die Entwässerung erfolgte über den oberen Klettgau. Nach begonnenem Rückzug des Gletschereises vom Maximalstand stellte sich intensive Erosion ein, und der Weg nach Süden wurde für die Schmelzwässer wieder freigegeben. Diese folgten dabei nur teilweise der frührisseiszeitlich angelegten Rheinfallrinne und schufen sich südlich von Schaffhausen und entlang der Buechhalden südlich von Neuhausen ein neues Bett, welches sich in den Malmkalk einerodierte, um über die Schwelle am Rheinfall wieder in die alte Rinne zu gelangen (Fig. 2.1).

Während dieser und der nachfolgenden Zeit kam es zur Ablagerung von ausgedehnten Schotterterrassen, welche unterschiedlichen Ständen des zurückschmelzenden Rheingletschers entsprechen (vgl. dazu SCHINDLER, 1985). Der allmähliche Rückzug des Gletschereises wird östlich von Schaffhausen und im Raume Herblingen durch eine Reihe von Moränenwällen charakterisiert (Fig. 2.1).

2.2 Die Seebodenablagerungen am Flurlingerhang

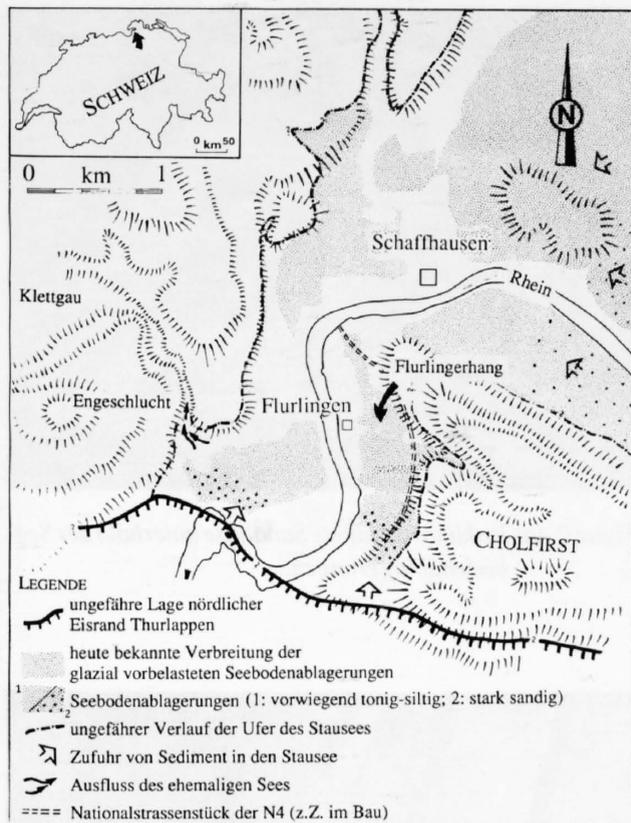
Die Untersuchungen der eiszeitlichen Seebodenablagerungen beschränkten sich im Rahmen dieser Arbeit hauptsächlich auf die Vorkommen am Flurlingerhang, da diese Sedimente dort im Zuge von Aushub- und Pfählarbeiten aufgeschlossen und zugänglich gemacht wurden. Einleitend zu den eigentlichen Laboruntersuchungen folgt eine Beschreibung dieses Schichtgliedes, um allfällige Zusammenhänge zwischen den Feldbeobachtungen und den Laborresultaten festzustellen.



Legende

- Moränenwall Maximalstand Würm
- - - - - Moränenwälle von Eisständen nach Würm-Maximum
- ▽▽▽ Stauschotter Würm, nicht vorbelastet
- Heutige Verbreitung der fluvioglazialen Riss-Schotter ("Engeschotter", "Rinnenschotter")
- Interglaziale/ interstadiale Ablagerungen

- **** Kalktuff von Flurlingen
- Deckenschotter
- Unterer Süsswassermolasse
- ▨ Serie zwischen Molasse und Malm
- ▧ Kalke und Mergel des Malm
- ⚡ Klettgau-Rinne
- ➔ Rheinfall-Rinne



Figur 2.2: Verbreitung der glazialen Seebodenablagerungen im Raume Schaffhausen (modifiziert nach Baugrunderkarte Schaffhausen; SCHINDLER, 1982).

2.2.1 Lithologische Beschreibung

Die Seebodenablagerungen bestehen im untersuchten Hangabschnitt durchwegs aus sehr feinkörnigen Sedimenten, wie dies für das zu dieser Zeit vorherrschende Bildungsmilieu der proglazialen Fazies typisch ist. Graue, tonige Silte dominieren die Abfolge. Der Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ erreicht zuweilen 50%, liegt aber durchschnittlich darunter (vgl. Kap. 2.6.1.3). Lokal sind sandige Linsen eingeschaltet. Typisch für glaziale Seebodenablagerungen sind zudem Einstreuungen von einzelnen Kieskomponenten und Steinen, sogenannten Eisbergsedimenten, die aus den auf dem See schwimmenden Eisbergen ausgeschmolzen und auf den feinkörnigen Seeboden gefallen sind. Solche Eisbergsedimente wurden in vertikaler Richtung über das gesamte Schichtpaket beobachtet. Wie Bohrungen SW des Cholfirsts und südlich von Neuhausen sowie im östlichen Teil des Verbreitungsgebietes der Seebodenlehme zeigten, sind die Seebodenablagerungen in den randlichen Zuflussgebieten generell grobkörniger, in den etwas randentfernten Teilen des Sees jedoch sehr feinkörnig ausgebildet, wie dies für Ablagerungen unterhalb des Seespiegels typisch ist.

Figur 2.1: Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Schaffhausen (modifiziert nach Baugrunderkarte Schaffhausen; SCHINDLER, 1982).

Makroskopisch lässt sich die Abfolge im Tagbaubereich des Flurlingertunnels grob in zwei Typen unterteilen: in eine untere, feinlaminierte, deutlich lagige und eine obere, von ihrem Aufbau her relativ homogene, massige Abfolge.

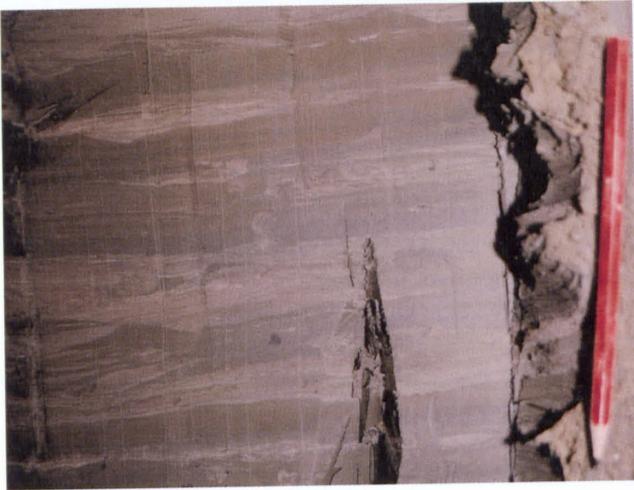
2.2.1.1 Feinlaminierte, lagige Abfolge

Die feinlaminierten, tonigen Silte treten im untersuchten Abschnitt vor allem im untersten Teil des Schichtpaketes auf. Sie zeigen eine deutliche Feinschichtung im Millimeterbereich. Die einzelnen Laminae, welche kaum ein Millimeter Dicke überschreiten, werden oft durch sehr dünne Silt-/Feinsandzwischen-schichten voneinander getrennt (Fig. 2.3a). Ihre Farbe variiert zwischen dunkelgrau und olivgraubraun. Die dunkleren Lagen fühlen sich etwas schmieriger an als die olivgraubraunen. Die Lamination tritt in vertikaler Richtung oft über mehrere Meter hinweg ziemlich regelmässig auf. Trotz ihrer grossen Ähnlichkeit mit einer Warvenstruktur ist jedoch nicht anzunehmen, dass es sich dabei um jahreszeitliche Schichtungen handelt, sondern vielmehr um Aufzeichnungen eines variierenden, eventuell witterungsbedingten Sedimenteintrags. Bei dieser warvenartigen Struktur handelt es sich zumindest teilweise um Sequenzen von kleinen Trübeströmen, wie dies BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1991) für proglaziale, lakustrine Bottomsets beschrieben. Vereinzelt treten in diesem Teil der Abfolge grössere, bis zu 10 Zentimeter dicke Mittelsandlinsen auf, welche einem stärkeren Strömungsregime zuzuordnen sind.

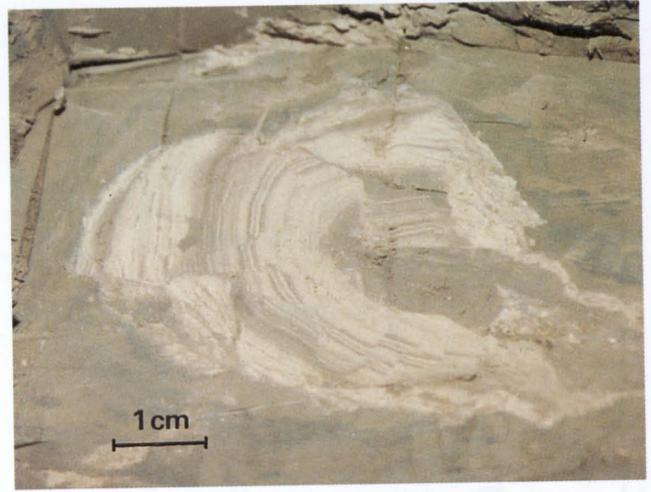
Der Übergang vom Liegenden zu den Seebodenablagerungen erfolgt ziemlich abrupt, was sowohl am Flurlingerhang als auch im Fäsenstaubtunnel auf Schaffhauserseite festgestellt wurde. Die untersten Teile gleichen, entsprechend der Hanglage, die unterliegende Morphologie in der Regel erst innerhalb einiger Dezimeter bis Meter Sedimentmächtigkeit aus. In den untersten 10 bis 20 Zentimetern sind die Seebodenlehme als Folge von zirkulierenden Wässern im Liegenden meist stark oxidiert und beige resp. rostrot verfärbt (Fig. 2.3b).

2.2.1.2 Homogene, massige Abfolge

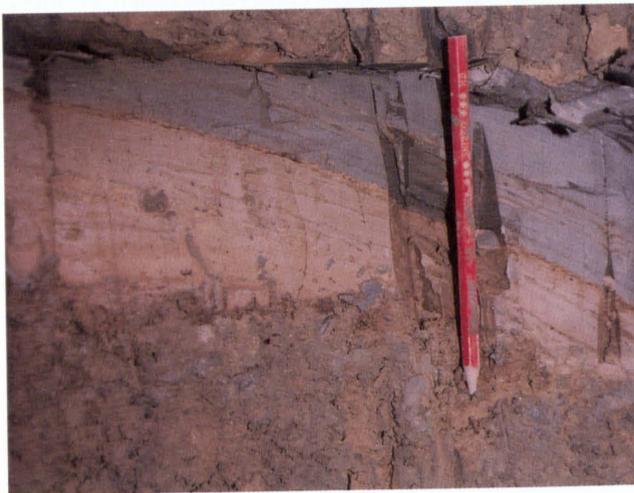
Die homogene, massige Abfolge folgt über der feinlaminierten, lagigen Abfolge. Sie wird durch tonige Silte charakterisiert, bei welchen grösstenteils keine sedimentäre Schichtung sichtbar ist. Olivgraubraune Farbtöne dominieren. Vereinzelt treten millimeter- bis zentimeterdicke, graue Bänder auf (Fig. 2.3c), die jedoch nicht aus Feinsand, sondern ebenfalls aus tonigem Silt bestehen. In gewisser Weise kann natürlich auch hier von einer Wechsellagerung gesprochen werden. Der Begriff «homogen» bedeutet in diesem Zusammenhang «kompakt» im Sinne von «nicht in einzelne Lagen auftrennbar». Stark untergeordnet sind auch bis zu 15 Zentimeter dicke Linsen aus Mittel- bis Grobsand eingeschaltet, deren Häufigkeit gegen oben abnimmt. Die obersten ein bis zwei Meter des Schichtpaketes wurden auf der ganzen Profillänge aufgeweicht und beige verfärbt, da die Seebodenablagerungen als Wasserstauer wirken.



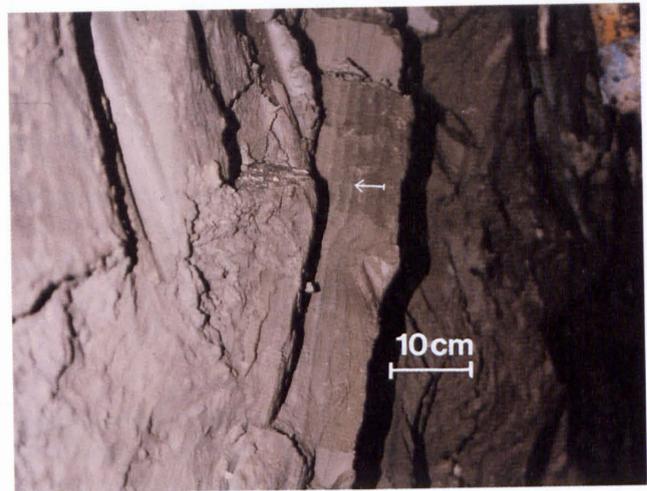
Figur 2.3a: Feinlaminierte, lagige Abfolge der Seebodenablagerungen; in diesem Bereich mit sandigen Lagen.



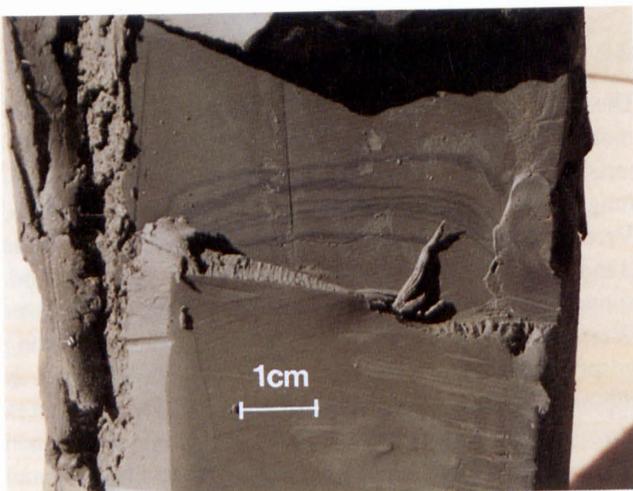
Figur 2.4a: Isoklinal verfaltete Sandlinse innerhalb der Seebodenablagerungen.



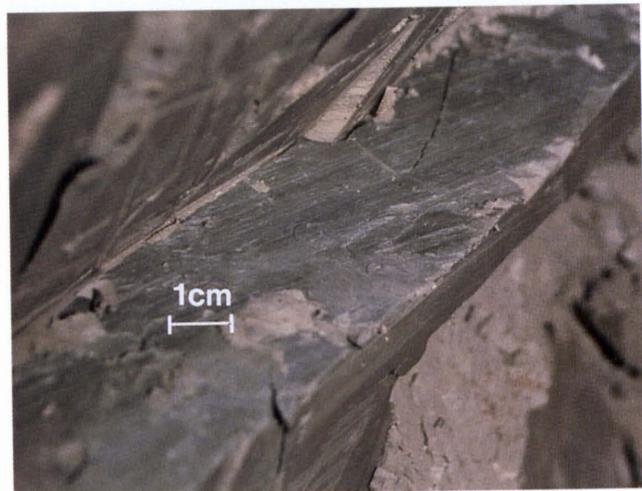
Figur 2.3b: Unterster, stark oxidiertes Teil der Seebodenablagerungen.



Figur 2.4b: Steilgestellte Schichtung innerhalb der Seebodenablagerungen; Streichrichtung E-W.



Figur 2.3c: Bohrkern aus der homogenen Abfolge der Seebodenablagerungen mit einzelnen dunkelgrauen, tonig-siltigen Bändern.



Figur 2.4c: Rutschstriemung auf einer Gleitfläche innerhalb der Seebodenablagerungen.



Figur 2.5: Gleifläche (GL) innerhalb der Seebodenablagerungen im Aushubbereich des Tagbauteils des Flurlingertunnels, welche die sedimentäre Lagerung (S) diskordant durchschneidet.

Der Übergang von der feinlaminierten zur darüberliegenden, homogenen, «massigen» Abfolge findet innerhalb von ca. 30-50 Zentimetern statt. Soweit dies beobachtet werden konnte, erfolgt dieser Übergang kontinuierlich. Diskordanzen können jedoch nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Verglichen mit der feinlaminierten Abfolge sind die homogenen, tonigen Silte eindeutig weicher gelagert, obwohl sie gemäss dem heutigen Kenntnisstand eigentlich die gleiche, glaziale Vorbelastung erfahren haben.

2.2.2 Strukturen

2.2.2.1 Sedimentäre Strukturen

In den Pfahlschächten konnte die Orientierung der sedimentären Schichtung direkt beobachtet werden. Die Schichtorientierung war vor allem in der feinlaminierten, lagigen Abfolge deutlich erkennbar. Meistens liegen die Schichten mehr oder weniger horizontal. Nicht selten sind sie jedoch ziemlich stark geneigt. Die Richtungen des Schichteinfallens konnten nur qualitativ bestimmt werden, da Orientierungsmessungen mittels Kompass im Eisenkorb (Pfhlaufnahmen) nicht möglich waren. Im allgemeinen schwankten sie zwischen NW und SW (d.h. generell hangabwärts), doch konnte auch NE- bis SE-gerichtetes Einfallen (gegen den Hang hin) beobachtet werden. Die Einfallswinkel schwankten zwischen ca. 10-20° und erreichten in Ausnahmefällen gar bis zu 45°.

2.2.2.2 Glazialtektonische Strukturen

Glazialtektonische Strukturen können bodenmechanisch von grosser Bedeutung sein, da sie unter Umständen die Scherfestigkeiten eines Bodens stark herabsetzen. Die häufig beobachteten, z.T. stark geneigten Sedimentationsschichten, insbesondere die nach NE bis SE (gegen den Hang) einfallenden Schichten, können sedimentologisch nicht erklärt werden. Beobachtungen im Zürichsee (SCHINDLER, 1974 und 1976) und im Walensee (LAMBERT, 1984) zeigten, dass die sedimentierte Feinfraktion in den heutigen Seen primär horizontal eingeschichtet wird. Die Lagerung kann sich nur bis zu einem gewissen Grad der schiefen Unterlage anpassen, ansonsten würde das Sedimentpaket instabil (SCHINDLER, 1976). Eine sedimentäre, bis zu 45° steile Einlagerung der Seebodenablagerungen wäre somit nach SCHINDLER (1976) mit Sicherheit nicht stabil.

Zusätzlich wurden im Aushubbereich des Tagbautunnels vereinzelte, verfaltete Sandlinsen und -lagen festgestellt (Fig. 2.4a). Spröde Deformationsstrukturen innerhalb dieser Sandlinsen lassen vermuten, dass das Sediment im bereits konsolidierten Zustand deformiert wurde. Unter der Tunnelkalotte der Tagbaustrecke, bei km 18.874 (Lage siehe Fig. 2.10), wurde eine vertikalstehende Schichtung mit einer Streichrichtung E-W (!) angeschnitten (Fig. 2.4b). Die z.T. sehr wechselhaften Schichtorientierungen und die Deformationsstrukturen deuten auf eine Deformation der

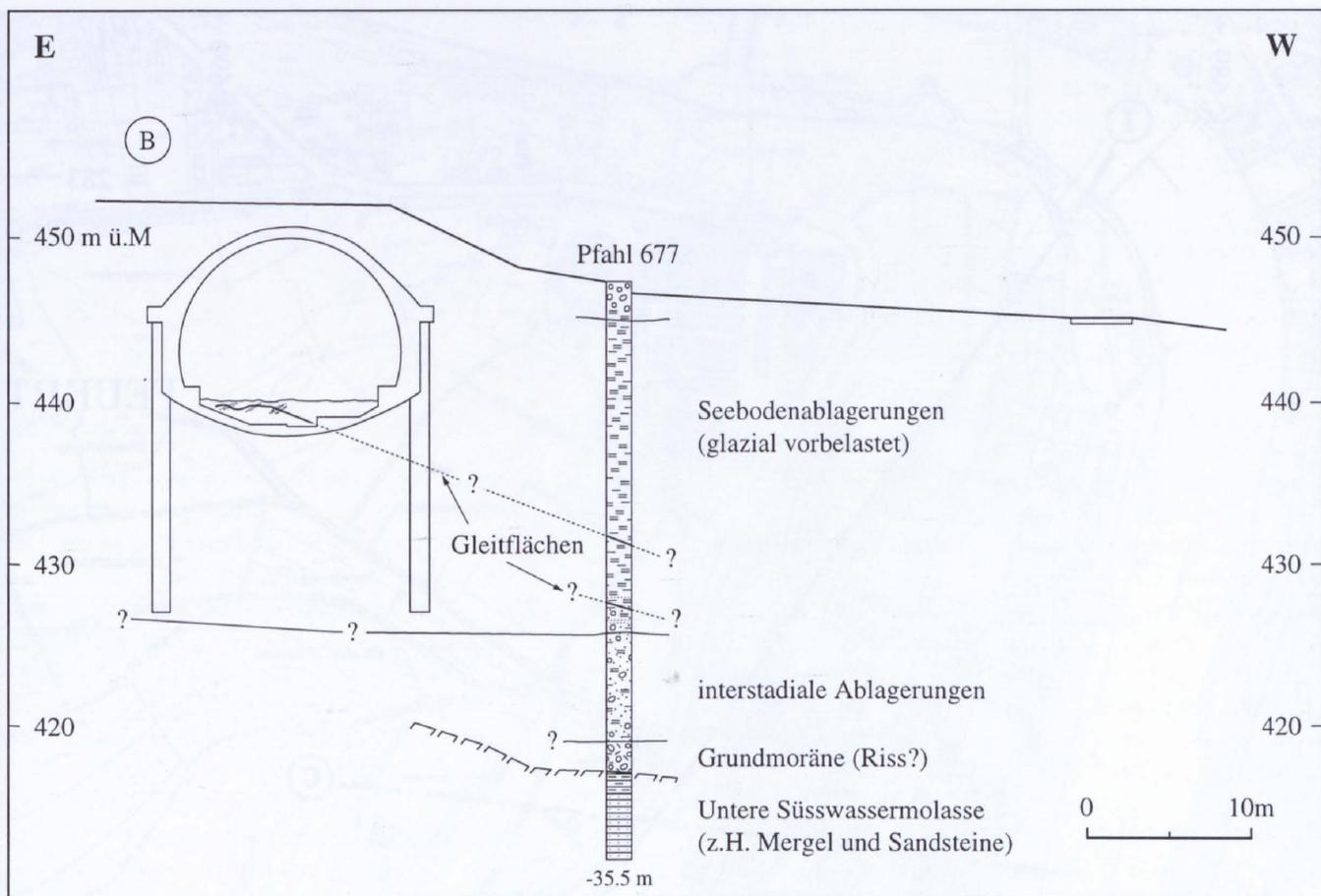
Seebodenablagerungen durch den zum maximalen würmeiszeitlichen Stand vorstossenden Gletscher hin, ähnlich, wie dies BOULTON & JONES (1979) für subglaziale Sedimente unter einem vorstossenden Gletscher in Island nachgewiesen haben. Im Emmersbergtunnel auf der Schaffhauserseite des Rheins wurden schon früher vom Gletscher verschleppte und verfälschte Seebodenlehme beschrieben (SCHINDLER, 1985).

Im Bereich der feinlaminierten, lagigen Abfolge fielen zwei Horizonte auf, die durch das Auftreten von z.T. mehreren dunklen, glänzenden, tonreichen Lagen charakterisiert waren. Diese dunklen Lagen fühlen sich deutlich «schmieriger» an als die über- und unterliegenden Schichten. Der untere der beiden Horizonte liegt entlang der Hangsicherungspfehlwand z.T. nahe der Grenze zu den interstadialen Ablagerungen, fällt aber nicht mit dieser zusammen. Der obere befindet sich etwa sechs Meter darüber, nähert sich ab ca. Pfahl 685 gegen Süden dem unteren und liess sich ab dort nicht mehr eindeutig abtrennen (Fig. 2.10).

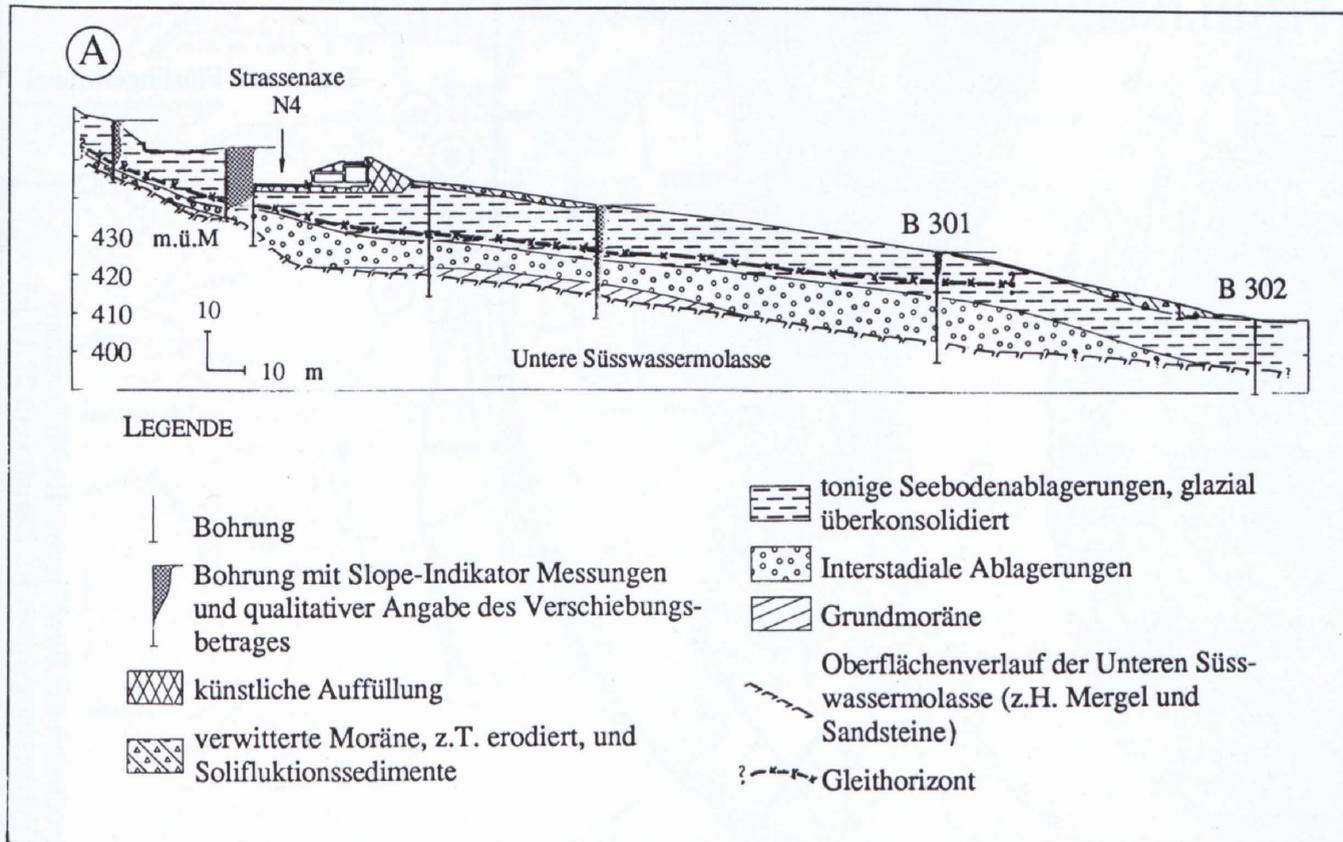
Ähnliche Horizonte wurden an einem Aufschluss im Aushubbereich des Tagbautunnels bei km 18.840 beobachtet. An dieser Stelle lagen sie eindeutig quer zur Sedimentationsrichtung und wiesen z.T. deutliche Rutschstriemungen auf (Fig. 2.4c), was auf ehemalige Bewegungen innerhalb der Seebodenablagerungen hindeutet. Besagte Zone lag im homogenen, massigen Bereich der Seebodenlehme. Sie fiel mit 10-20° gegen Westen, d.h. rheinwärts ab und zeigte z.T. einen unruhigen Verlauf (Fig. 2.5). Gemäss ihrer Orientierung könnte sie mit dem oberen, entlang des Längenprofils beobachteten (vermuteten Bewegungs-) Horizont zusammenhängen (Fig. 2.6). Die Tatsache, dass diese «kritischen» Horizonte im Tunnelquerschnitt in der homogenen massigen Abfolge, im hangabwärtsliegenden Längenprofil aber in der feinlaminierten Abfolge auftreten, unterstreicht zusätzlich die Diskordanz zur sedimentären Lagerung. Diese Zonen korrespondieren zudem gut mit Slope-Indikator-Messungen, die in diesen Tiefen z.T. deutliche Gleithorizonte erkennen liessen (Fig. 2.7).

2.2.3 Verbreitung

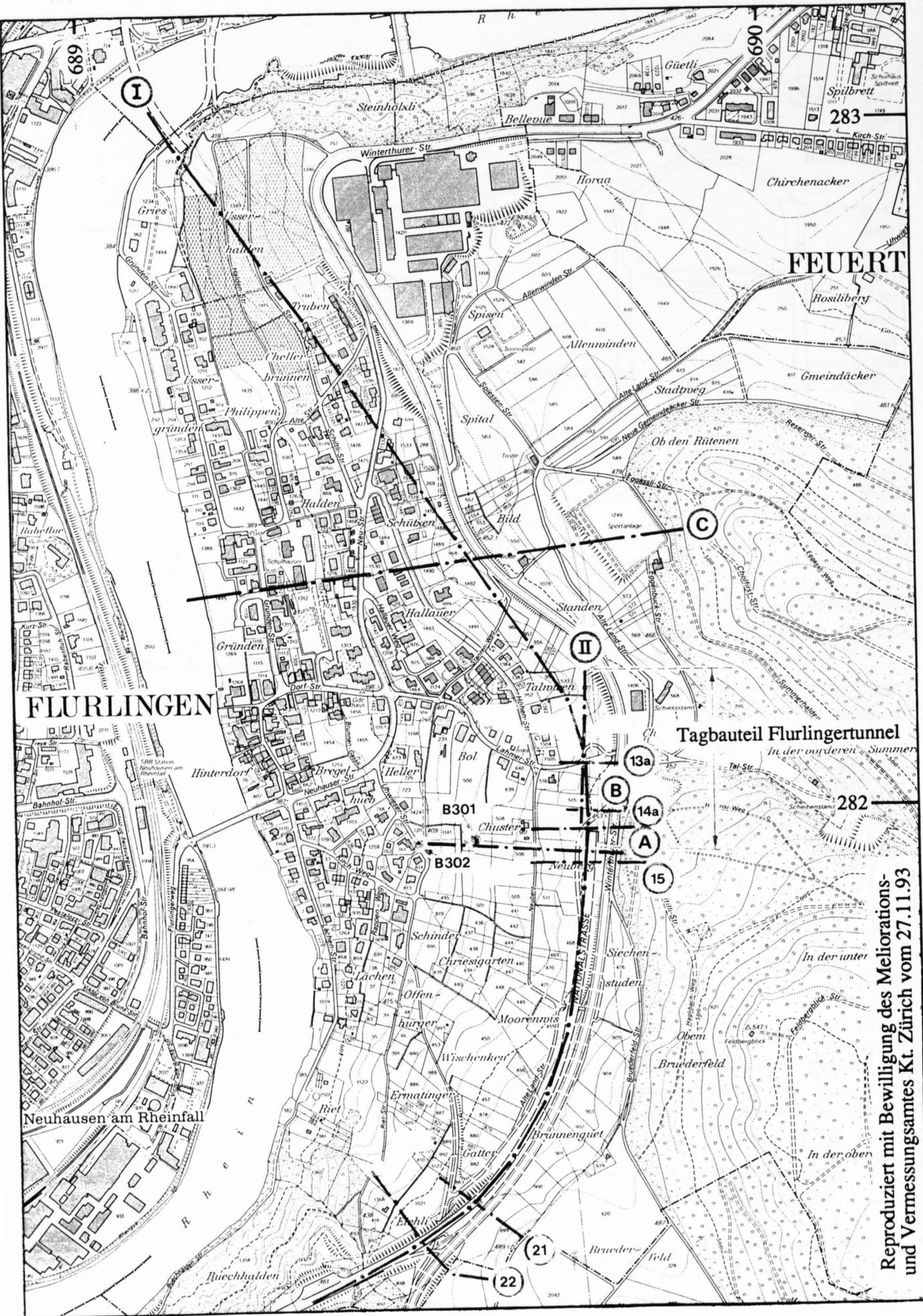
Die Seebodenablagerungen treten entlang des Flurlingerhangs über grosse Strecken auf. Eine Auswahl von geologischen Profilen (Lage siehe Fig. 2.8) gibt dazu einen kleinen Überblick. Die Untergrenze der Seebodenlehme ist stark durch das ausgeprägte Relief des Molasseuntergrundes bestimmt (Fig. 2.9 und Fig. 2.10). Ihre Obergrenze zeigt entlang des Längenprofils (Fig. 2.9) einen welligen Verlauf und fällt mehr oder weniger hangparallel gegen den Rhein ab (Fig. 2.11 und Fig. 2.12b). Sowohl in der Fallrichtung des Hanges als auch quer dazu sind die Seebodenablagerungen oft ausgedünnt resp. verdickt (Fig. 2.9 und Fig. 2.11), was mit dem Verschürfen und Auspressen dieser Sedimente durch das später vorstossende Gletschereis erklärt werden kann.



Figur 2.6: Querprofil durch den Tagbaubereich des Flurlingertunnels bei km 18.840 (Lage siehe Fig. 2.8 und Fig. 2.10) mit Angabe der im Aufschluss (Fig. 2.5) und in der Pfahlbohrung beobachteten Gleitschicht (nicht überhöht).



Figur 2.7: Geologisches Querprofil durch den Flurlingerhang (nicht überhöht; Lage siehe Fig. 2.8) mit qualitativer Angabe der Verschiebungsbeträge an einer Gleitschicht innerhalb der Seebodenablagerungen.



Reproduziert mit Bewilligung des Meliorations- und Vermessungsamtes Kt. Zürich vom 27.11.93

Die Seebodenablagerungen fehlen im untersten Teil des Hanges, da sie dort erodiert wurden, reichen z.T. aber fast bis ans Rheinufer (Fig. 2.11: Profil C und Fig. 2.12b). Im Gebiet des heutigen Rheinlaufs wurden sie vollständig erodiert, treten jedoch auf der Neuhauserseite des Rheins und in Schaffhausen erneut auf (SCHINDLER, 1985). Fig. 2.12b bis Fig. 2.12d geben einen Überblick über den Verlauf der Untergrenze resp. der Oberfläche und über die Mächtigkeitsverhältnisse der Seebodenablagerungen am Flurlingerhang.

2.3 Wasserverhältnisse am Flurlingerhang

Im Flurlingerhang findet heute insgesamt eine relativ geringe Wasserzirkulation statt. Grundsätzlich können hier drei verschiedene Wassersysteme unterschieden werden: (1) das Wasser, welches im Hangenden der Seebodenablagerungen zirkuliert, (2) das Wasser in den interglazialen/interstadialen Ablagerungen und (3) das eigentliche Grundwassersystem in den Rinnenschottern (vgl. Fig. 2.1), welches als Vorflut aller Hangwässer fungiert und dessen Spiegel auf etwa 380 m ü.M liegt. Letzteres ist für die Wasserzirkulation im Flurlingerhang jedoch nicht von Bedeutung. Es muss davon ausgegangen werden, dass auch im z.T. zerklüfteten und teilweise sogar porenpermeablen Felsuntergrund Wasser zirkuliert, wie sich z.B. beim Südportal der Untertagbaustrecke zeigte. Da diesbezügliche Messresultate im Tagbaubereich jedoch fehlen, wird darauf nicht näher eingegangen.

Die Speisung der Hangwässer erfolgt durch den versickernden Anteil des Niederschlags, v.a. im Bereich der Deckenschotter des Cholfirsts. Ein Teil davon tritt nahe der Schotterbasis als Quellen wieder an die Oberfläche, der Rest sickert in die Tiefe und alimentiert die Wasserträger in den Lockergesteinen der Talflanken (Wassersysteme 1 und 2), z.T. auch Sandsteinkörper im Felsuntergrund.

Von den Wassersystemen (1) und (2) ist jenes über den Seebodenablagerungen das eindeutig ergiebiger. Dies begünstigte die Verwitterung und Aufweichung in den obersten Schichten und führte als Folge davon schon verschiedentlich zu oberflächennahen Instabilitäten. Das in den z.T. ziemlich durchlässigen interglazialen/interstadialen Ablagerungen zirkulierende Wasser steht dort, wo die Grundmoräne im Liegenden dieses Trägers fehlt, zumindest bereichsweise in direktem Kontakt zu den schlecht zementierten und geklüfteten Sandsteinen des Molasseuntergrundes. Der Fels könnte, je nach Wasserangebot, sowohl eine alimentierende als zeitweise auch drainierende Wirkung auf die Wasserträger der Lockergesteine haben. Während – verglichen mit heute – deutlich nasseren Zeitperioden könnte die Wasserzufuhr

aus dem Fels in die interglazialen/interstadialen Ablagerungen durchaus so gross gewesen sein, dass sich dort hohe Porenwasserüberdrücke aufbauen konnten, welche bei Überlegungen zur Gesamtstabilität des Hanges zu berücksichtigen sind.

In diesem Zusammenhang interessierten auch die heute messbaren Hangwasserdrücke innerhalb der Seebodenablagerungen und im Wasserträger (2) darunter. Zu diesem Zweck wurden in verschiedenen Bohrungen im Bereich dieser Schichten Porenwasserdruckgeber eingebaut und die Druckschwankungen über längere Zeit beobachtet. Aus den Messungen ergibt sich leider kein einheitliches Bild. Aufgrund der generell schlechten Durchlässigkeit und den v.a. in den tieferen Teilen speziell in vertikaler Richtung sehr heterogen aufgebauten Seebodenablagerungen (z.B. Sandlagen innerhalb praktisch undurchlässiger toniger Silte) ist dies jedoch nicht erstaunlich. Die gemessenen, maximalen Druckhöhen schwanken in den verschiedenen Bohrungen z.T. stark und liegen oft beträchtlich, z.T. bis 10 m über den Druckgebern, was teilweise von den Gebertiefen abhängt, teilweise aber auch Zweifel an der Funktionstüchtigkeit der Geber aufkommen lässt. Soweit dies aus den Messungen hervorgeht, scheint innerhalb der Seebodenablagerungen kein eigentlicher Hangwasserspiegel, sondern es scheinen vielmehr mehrere, voneinander weitgehend unabhängige Druckhöhen zu existieren. Die entsprechenden wasserführenden Horizonte kommunizieren – allenfalls mit Ausnahme des obersten, verwitterten Bereichs – offensichtlich nicht direkt miteinander. Auch bei den im Bereich der interstadialen Ablagerungen eingebauten Gebern treten die maximalen Druckhöhen in den verschiedenen Bohrungen nicht überall gleichzeitig auf.

2.4 Geologische Randbedingungen

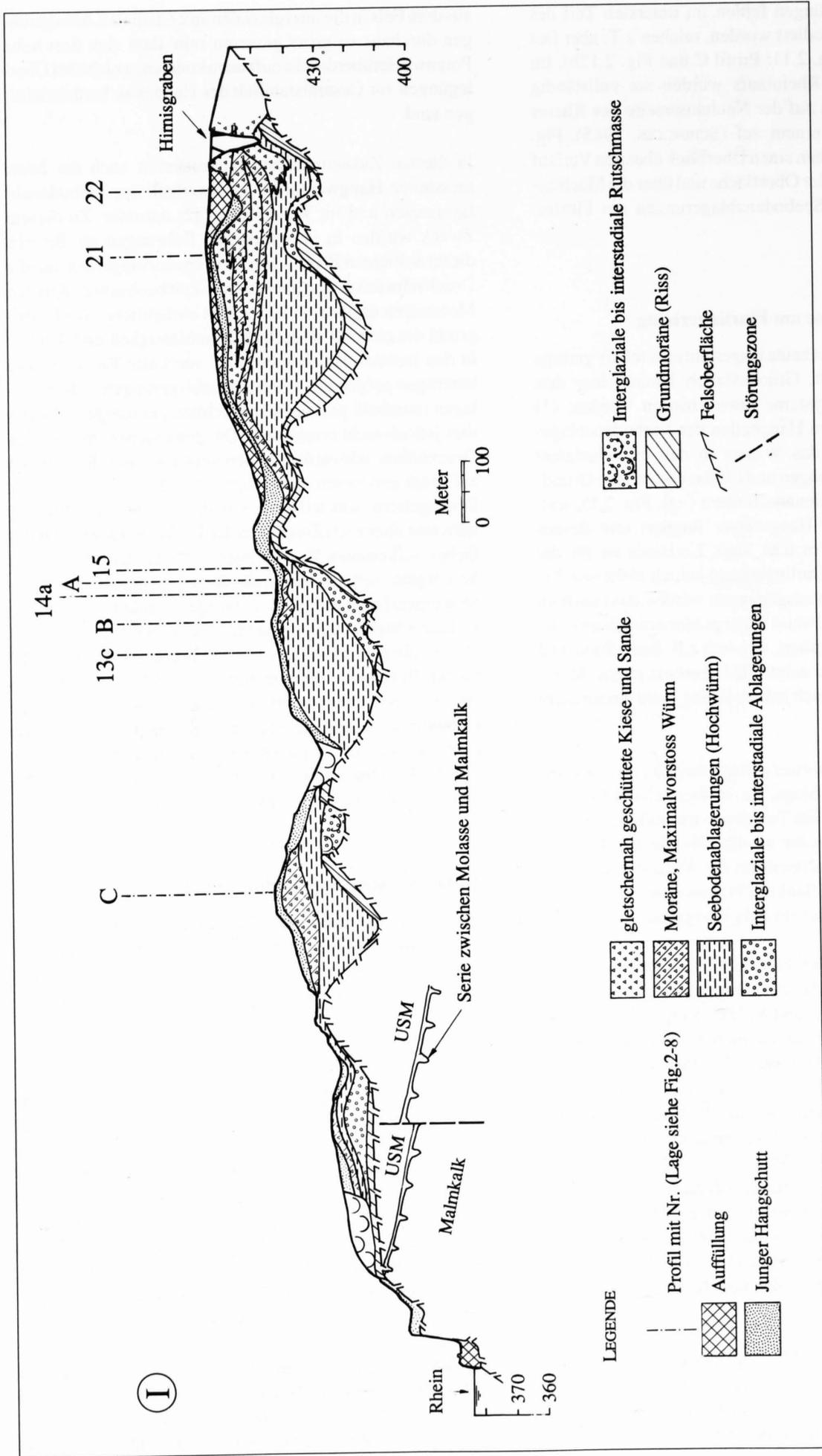
Für die Interpretation der Resultate der durchgeführten geotechnischen Untersuchungen spielen die geologischen Randbedingungen eine wichtige Rolle. Es soll daher zuerst auf einige solche Randbedingungen eingegangen werden.

2.4.1 Seebildung

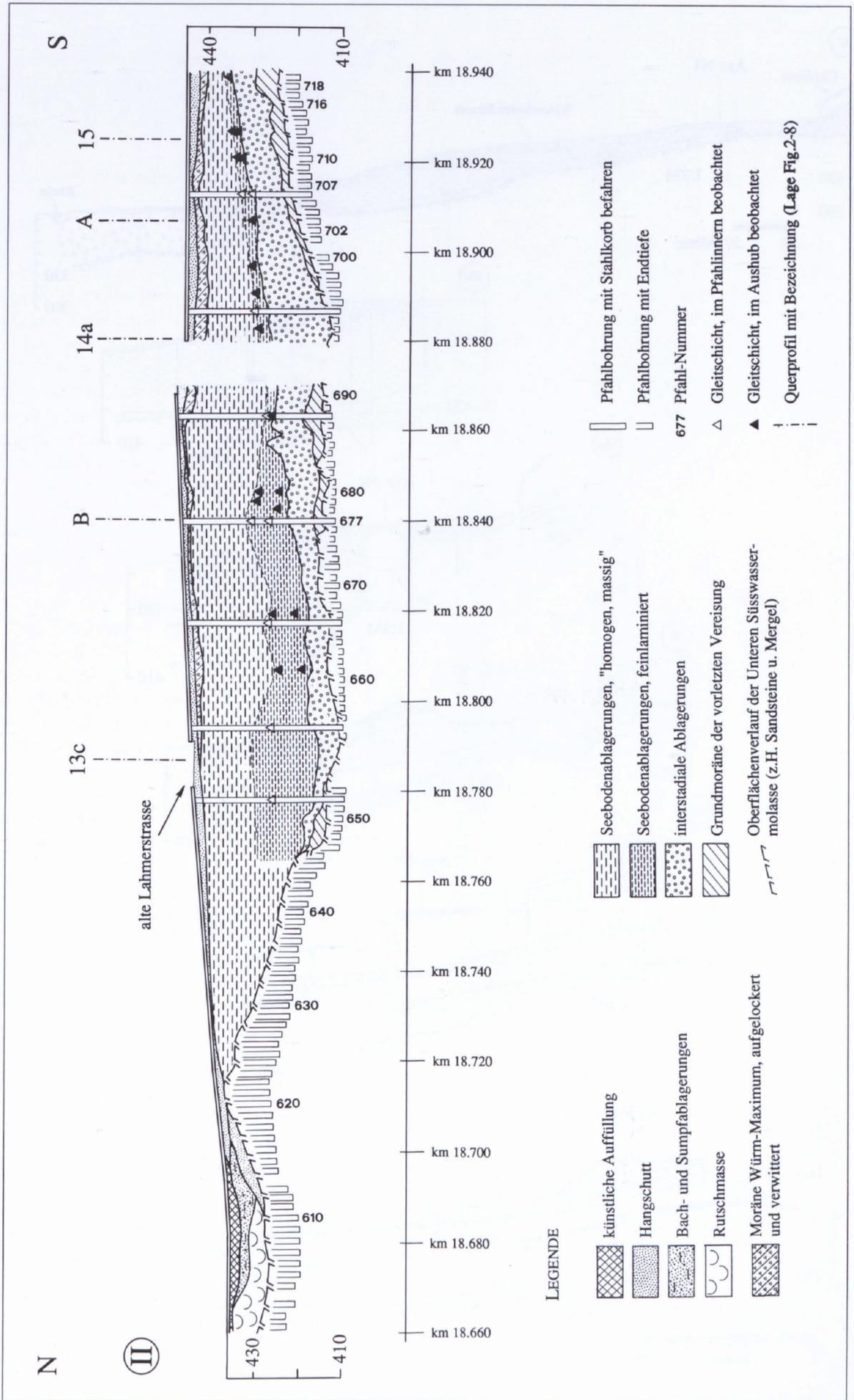
Nach SCHINDLER (1985) wurde der See rheinabwärts durch einen mindestens 70 Meter mächtigen Riegel aufgestaut, der bis auf Kote 460 m ü.M (Schwelle zur Engeschlucht auf ca. 455 m ü.M) gereicht und aufgrund verschiedener Anhaltspunkte höchstwahrscheinlich aus Eis bestanden hatte. Die Möglichkeit, dass der Riegel mindestens teilweise auch aus Vorstoss-Schottern des herannahenden Thurgletschers bestanden haben könnte, kann nicht völlig ausgeschlossen werden. Für die eigentliche Problematik, um die es in dieser Arbeit geht, ist dies jedoch unwesentlich.

Mit den ^{14}C -Datierungen der Holzproben aus dem Liegenden der Seebodenablagerungen und der mancherorts über den Seebodenlehmen auftretenden Moräne lässt sich die Seebildung in die Zeit des Eisvorstosses des Hochwürms (ca.

Figur 2.8: Situation des Flurlingerhangs mit Lage der Profile aus Fig. 2.6, Fig. 2.7, Fig. 2.9, Fig. 2.10 und Fig. 2.11 und Lage der im Text erwähnten Bohrungen (mit B bezeichnet).



Figur 2.9: Geologisches Längsprofil entlang des Flurlingerhangs; 5-fach überhöht (modifiziert nach SCHINDLER (1985) und ergänzt); Lage siehe Fig. 2.8.



Figur 2.10: Geologisches Längensprofil entlang der Hangsicherungspfahlwand im Tagbaubereich des Flurlingertunnels; nicht überhöht (Lage siehe Fig. 2.8).

20'000 Jahre vor heute) stellen. Dass der See erst nach dem definitiven Rückzug des Steinerlappens vom Maximalstand bei noch stationärem Thurlappen aufgestaut worden wäre, kann ausgeschlossen werden.

2.4.2 Ausfluss des Sees

Folgende Abflusswege werden in Betracht gezogen:

- Von den oberflächlichen Abflussmöglichkeiten einmal abgesehen, hätte der Ausfluss des Sees allenfalls unterirdisch durch Schotter erfolgen können, welche nach HOFMANN (1981) entweder vom herannahenden würmeiszeitlichen Thurgletscher aufgebaut worden wären (Vorstoss-Schotter) oder älter sind. Aufschlussbeobachtungen in Pfahlschächten am Flurlingerhang zeigten beim Übergang von den Seebodenlehmen zum Liegenden eine starke Kolmatierung der grobkörnigen Unterlage durch die feinkörnigen und grösstenteils ziemlich tonigen Seesedimente. Die Durchlässigkeit der Seebodenablagerungen ist mit k-Werten bis zu 10^{-11} m/s so gering, dass das Wasser diesen Weg einem oberirdischen Abfluss kaum vorgezogen hätte. **Die Möglichkeit eines unterirdischen Abflusses kommt daher nicht in Frage.**
- Der Ausfluss hätte allenfalls entlang des Gletscherandes des Thurlappens in Richtung Aazheimerhof - Jestetten erfolgen können, falls dieser tiefer als die Engeschlucht gelegen hätte, oder falls nicht der Thurlappen selbst, sondern dessen Vorstoss-Schotter das stauende Element gewesen wäre. Dieser Weg wäre in einer frühen Phase des Sees durchaus denkbar gewesen, als die Eisfront des Thurlappens noch etwas weiter zurücklag. **Die Schotterterrassen bei Hofstetten westlich von Neuhausen am Rheinfluss zeigen jedoch eine entgegengesetzte Entwässerung in Richtung der Engeschlucht an** (SCHINDLER, 1985), womit auch diese Möglichkeit unwahrscheinlich ist.
- Bohrungen im Bereich der Engeschlucht zeigen, dass dieser Einschnitt mit weichgelagerten, würmeiszeitlichen Sanden und Kiesen verfüllt ist, dass also irgendwann während der Würmeiszeit grosse Wassermengen die Schlucht passiert haben müssen. Zudem liegt heute

die höchste Felsschwelle zu dieser Schlucht auf Kote 455 m ü.M und damit tiefer als die Wallmoränen auf der Südseite des Neuhauserwaldes, die SCHINDLER (1985) dem letzten, maximalen Vorstoss zuschreibt. Aus diesem Grund und der Tatsache, dass die Schotterterrassen bei Hofstetten eine Entwässerung in Richtung der Engeschlucht bezeugen, erfolgte nach obgenanntem Autor der Ausfluss des Sees am ehesten durch die Engeschlucht in den Klettgau.

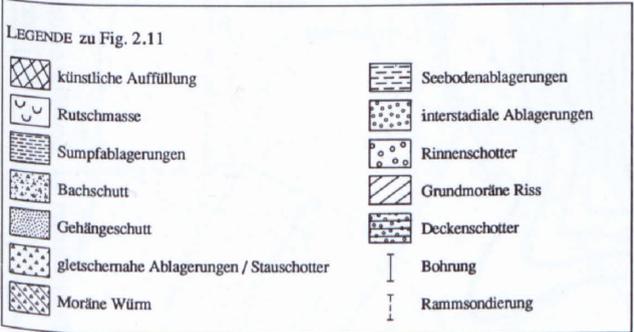
Eine Entwässerung durch die Engeschlucht ist somit sehr wahrscheinlich. Die zweite Möglichkeit kann bis kurz vor dem Erreichen des Maximalstandes aber nicht ausgeschlossen werden. Andere Abflusswege können aufgrund der topographischen Verhältnisse ausgeschlossen werden. Somit hat der Seespiegel auf Kote 455-460 m ü.M wahrscheinlich bis zum maximalen, würmeiszeitlichen Stand existiert. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die Sedimente darunter und Teile des Eises bis zum Zurückweichen des Gletschers vom Maximalstand unter Auftrieb gestanden hatten.

2.4.3 Lage des Seespiegels zur Zeit des letzten Eisvorstosses (Maximalvorstoss Würm)

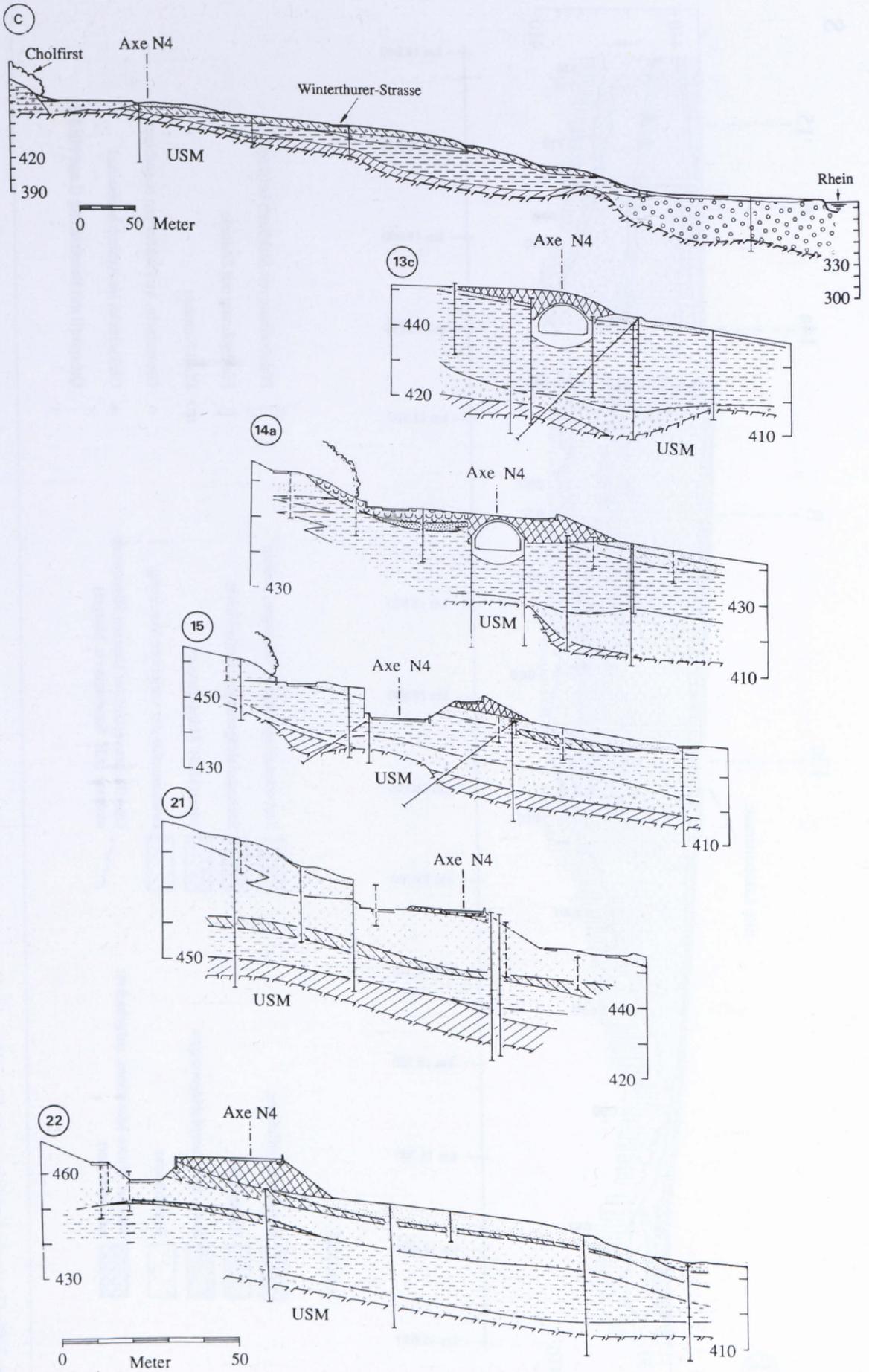
Grundsätzlich sind zwei Extreme möglich: (A) Der Gletscher stiess in den bestehenden See vor und überfuhr die Seeablagerungen, oder (B) der See war bereits vor dem letzten Eisvorstoss verlandet. Eine Trockenlegung des Sees vor dem Maximalvorstoss könnte nur mit einem Zurückschmelzen des Gletschereises erklärt werden, da sonst nebst der Engeschlucht keine anderen Abflusswege existiert hätten. Aufgrund von Pollenanalysen in den Seebodenablagerungen, durchgeführt von B. AMMANN-MOSER (in SCHINDLER, 1985), und der für diese Arbeit durchgeführten ¹⁴C-Datierungen an Holzproben aus dem Liegenden der Seebodenlehme sind die **Seebodenablagerungen eindeutig als hocheiszeitlich einzustufen.** Zwischen der Bildung des Sees und dem Maximalstand des Gletschers lag eine kurze verfügbare Zeit (einige 100 bis 1000 Jahre?). Eine Erwärmung des Klimas in dieser kurzen Zeitspanne, die zu einem Gletscherückzug und damit zur Entwässerung des Sees vor dem Maximalvorstoss geführt hätte, kann ausgeschlossen werden. **Fehlende Permafrosterscheinungen in den Seebodenablagerungen sprechen ebenfalls dagegen, dass der See während des hocheiszeitlichen Klimas einmal verlandet war.** Es kann also angenommen werden, dass der Riegel über den Rhein zur Zeit des maximalen würmeiszeitlichen Gletschervorstosses noch vollumfänglich bestanden hatte, der Wasserspiegel also immer noch ungefähr auf Kote 455-460 m ü.M lag.

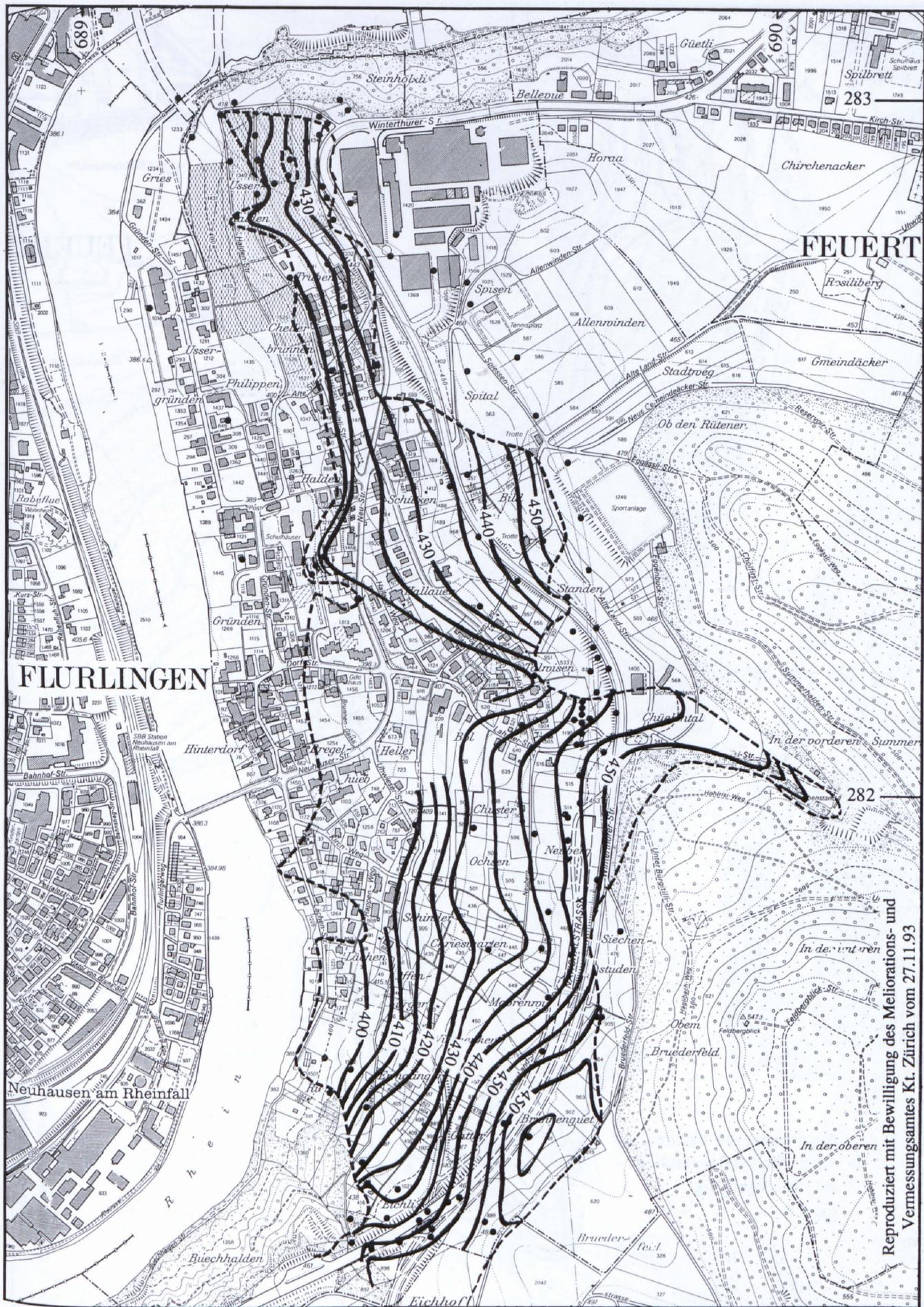
2.5 Instabilität am Flurlingerhang

Oberflächliche Hangbewegungen waren am Flurlingerhang schon seit längerem bekannt und bereiteten verschiedentlich schon Probleme (SCHINDLER, 1985). Nach der Baugrunderkarte von Schaffhausen (SCHINDLER, 1982) konzentrieren

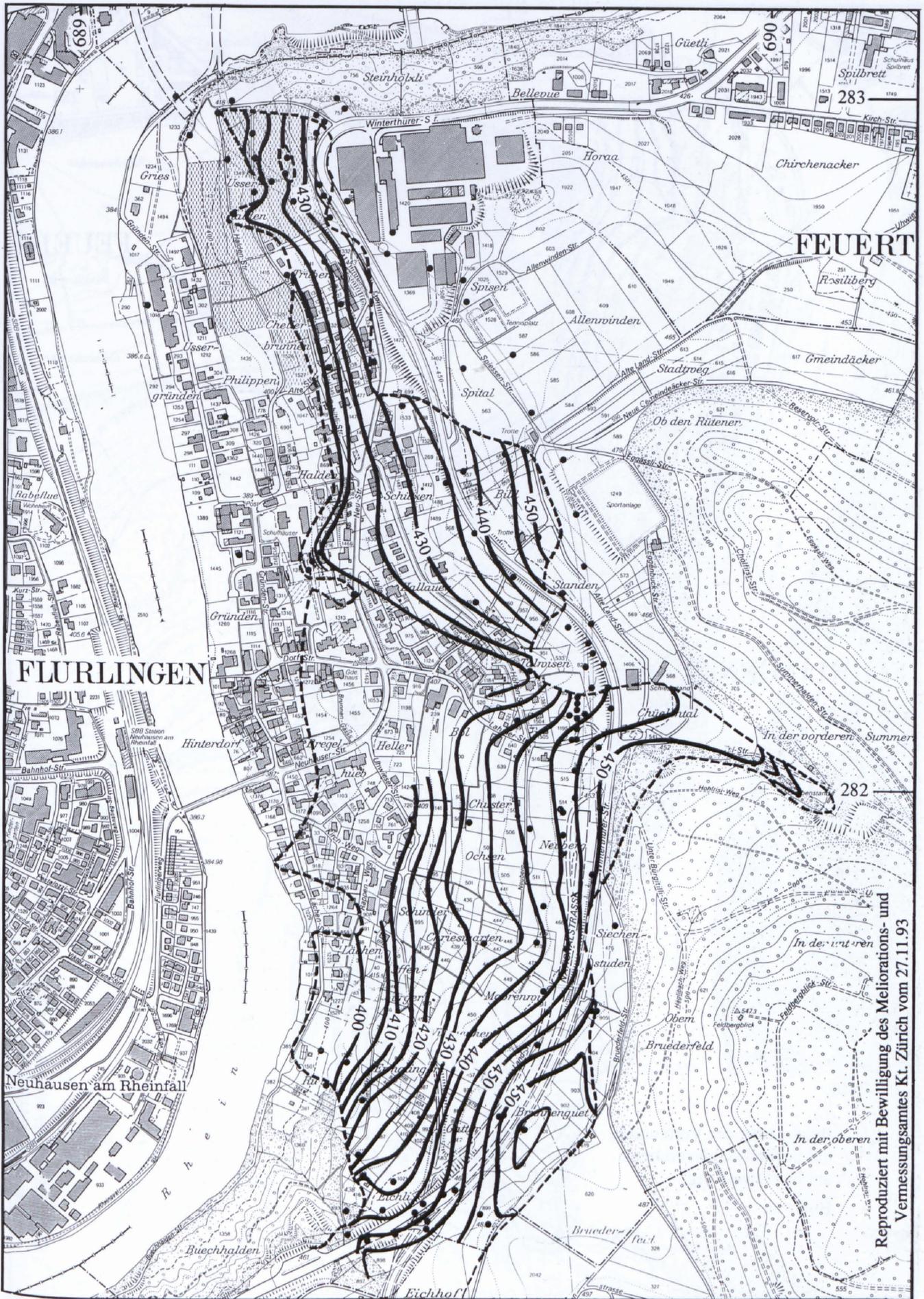


Figur 2.11: Geologische Querprofile durch den Flurlingerhang (Lage siehe Fig. 2.8), nicht überhöht (z.T. nach Berichten der Dr. von Moos AG).

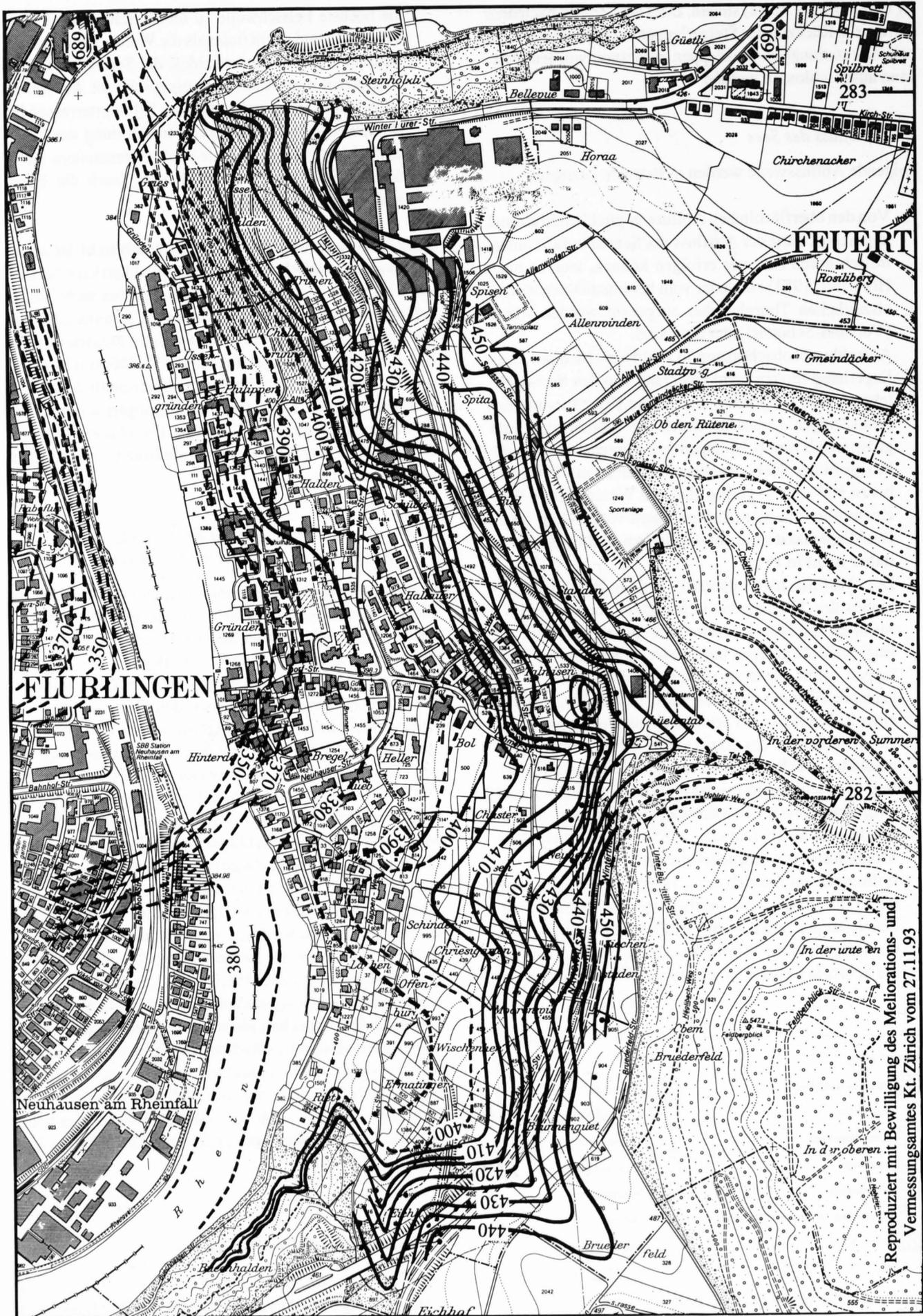




Figur 2.12b: Oberflächenverlauf der Seebodenablagerungen im Bereich des Flurlingerhangs (Legende vgl. Fig. 2.12c).

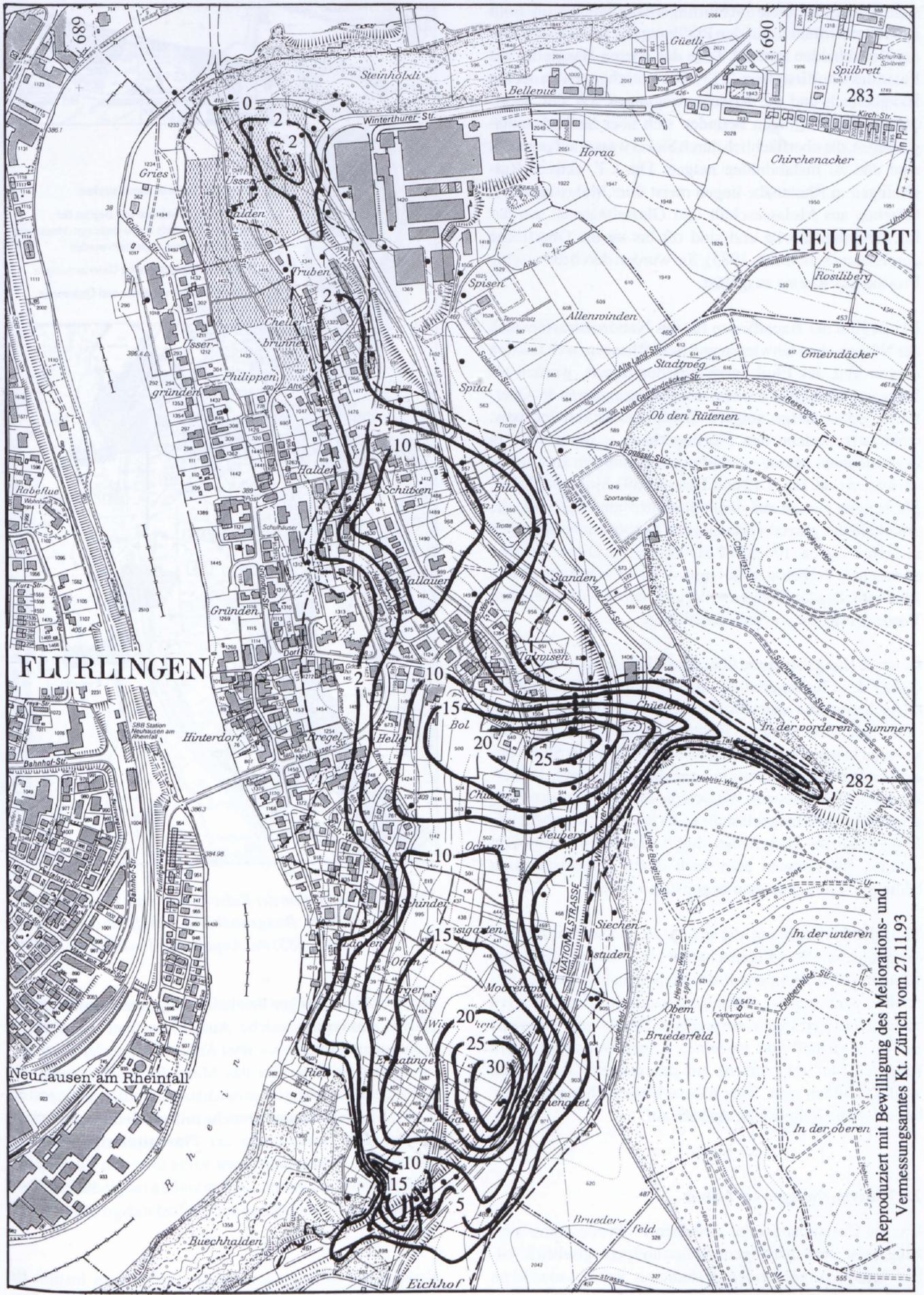


Figur 2.12b: Oberflächenverlauf der Seebodenablagerungen im Bereich des Flurlingerhangs (Legende vgl. Fig. 2.12c).



Reproduziert mit Bewilligung des Meliorations- und Vermessungsamtes Kt. Zürich vom 27.11.93

Figur 2.12a: Verlauf der Felsoberfläche im Bereich des Flurlingerhangs.



Figur 2.12d: Mächtigkeitsverhältnisse der Seebodenablagerungen im Bereich des Flurlingerhangs (Legende vgl. Fig. 2.12c).

Reproduziert mit Bewilligung des Meliorations- und Vermessungsamtes Kt. Zürich vom 27.11.93

sich die Rutschgebiete am Flurlingerhang hauptsächlich auf den Raum Gründen, auf den Prallhang des Rheins am Fusse der Buechhalden und auf Teile des oberen Hangteiles am Fusse des Cholfirsts (Fig. 2.13). Die Rutschungen im oberen Hangbereich und die Kriechbewegungen SW der Sportanlage von Flurlingen befinden sich über Seebodenablagerungen, die oberflächlich durch Sickerwässer aufgeweicht sind und zu Instabilitäten neigen. Die z.T. aktiven Rutschungen in Rheinnähe liegen meist über Molassegestein, bestehen aus Molasseschutt und Glazialmaterial aus der Lockergesteinsdecke und sind oft bis an die Oberfläche durchnässt (SCHINDLER, 1985). Sie wurden durch die rezente Erosion des Rheins ausgelöst.

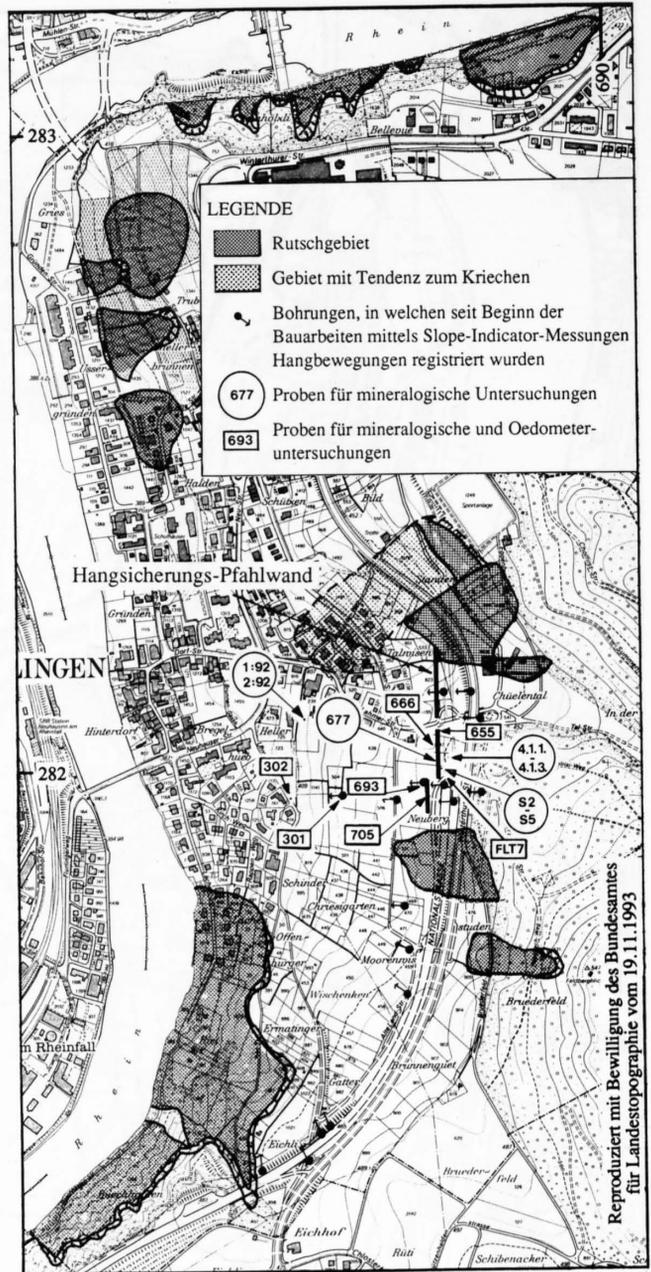
Bei Beginn der Bauarbeiten für das Nationalstrassenstück der N4 zwischen Uhwiesen und Schaffhausen, welches den oberen Teil des Flurlingerhangs durchquert, wurden als Folge von geringfügigen Massenumlagerungen an der Oberfläche jedoch tiefgründigere Gleithorizonte aktiviert bzw. reaktiviert, welche den Flurlingerhang – wenn auch in bescheidenem Masse – relativ grossräumig in Bewegung versetzten (vgl. Fig. 2.13 und THIRY, 1989). Slope-Indikator-Messungen liessen auf zwei Gleithorizonte schliessen, die innerhalb der glazial vorbelasteten Seebodenablagerungen in Tiefen von ca. 10 und 14 Metern liegen. Diese Tatsache erstaunte in Anbetracht des mit ca. 12-14° sanft gegen den Rhein abfallenden Hangs und der anscheinend beträchtlichen Vorbelastung dieser Sedimentabfolge.

Gewisse Hangabschnitte über dem Rhein, insbesondere das Gebiet des Flurlingerhangs, dürften seit dem Rückzug der Gletschermassen nach der letzten Vereisung zu den potentiell rutschgefährdeten Gebieten gehören. Instabilitäten konnten beispielsweise durch das Wegfallen der Stütze des ehemaligen Gletschereises (Hangentlastung), durch das Verschwinden des äusseren Wasserspiegels als Folge des Gletscherrückzugs (Hangbelastung) oder durch erosionsbedingte Entlastung des Hangfusses durch den Rhein verursacht werden. Sie könnten aber auch durch glazialtektonisch bedingte Schwächezonen begünstigt werden.

Trotz der Vorbelastung, die sich im allgemeinen positiv auf die geotechnischen Eigenschaften eines Bodens auswirkt, scheinen offenbar innerhalb der Seebodenablagerungen Bereiche zu existieren, deren geotechnische Eigenschaften nicht den Erwartungen entsprechen. Dies könnte einerseits auf die Existenz von einzelnen Lagen mit ungünstigen Eigenschaften, andererseits auf präexistente Gleitflächen zurückzuführen sein. Eine nähere Untersuchung der Seebodenlehme drängte sich deshalb auf.

2.6 Untersuchungen im Labor

Um die Zusammenhänge zwischen Probenzusammensetzung, geotechnischen Eigenschaften und geologischen Randbedingungen eingehender zu studieren, wurden sowohl an gestörten als auch an ungestörten Proben verschiedene Laboruntersuchungen vorgenommen.



Figur 2.13: Situation der Rutschgebiete am Flurlingerhang (nach Baugrunderkarte Schaffhausen; SCHINDLER, 1982) mit Angabe der Probenahmestellen.

Diese Untersuchungen beinhalten zum einen **tonmineralogische Analysen**, welche Aufschluss über die Probenzusammensetzung sowie über Art und Menge der Tonminerale geben sollten. Um das Mass der Vorbelastung der Seebodenablagerungen abzuschätzen, wurden an ungestörten Proben **Belastungsversuche mittels Oedometer** durchgeführt. Die Bestimmung der **Plastizitätseigenschaften** und einiger **Zustandsgrössen** sollte über den Zustand des Bodens Auskunft geben. Zudem sollten mögliche Einflüsse der glazialen Vorbelastung auf die Zustandsgrössen studiert werden.

Parallel zur vorliegenden Arbeit wurden vom Institut für Geotechnik (IGT) an der ETH Zürich an denselben Seebodenablagerungen spezielle Untersuchungen durchgeführt,

zu welchen unter anderem auch Scherversuche gehörten. Um Doppelspurigkeiten zu vermeiden, wurden für diese Arbeit keine eigenen Scherversuche gemacht.

2.6.1 Tonmineralogische Untersuchungen

2.6.1.1 Ziel

Mit diesen Untersuchungen sollte zum einen auf tonmineralogische Aspekte der Seebodenablagerungen von Flurlingen im allgemeinen eingegangen werden, um einen Überblick der mineralogischen Zusammensetzung dieser Sedimente zu bekommen. Es waren damit folgende Fragestellungen verbunden:

- Welche Tonminerale treten in den Seebodenablagerungen von Flurlingen auf, und in welchen Mengen sind sie vertreten? Wo kommen sie her?
- Lässt sich die Abfolge der Seebodenablagerungen mineralogisch differenzieren? Gibt es beispielsweise sedimentär bedingte Bereiche mit erhöhten Gehalten an quellfähigen Tonmineralen?

Zum andern wurde das Material von Gleitschichten innerhalb der Seebodenablagerungen (vgl. Kap. 2.2.2.2) auf den Gehalt an quellfähigen Tonmineralen untersucht. Die eine Probe stammte aus der Gleitschicht im Tagbauteil des Flurlingertunnels, die andere aus einer Gleitschicht im unteren Teil des Flurlingerhangs (Fig. 2.13). Diese Materialien interessierten aus folgenden Gründen:

- Die aus Direktscherversuchen resultierenden Höchst-scherfestigkeiten ϕ'_{\max} der Seebodenablagerungen lagen im allgemeinen im Bereich zwischen 19.3° und 26° , die drainierten Restscherfestigkeiten ϕ'_r zwischen 11° und 22° . An einer Gleitfläche innerhalb der Seebodenablagerungen wurden mit $10.4^\circ - 10.5^\circ$ sehr niedrige Restscherfestigkeiten ermittelt (IGT-Berichte 1989 und 1991c; THIRY, 1989), welche vermuten liessen, dass die mineralogische Zusammensetzung der Gleitfläche mit derjenigen des Nachbarmaterials nicht identisch ist. Sie deuten entweder auf höhere Gehalte an Tonmineralen und/oder auf höhere Anteile an quellfähigen, aktiveren Tonmineralen hin. Im Bereich der Gleitschicht wurden im Vergleich zum Nachbarmaterial erhöhte Wassergehalte gemessen (IGT-Bericht, 1991c). Dieser Sachverhalt ist in Gleitzonen nicht aussergewöhnlich (SKEMPTON, 1985) und könnte auch auf eine erhöhte Wasserwegsamkeit innerhalb der Scherzone zurückzuführen sein.
- Zusätzlich stellte sich die Frage, ob diese Gleitschicht an sedimentäre Lagen mit erhöhten Gehalten an quellfähigen Tonmineralen gebunden sei oder ob sie quer zu den Sedimentationsstrukturen verlaufe. Da mindestens für die eigenen untersuchten Gleitschichten die zweite Möglichkeit zutrif, drängte sich die Frage auf, ob sich deren mineralogische Zusammensetzung von derjenigen des Nachbarmaterials wirklich unterscheidet.

Aus diesem Grunde wurden zusätzlich eindeutig sedimentäre Horizonte untersucht, bei denen ähnlich dunkelgraue, glänzende, ebenfalls hauchdünne Tonlagen auftreten. Im Unterschied zu den Gleitschichten sind diese Tonlagen an ihrer Oberfläche in den meisten Fällen durch dünne Silt- und Feinsandlagen begrenzt, welche wahrscheinlich den Beginn eines neuen Sedimentationszyklus repräsentieren.

2.6.1.2 Methodik

a) Mineralogie des Gesamtmaterials

Für die Analyse wurde das Gesamtmaterial der Oedometerproben aus sieben verschiedenen Pfahl- resp. Sondierbohrungen (vgl. Kap. 2.6.3) mit LiF als Standard im Verhältnis 1:10 gemischt und mit einer Scheibenschwingmühle fein zermahlen. Aus dieser Mischung wurden mit Hilfe eines Stempels deorientierte Pulverpräparate hergestellt, die in einem Philipps-Röntgendiffraktometer (CuK α -Strahlung, 40kV, 22mA) aufgenommen wurden. Der Aufnahmebereich 2θ betrug für diese Präparate $18 - 40^\circ$. Mit dieser Methode liessen sich die Nicht-Tonminerale Quarz, Albit, Kalifeldspat, Kalzit und Dolomit mittels Eichkurven semi-quantitativ bestimmen.

b) Karbonatgehalt

Der Karbonatgehalt wurde am Gesamtmaterial mit der Karbonatbombe bestimmt, die auf dem Prinzip der Passon-Methode beruht. Mit dieser einfachen und raschen Methode konnte im allgemeinen auf eine diffraktometrische Bestimmung des Karbonatgehaltes verzichtet werden.

Das Probenmaterial wurde dazu vorgängig im Achatmörser fein zermahlen und dann in der geschlossenen Kapsel mit Passon-Salzsäure versetzt. Über die CO₂-Entwicklung resp. die Ablesung am Manometer konnte der Karbonatgehalt indirekt ermittelt werden. Die Auftrennung des Karbonatgehaltes in einen Kalzit- und einen Dolomitanteil ist bei dieser Methode etwas ungenau. Eine ungefähre Angabe des Dolomitanteils kann aus der Annahme abgeleitet werden, dass Kalzit sehr rasch (innerhalb 15 bis 30 Sekunden) und Dolomit erst mit einiger Verzögerung reagiert. Aus dem Gesamtkarbonatanteil (Ablesung nach 15 Minuten) und dem Kalzitanteil (Ablesung nach 15 Sekunden) wurde der Dolomitanteil semiquantitativ hergeleitet.

Nebst der unter a) angegebenen Analyse wurden die Karbonatgehalte von 15 Proben eines Vertikalprofils aus der Pfahlbohrung 677 der Hangsicherungspfahlwand bestimmt. Diese Proben wurden etwa alle Meter direkt aus der Pfahlwand entnommen. Es wurden dabei nur tonreiche, kompakte Proben ausgewählt.

c) Tonmineralogie

Für die Analyse der tonmineralogischen Zusammensetzung der Seebodenlehme wurde sowohl das Probenmaterial der Oedometerproben als auch dasjenige der 15 Proben aus dem

Bohrpfahl 677 mit 2m Ameisensäure entkarbonatet, mittels Ultraschall dispergiert und die Fraktion < 2 µm in Atterbergzylindern quantitativ abgetrennt. Mit der Fraktion < 2 µm wurden orientierte Schmierpräparate hergestellt, die eine qualitative, röntgenographische Identifikation der Tonminerale nach ihren 00l-Reflexen ermöglichte. Einige Proben wurden zusätzlich mit Glycerin gesättigt oder mit Alkylammonium (C-14) eingelagert, um differenziertere Hinweise über das Vorhandensein und die Art von quellfähigen Tonmineralen zu bekommen.

Die Präparate wurden in obig erwähntem Röntgendiffraktometer aufgenommen. Der Aufnahmebereich 2θ betrug bei den unbehandelten Präparaten 2 – 65°, bei den mit Glycerin gesättigten 2 – 20° und bei den mit Alkylammonium eingelagerten Präparaten 1.5 – 15°. Die Tonmineralanteile wurden aufgrund der Peakhöhen semiquantitativ abgeschätzt und sind nur als grobe Angaben zu verstehen.

d) Quarz- und Kaolinitgehalt in der Fraktion < 2 µm

Die Fraktion < 2 µm besitzt nebst Tonmineralen auch einen geringen Anteil an Quarz. Für die Bestimmung des effektiven Tongehaltes der Oedometerproben wurden daher die Quarzgehalte dieser Korngrößenfraktion quantitativ ermittelt. Dies geschah mittels Infrarotspektalanalyse (IR-Methode), mit welcher der Quarzanteil bis auf wenige Prozente genau quantifiziert werden kann. Mit dieser Methode kann zusätzlich auch Kaolinit quantifiziert werden, der in den Röntgendiffraktogrammen nur schwer von Chlorit zu unterscheiden ist.

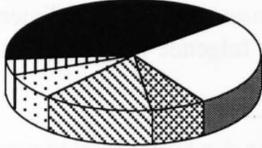
Dazu wurden 1mg der Fraktion < 2 µm mit 300mg KBr vermischt und unter Druck (12 t/cm²) und Vakuum Tabletten hergestellt. KBr verflüssigt sich unter hohem Druck und umfließt das Probenmaterial. Die Tabletten wurden in die IR-Apparatur eingespannt und mit polychromatischem IR durchstrahlt. Die Aufzeichnung der Absorption von IR-Energie als Funktion der Wellenlänge ergab für jede Probe ein sog. IR-Spektrum mit verschiedenen, mineralspezifischen Banden. Mittels der ermittelten Extinktion für die Quarzbande bei 799cm⁻¹ resp. für die Kaolinitbande bei 3699cm⁻¹ und Eichgeraden wurde der Quarz- resp. Kaolinitgehalt quantitativ bestimmt.

e) Gehalt an quellfähigen Tonmineralen der dünnen Tonhorizonte

Bei den Untersuchungen der dunkelgrauen, tektonischen und sedimentären Tonhorizonte musste auf ein Entkarbonaten und Abtrennen der Fraktion < 2 µm verzichtet werden, da von diesen Proben nur sehr geringe Mengen verfügbar waren. Zusätzlich zu diesen Tonhorizonten wurden jeweils auch die direkt benachbarten Bereiche analysiert, um allfällige Änderungen in der Tonmineralogie feststellen zu können. An all diesen Proben wurden am Gesamtmaterial die Isothermen bei verschiedenen Gaspartialdrücken gemessen (vgl. dazu HAAS, 1991). Diese Isothermen zeigen die Abhängigkeit des Wassergehaltes (in %) in Funktion des

Tabelle 2.1: Mineralogie des Gesamtmaterials (Flurlingen).

Mineral	Proben	301.4	301.5	302.2	FLT7	655	666	705.2	693.2
Quarz		10	15	13	10	16	13	12	14
Albit		4	7	5	5	7	6	7	9
Kalifeldspat		3	4	5	3	7	5	6	7
Kalzit		27	27	24	26	24	27	28	29
Dolomit		8	7	7	5	6	7	7	8
Tonminerale		32	33	39	42	34	32	33	30
Total		85	93	93	91	94	90	93	97
Anteil < 2 µm		46	45	50	58	44	42	45	42



- Kalzit
- Albit
- Dolomit
- Kalifeldspat
- Quarz
- Tonminerale

relativen Dampfdrucks p/p_0 , wobei p den gemessenen Wasserdampfdruck und p_0 den Sättigungsdampfdruck des Wassers bei der Messtemperatur T darstellt. Zusätzlich wurden die äusseren Oberflächen des Probenmaterials mit der Stickstoff-Tieftemperatur-Methode (BET-Methode) bestimmt. Diese beiden Methoden kombiniert erlauben eine Bestimmung der inneren Oberfläche des Probenmaterials, welche ein indirektes Mass für den Smektitgehalt darstellt (HAAS, 1991).

2.6.1.3 Resultate

a) Mineralogie des Gesamtmaterials

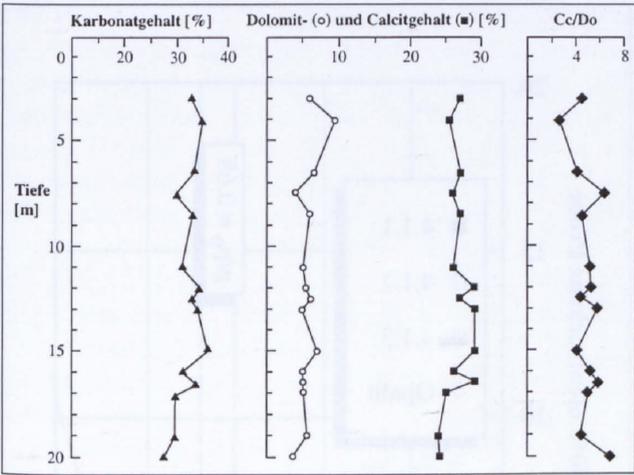
Die untersuchten Proben wiesen alle eine sehr ähnliche mineralogische Zusammensetzung auf (Tab. 2.1), obwohl sie aus ganz unterschiedlichen Bohrungen und Tiefen stammten. Mit ca. 30–37% (Gewichtsprozent des Gesamtmaterials) waren die Karbonate bei allen Proben die stärksten Vertreter der Nicht-Tonminerale. Es folgten Quarz mit ca. 10–16% und Albit mit ca. 4–9%. Der Kalifeldspat-Anteil variierte zwischen ca. 3 und 7%. Der Tonmineralanteil bewegte sich zwischen 32 und 42%.

b) Karbonatgehalt

Die Gesamtkarbonatgehalte der Proben aus dem Bohrfahl 677 lagen im allgemeinen zwischen ca. 30 und 36% (Fig. 2.14). Nur im untersten Bereich der Abfolge wurden tiefere Werte von ca. 28% gemessen. Das Verhältnis Kalzit/Dolomit schwankte zwischen ca. 3 und 8.

c) Tonmineralogie der Abfolge der Seebodenlehme allgemein

Der Anteil der Fraktion < 2 µm der untersuchten Proben schwankte zwischen 40 und 58% (Tab. 2.1). Dass diese Anteile bei allen Proben so hoch ausfielen, war teilweise auf die subjektive Auswahl der Proben zurückzuführen, mussten diese doch für den Einbau in die Oedometerapparatur kompakt und gut bearbeitbar sein.



Figur 2.14: Karbonatverteilung innerhalb der Seebodenablagerungen aus dem Bohrpfahl 677 der Hangsicherungs-Pfahlwand.

Die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ über das Vertikalprofil des Bohrpfahles 677 war erstaunlich konstant. In allen 15 Proben waren nebst Quarz und geringen Feldspatanteilen die Tonminerale Chlorit und Illit vertreten. Zusätzlich zu diesen im allgemeinen eher nicht-quellfähigen Tonmineralen führten sämtliche Proben auch quellfähige Anteile, die in allen Fällen aus einer Wechsellagerung Illit/Smektit bestanden. Kaolinit konnte – wenn überhaupt – nur in Spuren nachgewiesen werden.

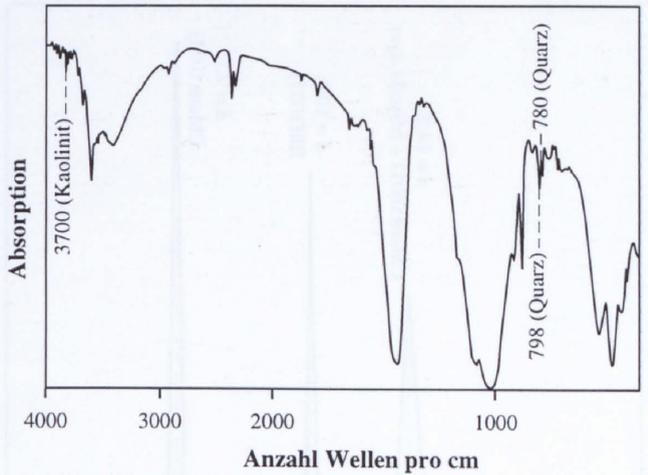
Illit/Muskovit

Illit resp. Muskovit zeigen drei charakteristische Peaks bei 3.33\AA , 5\AA und ungefähr 10\AA . Muskovit besitzt im Vergleich zu Illit im Bereich $20 - 30^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$ zusätzliche Reflexe. Diese konnten jedoch wegen der Reflexe der anderen Minerale, welche in der Probe zusätzlich vorhanden waren, nicht identifiziert werden. Aufgrund der Halbwertsbreiten der 10\AA -Reflexe, welche nach KISCH (1980) dem unteren epizonalen Bereich zuzuordnen sind, sowie der scharfen Ausbildung der ersten drei Basisreflexe dürfte es sich aber zu einem grossen Teil um Muskovit handeln. Die Glimmerplättchen waren in den Proben der Seebodenablagerungen auch von Auge erkennbar.

Die asymmetrischen Peakformen der 001- und der 003-Reflexe sprachen zusätzlich für das Vorhandensein von Illit. Die 001-Reflexe waren gegen höhere und die 003-Reflexe gegen tiefere d-Werte hin leicht asymmetrisch, was auf eine leichte, randliche Aufweitung der Illit-Teilchen zurückzuführen ist, die beispielsweise durch K-Entzug aus den Zwischenschichten als Folge der Verwitterung entstehen kann. **Der Illit-/Muskovitgehalt in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ dürfte grob abgeschätzt 25 und 35% betragen.**

Chlorit

Der 001-Reflex von Chlorit liegt bei $d \approx 14\text{\AA}$ und ist in den hier untersuchten Fällen deutlich schwächer ausgebildet als



Figur 2.15: Infrarotspektrum der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ der Probe 693.2.

der 002-Reflex. Der Chlorit zeigt hohe $\text{Int}(002)/\text{Int}(001)$, was für einen Fe-reichen Chlorit spricht. Da der Schichtabstand bei der Einlagerung von Glycerin unverändert blieb, handelte es sich hierbei nicht um eine quellfähige Varietät von Chlorit. Dieser würde sich beim quellfähigen Chlorit von 14\AA auf 18\AA aufweiten (BAILEY, 1982). Bei einem Vergleich der Peakhöhen von Illit 001 und Chlorit 002 resultierten etwa gleich hohe Chlorit- und Illitgehalte. **Die Chloritgehalte in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ liegen grob abgeschätzt zwischen 25 und 35 %.**

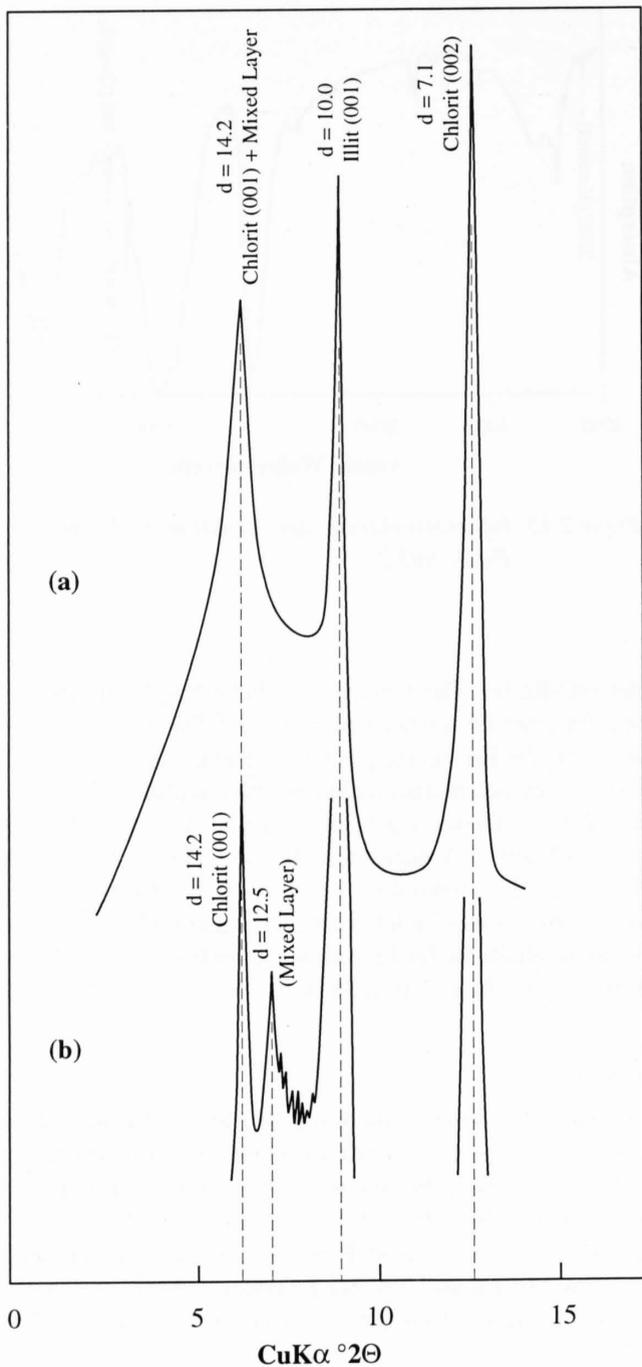
Kaolinit

In den IR-Spektren zeigt Kaolinit eine charakteristische Absorptionsbande in der OH-Region bei 3699cm^{-1} (Fig. 2.15). Dieses Tonmineral konnte – wenn überhaupt – nur in sehr geringen Spuren nachgewiesen werden. Nur gerade in zwei der insgesamt acht Proben konnte es quantifiziert werden. Mit **1.6 und 2% der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$** oder nicht einmal 1% des Gesamtmaterials ist dieser Gehalt vernachlässigbar klein.

Wechsellagerungen

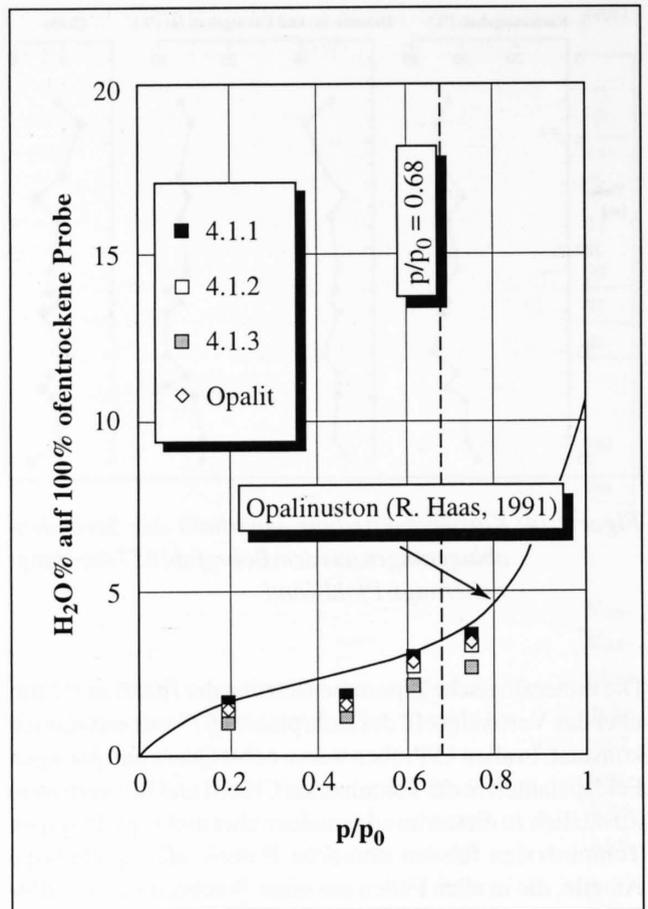
Aufgrund der Peakpositionen ($2\theta \approx 3^\circ$ bei Alkylammonium-Einlagerung) handelte es sich bei diesen Mineralen durchwegs um **Wechsellagerungen von Illit und Smektit**, welche jedoch unterschiedlicher Ordnung waren.

Es traten meist unregelmässige Wechsellagerungen auf, welche in den Diffraktogrammen der mit Alkylammonium eingelagerten Proben ausnahmslos breite Schultern aufwiesen und im luftgetrockneten Zustand keine integralen Serien von Basisreflexen erkennen liessen. Aufgrund der Peakpositionen zeichnete sich innerhalb der Wechsellagerungen ein Verhältnis Illit : Smektit von rund 2:1 ab. In den Diffraktogrammen der luftgetrockneten Präparate überlagerten die Basisreflexe der Wechsellagerungen bis zu einer Tiefe von ca. acht Metern jeweils den 001-Reflex von



Figur 2.16: (a) Überlagerung des Chloritpeaks ($d=14.2 \text{ \AA}$) durch den Mixed-Layer Peak bei einer Probe aus 7.5 Metern Tiefe. (b) Bei der Probe aus 8 Metern Tiefe tritt der Mixed-Layer Peak ($d=12.5 \text{ \AA}$) isoliert auf. Die Proben sind luftgetrocknet.

Chlorit. Erst ab 8.5 Metern traten die Mixed-Layer als isolierte, unruhige Peaks mit breiten Schultern auf (Fig. 2.16). Diese Aufweitung der Basisabstände der Mixed-Layer-Tonminerale in den obersten ca. acht Metern ist entweder auf Smektit oder auf eine Wechsellagerung mit sehr vielen Smektit-Komponenten zurückzuführen.



Figur 2.17: Wasseradsorptions-Isothermenmessungen an Proben aus der Gleitschicht (4.1.1.) und aus dem Nachbarmaterial (4.1.2. und 4.1.3.). Als Referenzmaterial wurde Opalit benutzt. Die Probe aus der Gleitschicht hatte bei vergleichbaren Gaspartialdrücken am meisten adsorbiertes Wasser.

d) Quarzgehalt in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$

Quarz wird im IR-Spektrum durch zwei charakteristische Absorptionsbanden bei 799cm^{-1} resp. 778cm^{-1} charakterisiert (Fig. 2.15). Für die Quantifizierung wurde die Bande bei 799cm^{-1} benutzt. Aus den Messungen resultierten **Quarzgehalte von rund 4 bis 9% bezogen auf die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$** oder rund 2 bis 5% bezogen auf das Gesamtmaterial.

e) Gehalt an quellfähigen Tonmineralen

Gleitschichtmaterial

Die Wasseradsorptions-Isothermen (Fig. 2.17) zeigen, dass das Gleitschichtmaterial beider Lokalisationen im Vergleich zum Nachbarmaterial jeweils das grösste Wasseraufnahmevermögen besass. Dies kann entweder auf feinkörnigeres Material, auf einen höheren Gehalt an Tonmineralen allgemein oder einen höheren Gehalt an quellfähigen Tonmineralen innerhalb der Gleitschicht im Vergleich zum Nachbarmaterial zurückgeführt werden. Zusätzlich ist eine Kombination dieser drei Möglichkeiten denkbar.

Die über die inneren Oberflächen bestimmten Anteile an quellfähigen Schichten lagen für die Proben aus den Gleitschichten jeweils am höchsten (Tab. 2.2) und schwankten bei den Proben nahe resp. an den Gleitflächen zwischen 5 und 10 % bezogen auf das Gesamtmaterial. Geht man von einem mittleren Gehalt der Fraktion < 2 µm von 45% aus (für diese Proben konnte der Anteil dieser Fraktion als Folge zu geringer Probemengen nur abgeschätzt werden), machten die quellfähigen Schichten rund 10 – 20% der Fraktion < 2 µm aus. Wird der Gehalt an quellfähigen Schichten umgerechnet auf den Gehalt an Mixed-Layer-Tonmineralen Illit/Smektit im Verhältnis 2:1 (2 Teile im wesentlichen nicht quellfähig, 1 Teil quellfähig), ergeben sich entsprechend dreimal so hohe Gehalte an Mixed-Layer-Tonmineralen.

Mindestens für die Proben aus der Scherfläche des Tagbauteils des Flurlingertunnels wird aus den BET-Analysen und den Röntgendiffraktogrammen ersichtlich, dass das Gleitschichtmaterial im Vergleich zum Nachbarmaterial offenbar feinkörniger ist. Mit der Feinkörnigkeit steigt bei gleicher Mineralogie die äussere Oberfläche. Die innere Oberfläche sollte hingegen ungefähr gleich hoch bleiben. Da jedoch auch die inneren Oberflächen gegen die Gleitschicht hin z.T. deutlich zunehmen, kann auf einen erhöhten Gehalt an quellfähigen Schichten innerhalb der Scherfläche geschlossen werden. Ähnliche Schichtabstände der Wechsellagerungen bei den jeweiligen Proben deuteten darauf hin, dass im Gleitschichtmaterial die höchsten Anteile an Mixed-Layer-Tonmineralen vorlagen.

Sedimentäre Lagen

Bei der Untersuchung der sedimentär bedingten Schichten wurden vier verschiedene Zonen unterschieden, welche sich alle innerhalb von ca. 0.5 cm befanden. Die Zone S2 bestand aus dem unteren Teil einer dünnen Siltlage und Teilen einer dunklen, glänzenden Tonlage, welche sich direkt darunter befand; bei S3 handelte es sich um die dunkelgraue Tonlage selbst, die hauchdünn ausgebildet war; S4 und S5 schliesslich bestanden aus grauem resp. graubeigem tonigem Silt und befanden sich unterhalb von S3.

Die 001-Reflexe von Illit und Chlorit in den Diffraktogrammen der Proben S2 bis S5 waren immer etwa gleich ausgeprägt. Im Bereich $2\Theta \approx 2^\circ$ traten bei den Proben S2 bis S4 unterschiedlich ausgeprägte Peaks von Mixed-Layer-Tonmineralen auf. Aufgrund der Peakhöhen schien der Gehalt an quellfähigen Tonmineralen bei der Probe S3 (dunkle, glänzende Tonlage) am höchsten zu sein und von hier weg über S4 nach S5 kontinuierlich abzunehmen. Beim Diffraktogramm von S5 war praktisch kein Mixed-Layer-Peak mehr erkennbar. Diese Abnahme der Anteile an quellfähigen Schichten von der dunklen Tonlage weg konnte mit den durchgeführten Oberflächenbestimmungen nicht bestätigt werden. Die Anteile an quellfähigen Schichten lagen dort mit 7 – 8% bezogen auf das Gesamtmaterial bei allen vier Proben – auch der dunkelgrauen, glänzenden, sedimentären Lage – etwa gleich hoch (Tab. 2.2).

Tabelle 2.2: Abschätzung des Anteils an quellfähigen Schichten im Gleitschichtmaterial und in den sedimentären Lagen mittels Oberflächenbestimmung.

Probe	w_{tot} bei $p/p_0=0.68$ [%]	äussere Oberfl. nach BET [m^2/g]	innere Oberfl. 2. Schicht [m^2/g]	% quellfähige Schichten	% 2:1 ML Illit-Smektit
4.1.1	3.2	32	49	8	24
4.1.2	2.9	30	40	6	18
4.1.3	2.3	25	29	5	15
92-1	3.5	29	63	10	30
92-2	3.2	28	55	9	27
S2	2.9	24	53	8	24
S3	2.5	20	48	8	24
S4	2.6	25	41	7	21
S5	3.3	32	52	8	24

Innere Oberfläche = $35m^2/g W_{tot} - 2 BETm^2/g$ (HAAS, 1991).
 Anteil quellfähige Schichten = 0.158 innere Oberfläche (HAAS, 1991).

f) Herkunft der Mineralien

Die Kalzit/Dolomit-Verhältnisse der Seebodenablagerungen von Flurlingen lagen sehr hoch im Vergleich zu Werten aus der Oberen Süsswassermolasse des näheren Einzugsgebietes des Rheingletschers, welche nach HOFMANN (1969) zwischen 0.07 und 0.4 schwankten. Die Mergel aus der Unteren Süsswassermolasse (USM) aus einem Bohrkern vom Nordteil von Flurlingen besaßen Werte zwischen 0.5 und etwa 2.0 (SCHINDLER, 1985). Die USM ist im Einzugsgebiet des Rheingletschers im Bereich Flurlingen – Laufen – Uhwiesen und südlich des Cholfirsts aufgeschlossen. Es ist anzunehmen, dass sie teilweise vom Thurlappen des Rheingletschers aufgearbeitet wurde. HAHN (1969) ermittelte für die Flussbettsande des Rheins vor der Einmündung in den Bodensee Cc/Do-Verhältnisse zwischen 5 und 6. Diese hohen Werte deuten darauf hin, dass die hohen Cc/Do-Verhältnisse der Seebodenablagerungen von Flurlingen eher auf das aufgearbeitete Material aus dem grossräumigeren, alpinen Einzugsgebiet des Rheingletschers zurückzuführen sind und in diesem Falle nicht nur die Zusammensetzung des näheren Ablagerungsgebietes widerspiegeln.

Theoretisch könnten die hohen Werte auch durch sekundäre Kalzitbildung innerhalb der Seebodenablagerungen erklärt werden, welche jedoch nicht festgestellt wurde. Die relativ konstanten Kalzit- und Dolomitgehalte über das untersuchte Profil hinweg (vgl. Fig. 2.14) sprechen für einen, von der

Zusammensetzung her relativ konstanten, detritischen Eintrag. Dass die Karbonate detritisch eingeschwemmt wurden, zeigen auch die praktisch parallel verlaufenden Kurven des Dolomit- und des Gesamtkarbonatgehaltes. Dolomit wurde mit Sicherheit detritisch zugeführt. Die Schwankungen des Dolomitgehaltes widerspiegeln ziemlich genau die Schwankungen des Gesamtkarbonatgehaltes und relativ genau diejenigen des Kalzitgehaltes.

Die quellfähigen Tonminerale müssen aus dem aufgearbeiteten, regionalen Molasseuntergrund stammen. Nach MÜLLER & QUATERNAAT (1969) führt der Rhein oberhalb des Bodensees jedenfalls keinen Montmorillonit, womit eine alpine Herkunft dieses Tonminerals ausgeschlossen werden kann.

PETERS et al. (1972) beschrieben aus den tortonischen Molassemergeln (OSM) der Gruben bei Bruggwald SG und Istighofen/TG als häufigste Tonminerale Illit, Chlorit und Montmorillonit. Die Montmorillonitanteile bezogen auf die Tonminerale lagen zwischen 20 und 60%. Mixed-Layer-Tonminerale sind aus der Oberen Süßwassermolasse sehr spärlich dokumentiert. In den Mergeln der Grube von Bruggwald wurden nur gerade in einer Schicht Mixed-Layer-Tonminerale festgestellt (PETERS et al., 1972). Demgegenüber wurden von denselben Autoren aus einer Grube bei Rafz aquitane Molassemergel (USM) beschrieben, welche über das Vertikalprofil hinweg einen relativ konstanten Mixed-Layer-Anteil aufwiesen. Als Quellen für die Mixed-Layer-Tonminerale kommen daher am ehesten die Untere Süßwassermolasse und aufgearbeitetes Moränenmaterial aus dem Gebiet südlich des Cholfirsts in Frage. Kaolinit ist nach PETERS et al. (1972) auf die sog. Bodenseeschüttung in der Oberen Süßwassermolasse beschränkt. Die Spurenanteile von Kaolinit in den untersuchten Proben sprechen also für eine Herkunft aus der OSM. Montmorillonit, Chlorit und Illit können aus dem Gletschereinzugsgebiet nördlich und südlich des Cholfirsts stammen, Illit und Chlorit mindestens zum Teil auch aus dem Alpenraum. Die Zusammensetzung der Proben aus den Seebodenablagerungen widerspiegeln demzufolge sowohl die Mineralogie des Ursprungsgebietes als auch diejenige der regionalen Umgebung des Ablagerungsraumes (vgl. PETERS, 1969).

2.6.1.4 Folgerungen

Eine klare Differenzierung der Abfolge der Seebodenlehme aufgrund der tonmineralogischen Zusammensetzung war mit der Analyse der 15 Proben nicht möglich, da das Profil zu punktuell beprobt wurde. Schwankungen können schon allein durch Änderungen des Sedimenteintrages in den See bedingt sein. Um diese nachzuweisen, hätte das Profil jedoch Millimeter um Millimeter beprobt und analysiert werden müssen, was enorm zeit- und arbeitsaufwendig gewesen wäre. Die vorliegenden Resultate sollten daher nicht als einen repräsentativen Überblick über das ganze Profil betrachtet werden. Die Analysen zeigten in den oberen ca. 8 Metern der Seebodenablagerungen höhere Gehalte an quellfähigen Schichten innerhalb der Mixed-Layer-Tonminerale.

Innerhalb der Abfolge der Seebodenablagerungen traten, wie dies zu erwarten war, Zonen mit erhöhten Gehalten an quellfähigen Tonmineralen auf. Solche Anreicherungen sind normalerweise sedimentationsbedingt. Die auf quellfähige Tonminerale untersuchte sedimentäre Wechsellagerung zeigte eine Zunahme von solchen Mineralen gegen die hauchdünne, dunkelgraue Tonlage hin. Dies ist sedimentologisch durchaus erklärbar, wobei diese Lage dem Ende eines Ablagerungszyklus (beispielsweise eines Trübestromes) entspricht. Dabei hätten sich die kleinsten, quellfähigen Tonteilchen erst nach dem Abklingen der Turbulenzen aus der Suspension abgelagert.

Für Gleitschichten würde man dasselbe erwarten, wären diese an sedimentäre Zonen gebunden. Da die untersuchten Proben jedoch aus eindeutig tektonisch bedingten, diskordant zur sedimentären Lagerung liegenden Gleithorizonten stammten, wurde eine im Vergleich zum Nachbarmaterial identische Tonmineralogie erwartet. Die untersuchten Scherhorizonte wiesen jedoch ebenfalls – wenn auch geringfügig – höhere Gehalte an quellfähigen Tonmineralen auf (Tab. 2.2). Eine sedimentäre Anreicherung dieser Minerale kann für diesen Fall ausgeschlossen werden. Möglicherweise kam es nach der Ausbildung der Scherfläche und einem dadurch erhöhten Wasserfluss zu einer erhöhten Verwitterung der Feldspäte und zu einer Neubildung von quellfähigen Mineralen. Der Chemismus der Porenlösung innerhalb der Scherfläche, welcher möglicherweise von jenem der Porenlösung im Nachbarmaterial abwich, könnte dabei eine wesentliche Rolle gespielt haben. Eine im Vergleich zum Porenwasser des Nachbarmaterials tiefere Aktivität von Kalium in der Porenlösung innerhalb der Gleitschicht hätte beispielsweise zu einer Umbildung von Illit in Illit/Smektit-Wechsellagerungen führen können. Dabei wäre der Kalifeldspat verschwunden. In den Röntgen-Diffraktogrammen ist dies jedoch nicht ersichtlich. Die beprobten, eindeutig tektonischen Scherflächen führten zur Zeit des Aushubs kein Wasser. Hinweise aus der Literatur für eine sekundäre Neubildung von quellfähigen Tonmineralen innerhalb von Scherzonen wurden keine gefunden. Die Möglichkeit, dass durch den Wasserfluss quellfähige Tonminerale in die Scherzone eingeschwemmt wurden, ist unwahrscheinlich, da diese Tonteilchen mit ihrem geringen Teilchendurchmesser als erste aus der Scherzone ausgeschwemmt worden wären. Inwieweit Neubildungen innerhalb des noch kompakten Sedimentpaketes als Folge von bestimmten Spannungszuständen in Frage kommen, ist unklar.

2.6.2 Plastizitätseigenschaften

2.6.2.1 Einführung

Die Plastizitätseigenschaften werden durch die **Ausrollgrenze** w_P und die **Fliessgrenze** w_L (sog. Atterberg- oder Konsistenzgrenzen) charakterisiert. Die beiden Werte entsprechen Wassergehalten bei ganz bestimmten Zuständen der Probe. Die Ausrollgrenze entspricht demjenigen Wassergehalt, bei dem das Material vom plastischen (bildsamen) in den festen (krümelnden) Zustand übergeht. Die Fliessgrenze

ist derjenige Wassergehalt, bei dem das Material vom flüssigen (fliessenden) in den plastischen Zustand übergeht.

Beide Werte, die Fliess- und die Ausrollgrenze, sind Materialkonstanten. Sie sind damit unabhängig vom natürlichen Wassergehalt und von Einflüssen wie Konsolidationsgrad und Austrocknung. Der Anteil und die Art der Tonminerale sind unter anderem wichtige Faktoren, die die Atterberg-Grenzen einer Tonprobe und damit das bodenmechanische Verhalten eines Bodens bestimmen (MÜLLER-VONMOOS, 1983). Nach LAGALY (1988) hängen diese Werte je nach Art der Tonminerale auch mehr oder weniger von den Gegenden ab.

Die Differenz $w_L - w_P$ ergibt die **Plastizitätszahl I_P** , die den Bereich der Wassergehalte angibt, bei welchen sich der Ton plastisch verhält (vgl. LANG & HUDER, 1990). Die Atterberggrenzen ermöglichen zusammen mit der Plastizitätszahl eine Klassifikation der feinkörnigen Lockergesteine.

2.6.2.2 Ziel der Untersuchungen

In diesem Kapitel wurden die Plastizitätseigenschaften der Seebodenablagerungen von Flurlingen und Rapperswil einander gegenübergestellt. Der grösste Teil der Daten stammt aus geologischen Berichten.

Mit Hilfe der Labordaten sollte die Frage der Abhängigkeit der Plastizitätseigenschaften von der Vorbelastung untersucht werden, wobei versucht wurde, materialbedingte Einflüsse von geologischen Einflüssen zu trennen. Die Daten von Proben aus Rapperswil wurden aus folgenden Gründen herbeigezogen:

- Die interessierenden Seebodenablagerungen von Flurlingen und Rapperswil weisen eine unterschiedliche Konsolidationsgeschichte auf: die Seeablagerungen von Rapperswil sind sehr weich gelagert und wurden nicht vorbelastet, diejenigen von Flurlingen sind sehr dicht gelagert und sind glazial vorbelastet.
- Die Wassergehalte der Proben von Flurlingen liegen näher an der Ausrollgrenze als an der Fliessgrenze. Für die Proben aus Rapperswil verhält es sich gerade umgekehrt. Diese Tatsache lässt vermuten, dass die Wassergehalte der Seebodenlehme von Flurlingen postsedimentär durch geologische Prozesse herabgesetzt worden sind.

2.6.2.3 Versuchsmethodik

Die Konsistenzgrenzen wurden durch normierte Versuche ermittelt. Die **Ausrollgrenze** wird an einer Bodenprobe bestimmt, die beim Ausrollen bei einem Durchmesser von 3mm zu zerbröckeln beginnt. Die **Fliessgrenze** wird mit dem Casagrande-Gerät ermittelt. Diese Versuche sind sehr einfach durchzuführen, gewähren mit gewissen Einschränkungen eine relativ gute Reproduzierbarkeit und werden international angewendet. Damit sind die Voraussetzungen für Vergleiche von Daten, die in verschiedenen Labors

ermittelt wurden, gegeben. Für genauere Angaben über die Durchführung der Versuche wird auf das Normenblatt SN 670 345 verwiesen.

2.6.2.4 Auswertungsmethodik

Aus der Verbindung der Konsistenzgrenzen w_L und w_P mit anderen Grössen wie dem natürlichen Wassergehalt oder dem Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ in einer Probe ergeben sich weitere, nützliche Bodenkennwerte:

a) Liquiditätszahl I_L / Konsistenzzahl I_C

Die Verknüpfung des natürlichen Wassergehaltes w mit den Atterberg-Grenzen ergibt ein Mass für die Zustandsform eines Bodens und kann entweder durch die **Liquiditätszahl I_L** oder durch die **Konsistenzzahl I_C** erfasst werden. Diese beiden Werte ergeben sich aus folgenden Formeln:

$$I_L = \frac{(w - w_P)}{I_P} \quad \text{und} \quad I_C = \frac{(w_L - w)}{I_P} = 1 - I_L$$

Diese Werte sind nun keine Materialkonstanten mehr, da der natürliche Wassergehalt der Probe mithineinspielt. Eine Herabsetzung des natürlichen Wassergehaltes – beispielsweise durch Austrocknung oder Konsolidation – ist mit einer Erniedrigung der Liquiditätszahl verbunden. Für die Gegenüberstellung der Liquiditätszahlen wurden in dieser Arbeit nur Daten von ungestörten Proben verwendet, da die im gestörten Zustand angelieferten Proben u.U. bereits etwas ausgetrocknet gewesen sein könnten, was eine Erniedrigung der Liquiditätszahlen zur Folge gehabt hätte.

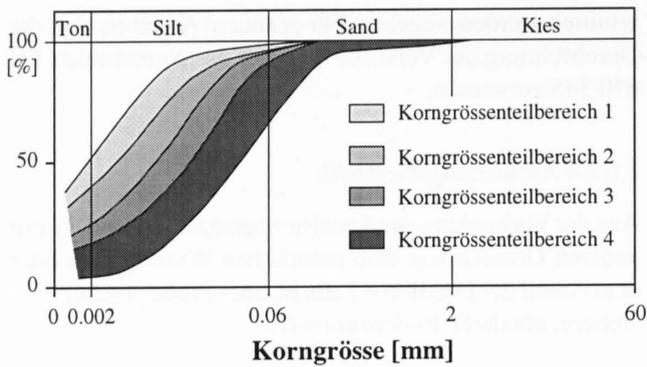
Die Liquiditätszahl ist indirekt ein Mass für die Lagerungsdichte und kann nach SCHLÜCHTER (1984) für die Beurteilung der Vorbelastung eines Sediments herbeigezogen werden. Mit Hilfe der Liquiditäts- resp. Konsistenzzahl können die Böden in halbfeste, plastische und zähflüssige Böden eingeteilt werden (LANG & HUDER, 1990).

b) Aktivitätszahl I_A

Das Wasserbindungsvermögen von Proben mit gleichen Anteilen der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ kann sehr unterschiedlich sein. Je höher die Anteile der Tonminerale allgemein und/oder der quellfähigen Tonminerale in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ sind, desto mehr Wasser kann gebunden werden. Die sog. **Aktivitätszahl I_A** bildet eine Möglichkeit, dies zahlenmässig zu erfassen. I_A ist folgendermassen definiert:

$$I_A = \frac{I_P}{q^*}$$

- I_P Plastizitätszahl
- q^* prozentualer Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ bezogen auf ein Maximalkorn von 0.5mm



Figur 2.18: Korngrößenverteilungsbereich der Seebodenablagerungen von Flurlingen und Rapperswil und dessen Unterteilung in verschiedene Korngrössenteilbereiche.

Böden mit $I_A < 0.75$ werden als **inaktiv**, solche mit $0.75 < I_A < 1.25$ als **normalaktiv** und jene mit $I_A > 1.25$ als **aktiv** bezeichnet (LANG & HUDER, 1990).

c) Ausgewählter Korngrößenverteilungsbereich

Wegen der grossen Abhängigkeit der Plastizitätseigenschaften von der Kornverteilung wurden nur Proben aus einem bestimmten Korngrößenverteilungsbereich miteinander verglichen. Dieser Korngrößenverteilungsbereich wurde in vier weitere Teilbereiche unterteilt (Fig. 2.18), um die Abhängigkeit der Plastizitätseigenschaften von der Kornverteilung differenzierter zu erfassen.

Proben, deren Kornverteilungskurven nicht vollständig in einen dieser Teilbereiche fielen, sondern mehrere Teilbereiche streiften, wurden als «gemischt» bezeichnet und nur beschränkt in die Betrachtungen einbezogen.

2.6.2.5 Resultate

a) Klassifikation der untersuchten Seebodenablagerungen

Im Plastizitätsdiagramm von CASAGRANDE (PRINZ, 1982) liegen praktisch sämtliche berücksichtigten Proben oberhalb der sog. A-Linie, was für anorganische Tone typisch ist (Fig. 2.19). Die Proben von Rapperswil liegen im leicht- bis mittelplastischen Bereich, diejenigen von Flurlingen zumeist im Bereich der mittel- bis hochplastischen Tone.

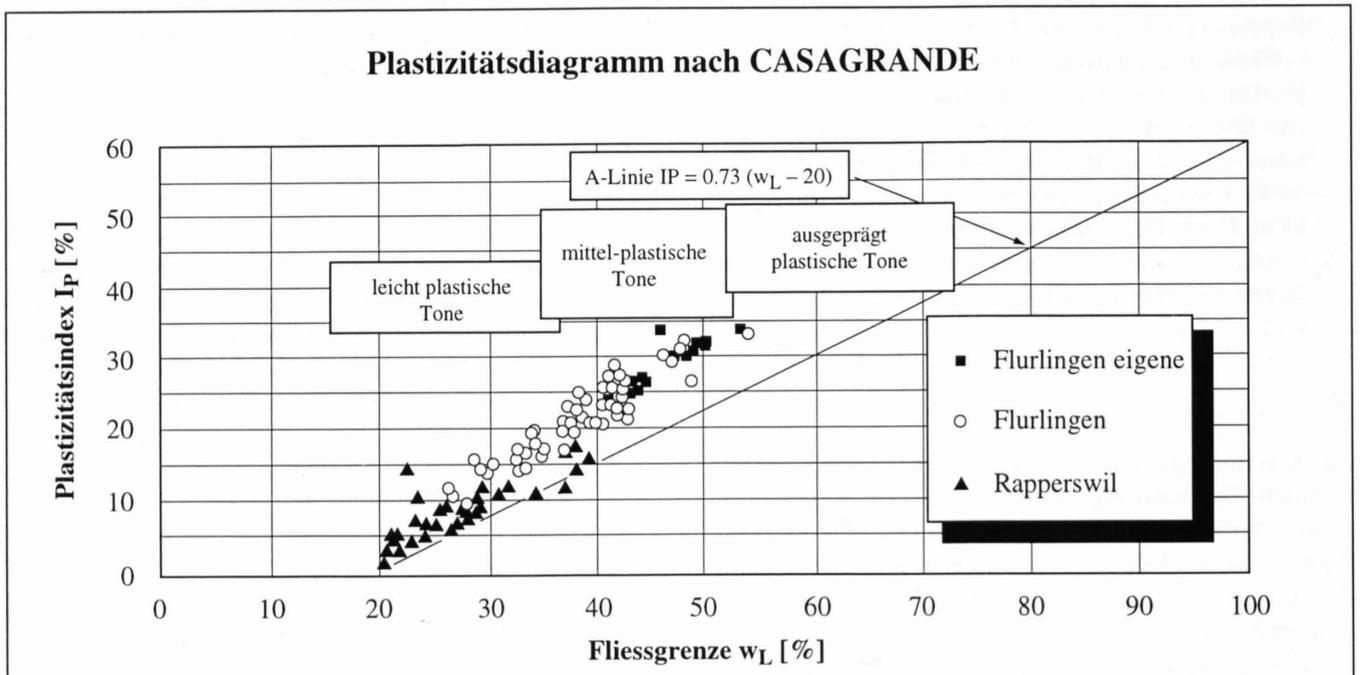
b) Unterschiede im Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ und in der Art der Tonminerale

Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$

Bei den Proben vom Flurlingerhang schwankten die Anteile zwischen 16 und 58% (Durchschnittswert 38%), bei denjenigen von Rapperswil zwischen 19 und 35% (Durchschnittswert 26%).

Anteil an Tonmineralen

Der Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ darf nicht mit dem Anteil an Tonmineralen gleichgesetzt werden (vgl. Kap.2.6.1.3). Von den Proben aus Rapperswil waren nur vier Analysen vorhanden. Die Anteile an Tonmineralen schwankten dort zwischen 16 und 29%, bezogen auf die Gesamtprobe. Einzelne Proben besaßen innerhalb der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ einen Quarzgehalt von bis zu 13% (IGT-Bericht, 1991b). Bei den



Figur 2.19: Lage der Flurlinger- und der Rapperswiler-Proben innerhalb des Plastizitätsdiagramms nach CASAGRANDE.

Tabelle 2.3: Tonmineralanteil der Fraktion < 2 µm der Proben von Rapperswil und von Flurlingen (Daten von Rapperswil aus IGT-Bericht, 1991b).

	Probenbezeichnung	Anteil < 2 µm	Quarzgehalt ¹⁾	Karbonat-Gehalt ¹⁾	Gehalt an Tonmineralen ¹⁾	Art der Tonminerale
Flurlingen	FL 301.4	46	3	10	33	Ill, Chl, ML
	FL 301.5	45	3	9	33	Ill, Chl, ML, (K)
	FL 302.2	50	2	9	39	Ill, Chl, ML
	FLT7	58	5	11	42	Ill, Chl, ML
	FL 655	44	2	8	34	Ill, Chl, ML
	FL 666	42	2	8	32	Ill, Chl, ML
	FL 705.2	45	2	10	33	Ill, Chl, ML
	FL 693.2	42	3	9	30	Ill, Chl, ML, (K)
Rapperswil	44252/4	29	13	?	<16	Ill, Chl
	44527/1	35	11	?	<24	Ill, Chl, ML, K
	44527/3b	35	6	?	<29	Ill, Chl, ML
	44253/5	33	8	?	<25	Ill, Chl
Legende:						
	Ill	Illit				
	Chl	Chlorit				
	ML	Mixed-Layer Illit/Smektit				
	K	Kaolinit				
	1)	Anteile in der Fraktion < 2 µm, bezogen auf das Gesamtmaterial				

Flurlinger-Proben schwankten die Tonmineralanteile zwischen 32 und 42% der Gesamtprobe und lagen damit deutlich höher als jene von Rapperswil (Tab. 2.3).

Art der Tonminerale

Vier Probenanalysen (IGT-Bericht 1991b) aus zwei Bohrungen aus Rapperswil zeigten das Auftreten von Illit und Chlorit. In einer Bohrung wurden zusätzlich geringe Gehalte von Wechsellagerungen Illit/Smektit festgestellt (vgl. Tab. 2.3). Bei den Proben von Flurlingen traten hauptsächlich Illit, Chlorit und Wechsellagerungen Illit/Smektit auf. Der Anteil der Wechsellagerungen lag hier mit 15 – 30% des Gesamtmaterials deutlich höher als bei Rapperswil.

Vor allem die quellfähigen Schichten der Wechsellagerungen Illit/Smektit können die Plastizität eines Bodens erhöhen und ihm damit bautechnisch ungünstigere Bodeneigenschaften verleihen. Bereits geringe Mengen von Montmorillonit können in einem illitreichen Ton die Fließgrenze und damit die Plastizitätszahl beträchtlich erhöhen (LAGALY, 1988).

c) Unterschiede in den Plastizitätseigenschaften

Fließgrenze

Sowohl für die Proben von Flurlingen als auch für diejenigen von Rapperswil bestand eine deutliche, lineare Abhän-

gigkeit zwischen dem Anteil der Fraktion < 2 µm und der Fließgrenze. Proben mit höheren Anteilen dieser Fraktion besaßen innerhalb des Streubereichs höhere Fließgrenzen (Fig. 2.20). Die Proben von Flurlingen besaßen bei vergleichbaren Anteilen < 2 µm und innerhalb derselben Korngrössenteilbereiche um rund 10 – 15 % höhere Fließgrenzen als die Proben von Rapperswil. Diese Unterschiede gründen auf einer unterschiedlichen tonmineralogischen Zusammensetzung (verschiedene Anteile von unterschiedlichen Tonmineralen). Die Proben von Flurlingen enthalten sowohl mehr Tonminerale im allgemeinen als auch mehr quellfähige Tonminerale.

Ausrollgrenze

Die Ausrollgrenzen zeigten – vor allem für die Proben von Flurlingen – praktisch keine Abhängigkeit vom Anteil der Fraktion < 2 µm. Die betreffenden Regressionsgeraden in den entsprechenden Diagrammen verlaufen für beide Fälle viel flacher als diejenigen der Fließgrenzen (Fig. 2.20). Die Proben aus Rapperswil besaßen bei gleichen Anteilen < 2 µm und innerhalb derselben Korngrössenteilbereiche leicht höhere Ausrollgrenzen als diejenigen von Flurlingen.

Plastizitätszahl

Da die Ausrollgrenzen bei den berücksichtigten Proben nur geringfügig, die Fließgrenzen jedoch stark vom Anteil der Fraktion < 2 µm abhängig sind, resultierte für die Plastizitäts-

zahl I_p (Differenz $w_L - w_p$) ebenfalls eine deutliche Abhängigkeit vom Anteil $< 2 \mu\text{m}$. Die Proben mit höheren Anteilen dieser Fraktion verhalten sich demzufolge in einem grösseren Bereich plastisch als Proben mit geringeren Anteilen.

Für die Proben aus Flurlingen war der Bereich von I_p bei vergleichbaren Anteilen $< 2 \mu\text{m}$ durchschnittlich deutlich grösser als für die Proben von Rapperswil (Fig. 2.20), was ebenfalls mit der unterschiedlichen tonmineralogischen Zusammensetzung der Proben von Rapperswil und Flurlingen erklärt werden kann.

Aktivitätszahl I_A

Die Aktivitätszahlen der Proben von Flurlingen lagen bei einem durchschnittlichen Wert von 0.60. Die Bandbreite bewegte sich zwischen 0.33 und 1.03. Der Durchschnittswert der Proben aus Rapperswil lag mit 0.34 wesentlich tiefer als bei Flurlingen. Die Werte der Rapperswiler-Proben schwankten zwischen 0.13 und 0.84. Sowohl bei den Flurlinger- als auch bei den Rapperswiler-Proben lag der weit-aus grösste Teil der I_A -Werte unter 0.75. Beide Böden können deshalb als **inaktiv**, mit Ausnahmen als normal aktiv bezeichnet werden.

d) Unterschiede in den Zustandsgrössen

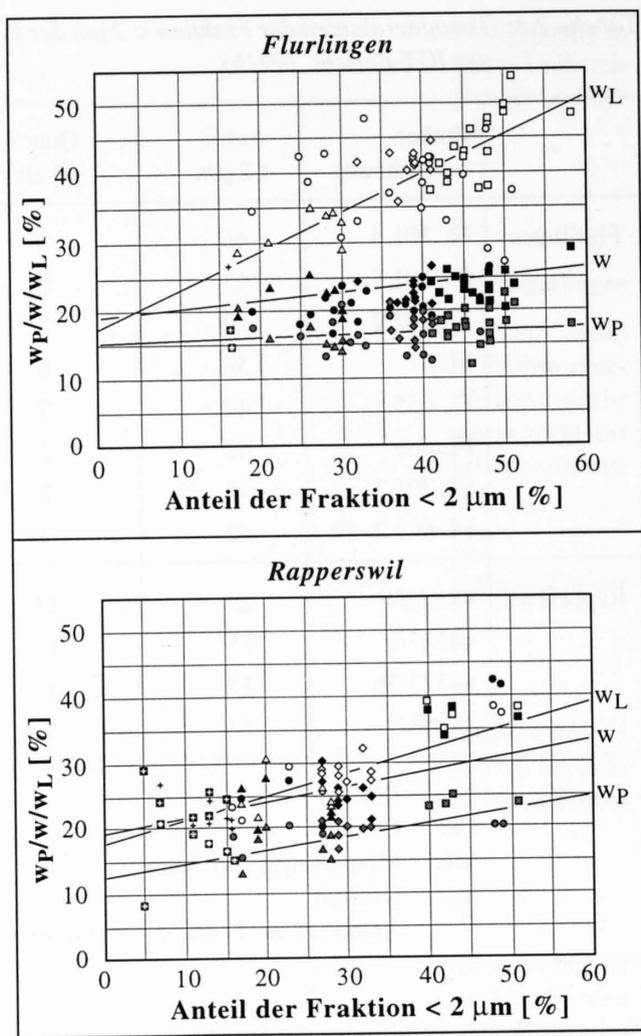
Natürlicher Wassergehalt

Der natürliche Wassergehalt einer Probe ist von der Probenzusammensetzung und der Spannungsgeschichte abhängig. Böden mit grösserer Aktivität haben ein grösseres Wasserbindungsvermögen. Der natürliche Wassergehalt, der sich aus dem reinen Porenwasser und dem gebundenen Wasser zusammensetzt, ist somit bei gleichen Spannungsverhältnissen für tonreiche Sedimente höher als für tonarme. Mit zunehmender Überlagerung (z.B. durch Sediment oder Eis) wird das Porenwasser aus dem Sediment ausgepresst und dadurch der natürliche Wassergehalt erniedrigt.

Im Vergleich lagen die Wassergehalte der Proben aus Rapperswil innerhalb vergleichbarer Korngrössteilbereiche im Schnitt um rund 5% höher als diejenigen von Flurlingen (Fig. 2.20). Dies, obwohl die Proben aus Rapperswil durchschnittlich aus grösseren Tiefen entnommen wurden und eine geringere Aktivität als die Flurlinger-Proben aufwiesen.

Die Daten von Rapperswil zeigten innerhalb der Korngrössteilbereiche 2–4 eine relativ grosse Streuung, wohingegen sich diejenigen von Flurlingen in einem relativ engen Band bewegten. Die deutlich höheren Wassergehalte der Proben aus dem Korngrössteilbereich 1 der Rapperswiler-Proben sind auf die oberflächennahe Lage der Entnahmestellen zurückzuführen.

Die relative Lage des natürlichen Wassergehaltes bezüglich der Fließ- und Ausrollgrenze ist bei normalkonsolidierten Seeablagerungen ähnlich, unabhängig von der Probenzusammensetzung. Für die Proben von Flurlingen konnte kein

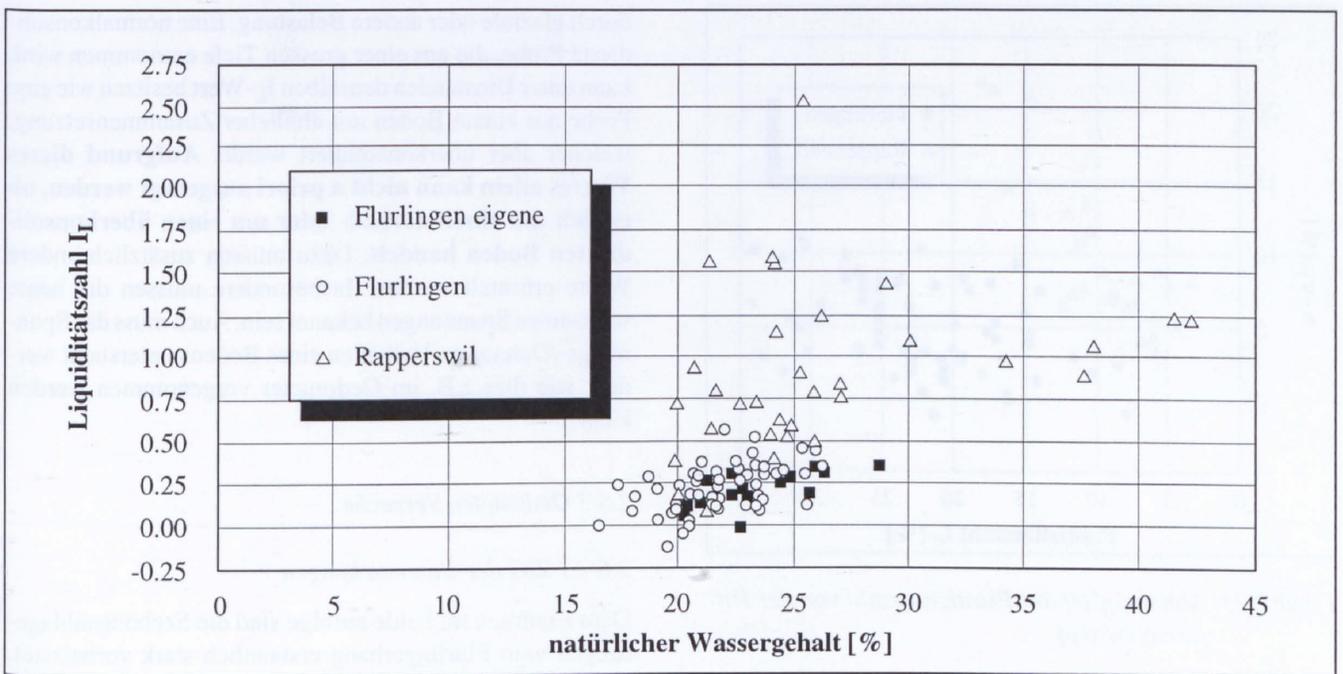


Figur 2.20: Lage des natürlichen Wassergehaltes bezüglich der Fließ- und der Ausrollgrenze mit Angabe der Korngrössteilbereiche (Kreis: gemischt; Kreuz: 4; Dreieck: 3; Rhomboeder: 2 und Quadrat: 1).

Zusammenhang zwischen der Probeentnahmetiefe und der Lage des Wassergehaltes hergestellt werden. Die Wassergehalte variierten dort über den ganzen Tiefenbereich zwischen ca. 16 und 28%. Diese Beobachtung und die Tatsache, dass der natürliche Wassergehalt dieser Proben näher an der Ausrollgrenze, als an der Fließgrenze lag, spricht für eine **Überkonsolidation der Seebodenablagerungen von Flurlingen**. Im Gegensatz dazu nahmen die Wassergehalte der Proben aus Rapperswil in den obersten 15 Metern der Abfolge mit zunehmender Tiefe kontinuierlich ab und lagen ab 15 Metern konstant zwischen ca. 20 und 30%. Zusätzlich lagen bei diesen Proben die natürlichen Wassergehalte näher an der Fließgrenze als an der Ausrollgrenze. Beides spricht dafür, dass die **Seebodenablagerungen von Rapperswil nicht überkonsolidiert** wurden.

Liquiditätszahl I_L

Die I_L -Werte der Rapperswiler-Proben lagen alle über 0.25 (Fig. 2.21). Die Datenpunkte zeigten eine relativ grosse Streuung. Die Konsistenz dieser Proben kann aufgrund der



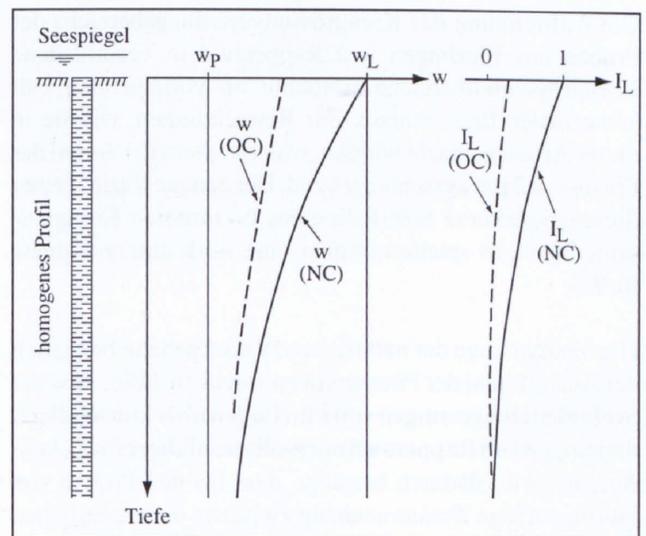
Figur 2.21: Liquiditätszahlen in Abhängigkeit der natürlichen Wassergehalte.

Liquiditätszahlen als weichplastisch bis zähflüssig bezeichnet werden. Die Daten der Flurlinger-Proben hingegen lagen in einem relativ engen Bandbereich. Die maximalen Werte lagen dort bei $I_L=0.5$, der grösste Teil jedoch deutlich darunter. Die Konsistenz dieser Proben ist aufgrund der Liquiditätszahlen als weich- bis steifplastisch zu bezeichnen.

Nach SCHLÜCHTER (1984) erreichen überkonsolidierte Seeablagerungen I_L -Werte bis etwa 0.25. Sind die Werte grösser, wurden nach ihm die Sedimente nicht glazial überfahren in dem Sinne, dass der Gletscher auf dem Substrat auflag. Aufgrund der erhaltenen Werte wären nach SCHLÜCHTER (1984) die Seeablagerungen von Rapperswil glazial nicht vorbelastet, diejenigen von Flurlingen vorbelastet. Diese Aussage soll nachfolgend überprüft werden.

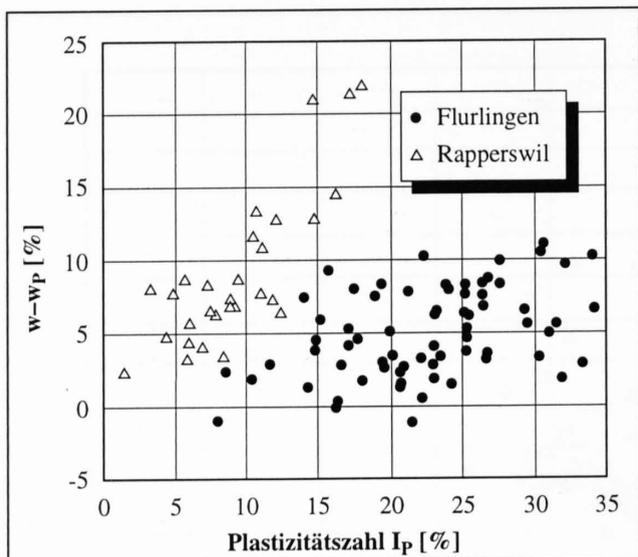
Für die Rapperswiler-Proben konnte, mindestens für die Proben aus dem Korngrössebereich 4, eine Abhängigkeit zwischen den Liquiditätszahlen und den Probeentnahmetiefen (Spannungszuständen) festgestellt werden, wie dies für NC-Böden (Normally Consolidated) zu erwarten ist. Für die Flurlinger-Proben war ein solcher Zusammenhang nicht ersichtlich. Diese Unterschiede können damit erklärt werden, dass die Seebodenablagerungen von Flurlingen im Gegensatz zu denjenigen von Rapperswil überkonsolidiert sind. Die Überkonsolidation hat eine Herabsetzung des natürlichen Wassergehaltes und der Liquiditätszahlen zur Folge. Je stärker die Vorbelastung war, desto undeutlicher fällt die Tiefenabhängigkeit dieser Werte aus (Fig. 2.22).

Die Erklärung für das unterschiedliche Verteilungsmuster der Flurlinger- und der Rapperswiler-Daten in Fig. 2.21 wird aus Fig. 2.23 ersichtlich: In diesem Diagramm bedeutet $(w-w_p)/I_p (=I_L)$ nichts anderes als ein Mass für die Steigungen



Figur 2.22: Entwicklung des natürlichen Wassergehaltes und der Liquiditätszahl mit der Tiefe bei normalkonsolidierten (NC) und überkonsolidierten (OC) Seeablagerungen (schematisch).

der Geraden vom Nullpunkt zu den jeweiligen Datenpunkten. Je steiler diese Geraden sind, desto höher fallen die Liquiditätszahlen aus. Aufgrund der durchschnittlich niedrigen Plastizitätszahlen der Rapperswiler-Proben verlaufen die Geraden meist steiler als bei den Datenpunkten der Flurlinger-Proben. Die I_L -Werte liegen daher höher, als bei den Proben von Flurlingen. Die absolute Grösse der I_L -Werte ist also nicht nur von der Spannungsgeschichte, sondern auch von den Materialeigenschaften abhängig.



Figur 2.23: Abhängigkeit der Plastizitätszahl von der Differenz ($w-w_p$)

2.6.2.6 Folgerungen

Die Auftrennung des Korngrössenverteilungsbereichs der Proben aus Flurlingen und Rapperswil in verschiedene Korngrössenteilebereiche erbrachte im vorliegenden Fall keine neuen Erkenntnisse. Für Betrachtungen, wie sie in dieser Arbeit gemacht wurden, war vor allem der Anteil der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ ausschlaggebend. Der genaue Verlauf einer Summationskurve innerhalb eines bestimmten Korngrössenteilbereichs spielte offenbar eine stark untergeordnete Rolle.

Die relative Lage der natürlichen Wassergehalte bezüglich der Ausroll- und der Fliessgrenzen sprechen dafür, dass die **Seebodenablagerungen von Flurlingen überkonsolidiert, diejenigen von Rapperswil normalkonsolidiert** sind. Diese Aussage wird dadurch bestätigt, dass bei den Proben von Flurlingen kein Zusammenhang zwischen dem natürlichen Wassergehalt resp. der Liquiditätszahl und der Probeentnahmetiefe bestand. Bei den Proben von Rapperswil konnte hingegen eine solche Abhängigkeit festgestellt werden, wie dies für NC-Böden zu erwarten ist. Die absoluten Werte der Liquiditätszahlen zeigten beim Vergleich der Proben von Rapperswil mit denjenigen von Flurlingen eine **deutliche Abhängigkeit von der Probenzusammensetzung**.

Innerhalb desselben geologischen Körpers können die I_L -Werte wohl gute Indikatoren für eine Vorbelastung eines Sedimentes sein. Dies vor allem dann, wenn im selben Sedimentkörper Teile mit unterschiedlicher Konsolidationsgeschichte vorhanden sind. Es zeigte sich, dass diese Werte bei Sedimenten unterschiedlicher Zusammensetzung jedoch nicht direkt miteinander verglichen werden dürfen.

Der I_L -Wert ist eine Zustandsgrösse für einen bestimmten Boden. Der Wert allein sagt jedoch nichts darüber aus, wie dieser Zustand erreicht wurde, ob durch eine Erdauflast,

durch glaziale oder andere Belastung. Eine normalkonsolidierte Probe, die aus einer grossen Tiefe entnommen wird, kann unter Umständen denselben I_L -Wert besitzen wie eine Probe aus einem Boden mit ähnlicher Zusammensetzung, welcher aber überkonsolidiert wurde. **Aufgrund dieses Wertes allein kann nicht a priori ausgesagt werden, ob es sich um einen normal- oder um einen überkonsolidierten Boden handelt.** Dazu müssen zusätzlich andere Werte ermittelt werden. Insbesondere müssen die heute wirksamen Spannungen bekannt sein. Auch muss das Spannungs-/Dehnungs-Verhalten eines Bodens untersucht werden, wie dies z.B. im Oedometer vorgenommen werden kann.

2.6.3 Oedometer-Versuche

2.6.3.1 Ziel der Untersuchungen

Dem Eindruck im Felde zufolge sind die Seebodenablagerungen vom Flurlingerhang erstaunlich stark vorbelastet. Im Vergleich dazu sind diejenigen von Rapperswil sehr weich gelagert. Mit den Oedometerversuchen an Proben aus verschiedenen Entnahmestellen am Flurlingerhang sollte das Mass dieser Vorbelastung untersucht werden. Die Versuche sollten auch Aufschluss darüber geben, ob diese Vorbelastung mit dem ehemaligen Überlagerungsdruck vereinbar ist oder ob sie gar wesentlich stärker war. Für den letzteren Fall müssten nebst der vertikalen Spannungskomponente, welche sich im Falle von Flurlingen aus dem Überlagerungsdruck des Sedimentpaketes und demjenigen des ehemaligen Gletschereises zusammensetzt, auch andere Faktoren eingeführt werden, die zu dieser starken Überkonsolidation geführt hätten.

2.6.3.2 Versuchs-Methodik

Überkonsolidierte, bindige Sedimente besitzen – mit Ausnahme der Verwitterungsschicht – noch heute die Eigenschaften, die ihrem ehemaligen Überlagerungsdruck entsprechen (LANG & HUDER, 1990). Dieser lässt sich für entsprechende Sedimente mittels Belastungsversuchen abschätzen. Als Basis für den Vergleich zwischen den Oedometerresultaten und den geologischen Gegebenheiten diente die Eismächtigkeit während des würmeiszeitlichen Maximalstandes, welche zum einen aus der Geologie annähernd bekannt war (SCHINDLER, 1985) und zum andern über die Oedometerversuche abgeschätzt wurde.

Für die Versuche wurde ein Teil der Proben in konventionelle, lastgesteuerte Oedometer-Apparaturen eingebaut und stufenweise belastet (**IL**-Versuch: **I**ncremental **L**oad). Bei den benutzten Geräten handelte es sich um Hebelarm-Oedometer, bei welchen die Proben mit maximal 3200 kN/m^2 belastet werden konnten. Die Last wurde mit jeder Laststufe verdoppelt, wobei vor jeder Neubelastung der Porenwasserüberdruck abgebaut sein sollte. Normalerweise werden die Laststufen bei diesem Versuch alle 24 Stunden erhöht. Zum Vergleich wurden für einzelne Proben IL-Versuche mit kürzeren Belastungsintervallen durchgeführt, um den Ein-

fluss der Sekundärsetzungen (Kap. 2.6.3.3a), welche auch nach dem Abklingen der Porenwasserspannungen auftreten, möglichst gering zu halten.

Ein dritter Teil der Proben wurde mittels deformationsgesteuerter Versuche untersucht. Dazu wurden die Proben in sog. CL-Oedometer eingebaut (vgl. dazu JANBU et al., 1981 und DEGEN, 1994), bei welchen die Last nicht stufenweise, sondern kontinuierlich durch einen elektrischen Schrittmotor erhöht wurde (CL-Versuch: Continuous Load). Bei diesen Geräten wird der Weg resp. die Zusammendrückung vorgegeben. Die Kraft und der sich am Boden der Probe aufbauende Wasserdruck werden elektronisch gemessen. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass sie schnell ist, die Daten (vertikale Deformation, vertikale Kraft und Porenwasserspannung) kontinuierlich erfasst und daraus Werte wie der M_E -Wert (Zusammendrückungsmodul) und der k -Wert (Durchlässigkeitsbeiwert) für beliebig kleine Spannungsintervalle berechnet werden können. Ein Nachteil könnte sich allenfalls daraus ergeben, dass die Porenwasserüberdrücke wegen der kontinuierlichen Wegzunahme unter Umständen nicht genügend abgebaut werden können. Dies kann mit einer genügend kleinen Zusammendrückungsgeschwindigkeit jedoch vermieden werden.

Die Zusammendrückungsgeschwindigkeit ergibt sich aus der Formel (aus Benutzeranleitung CL-Oedometer):

$$v = \frac{3}{2} k \frac{2 \Delta u_b}{\gamma_w H}$$

- v Zusammendrückungsgeschwindigkeit
- k Durchlässigkeitsbeiwert
- Δu_b Porenwasserdruck an der Basis
- γ_w spez. Gewicht von Wasser
- H Probenhöhe

Geht man von der Annahme aus, dass die Wasserdruckverteilung über die Probenhöhe einer quadratischen Parabel entspricht (BUCHER, 1993), sollte das Verhältnis λ der Porenwasserdrücke an der Basis der Probe zur totalen Spannung einen bestimmten Betrag nicht überschreiten. JANBU et al. (1981) zeigten mit einer Reihe von CL-Versuchen, dass für $\lambda < 0.8$ die Deformationsparameter (z.B. spez. Zusammendrückung, Konsolidationsbeiwert) praktisch unabhängig von λ waren. Bei den vorliegenden Untersuchungen lagen die Werte für λ zu Beginn der Versuche meist unter 0.13 und maximal bei 0.23. Im Verlauf der Versuche nahmen sie kontinuierlich ab.

2.6.3.3 Auswertungsmethodik

a) Zeit-/Setzungskurve

Die vertikale Spannung σ_{eff} , welche auf das Korngerüst einer Probe einwirkt, ist eine Funktion der Porenwasserspannung Δu . Sie ergibt sich aus der Formel:

$$\sigma_{eff} = \sigma_{tot} - \Delta u$$

- σ_{eff} effektive, vertikale Spannung, die auf das Korngerüst einwirkt
- σ_{tot} totale, vertikale Spannung
- Δu Porenwasserspannung

Δu ist beim IL-Versuch zum Zeitpunkt der Lasterhöhung am grössten und nimmt als Funktion der Zeit ab. Die aufgelegte Last wirkt erst dann vollumfänglich auf das Korngerüst der Probe, wenn die Porenwasserspannung abgebaut, d.h. $\Delta u = 0$ ist. Aus diesem Grunde muss beim IL-Versuch vor jeder Lasterhöhung der Abbau des Porenwasserdruckes abgewartet werden.

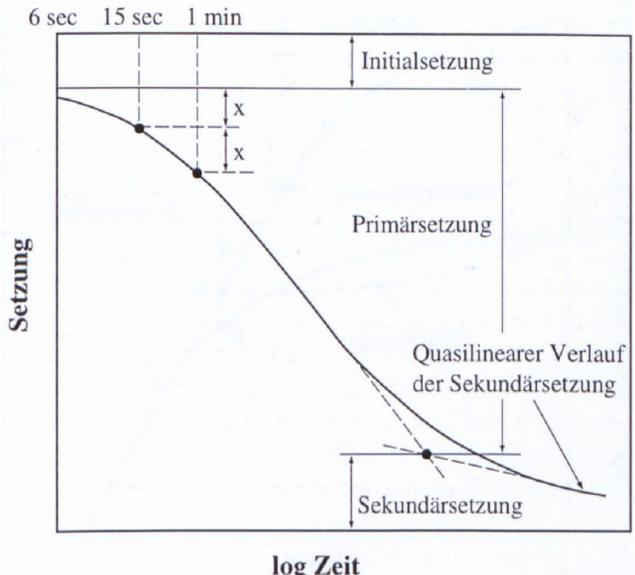
Eine Möglichkeit, dies zu überprüfen, bietet die Zeit-/Setzungs-Kurve, welche für eine bestimmte Laststufe die eingetretene Setzung Δh in Abhängigkeit der Zeit aufzeigt. Im halblogarithmischen Massstab besitzt die Kurve einen typischen, s-förmigen Verlauf (Fig. 2.24).

Mit einer einfachen Konstruktion lässt sich die Setzung in eine Primär- und eine Sekundärsetzung unterteilen. Die Sekundärsetzungen zeigen einen quasilinearen Kurvenverlauf, wenn die Porenwasserspannungen abgebaut sind. Mit dieser Methode lässt sich also der Zeitpunkt bestimmen, bei dem der Porenwasserdruck abgebaut ist.

Zeit-/Setzungskurven können nur für die IL-Versuche ermittelt werden, da bei den CL-Versuchen die Last kontinuierlich erhöht wird und der Porenwasserüberdruck nicht vollständig abgebaut wird.

b) C_α Wert

Der C_α -Wert ist ein indirektes Mass für die Sekundärdeformationen, welche auch nach Abschluss der Konsolidation noch andauern (vgl. vorhergehendes Kapitel). Der Wert



Figur 2.24: Zeit-/Setzungs-Diagramm.

ergibt sich aus der Steigung des quasilinearen Kurvenastes der Sekundärsetzung im halblogarithmischen Zeit-/Setzungsdiagramm (nach LANG & HUDER, 1990):

$$C_{\alpha} = \frac{\Delta \frac{\Delta h}{h_0}}{\Delta \log t}$$

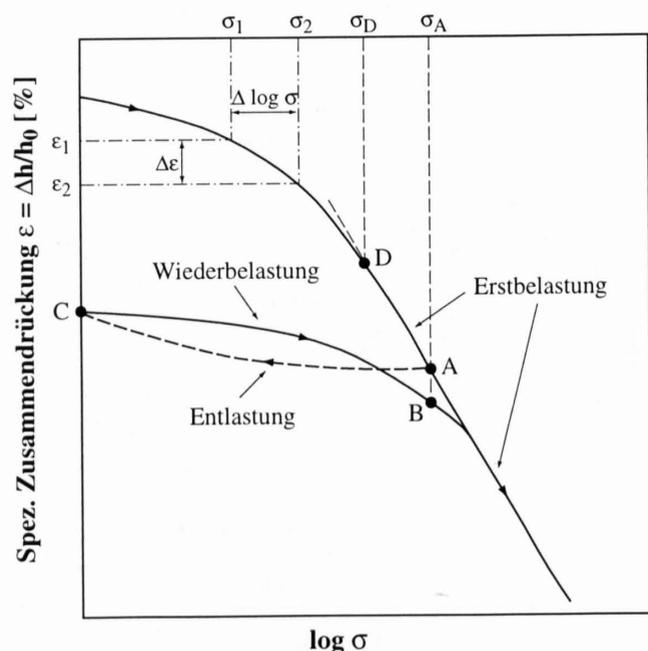
Δh Setzung während der Konsolidationszeit t
 h_0 Anfangsprobenhöhe
 t Konsolidationszeit

Typische Werte für **NC-Tone** (Normally Consolidated) liegen nach LANG & HUDER (1990) zwischen 0.005 und 0.02 und für **OC-Tone** (Over Consolidated) um ca. 0.001.

c) Last-/Setzungskurve

Wird die spezifische Zusammendrückung ε in Funktion der effektiven Vertikalspannung σ' aufgetragen, bekommt man die sog. Last-/Setzungskurve. Diese wird normalerweise im halblogarithmischen Massstab aufgezeichnet (Fig. 2.25).

Ab dem Punkt D in Fig. 2.25 zeigt die Kurve bei normalen Böden einen quasilinearen Verlauf. Dieser Kurvenast wird erst dann erreicht, wenn die maximale effektive Vertikalspannung, die je auf die Probe eingewirkt hatte, überschritten wurde. Aus diesem Grunde wird dieser Teil der Kurve auch «**Erstbelastungsgerade**» genannt. Wird die Probe bei Punkt D weiterbelastet und bei Punkt A entlastet, ergibt sich die sog. **Entlastungskurve** AB. Bei erneuter Belastung bis σ_1 ergibt sich die **Wiederbelastungskurve** BC. Bei weiterer Lasterhöhung verläuft die Kurve wieder entlang der Erstbelastungsgeraden.



Figur 2.25: Last-/Setzungs-Diagramm.

d) Der M_E -Wert

Der M_E -Wert, auch Zusammendrückungsmodul genannt, ist ein Mass für die Zusammendrückbarkeit eines Bodens. Dieser Wert ist spannungsabhängig und daher keine Materialkonstante. Aus dem Oedometerversuch kann er für beliebige Laststufen als Sekantenmodul wie folgt ermittelt werden (vgl. auch Fig. 2.25):

$$M_E = \frac{\Delta \sigma}{\Delta \varepsilon} = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}$$

σ_1, σ_2 vertikale Spannungen zu Beginn und am Ende einer Laststufe
 $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ spezifische Zusammendrückung zu Beginn und am Ende einer Laststufe

e) Kompressionsbeiwert C_C

Die Steigung der Erstbelastungsgeraden ist im halblogarithmischen Last-/Setzungsdiagramm konstant (LANG & HUDER, 1990) und wird durch den Kompressionsbeiwert C_C definiert. Dieser Wert errechnet sich aus der Last-/Setzungskurve gemäss der Formel (nach LANG & HUDER, 1990):

$$C_C = [(\Delta h_2/h_0) - (\Delta h_1/h_0)] (1+e_0)/(\log \sigma_2/\sigma_1)$$

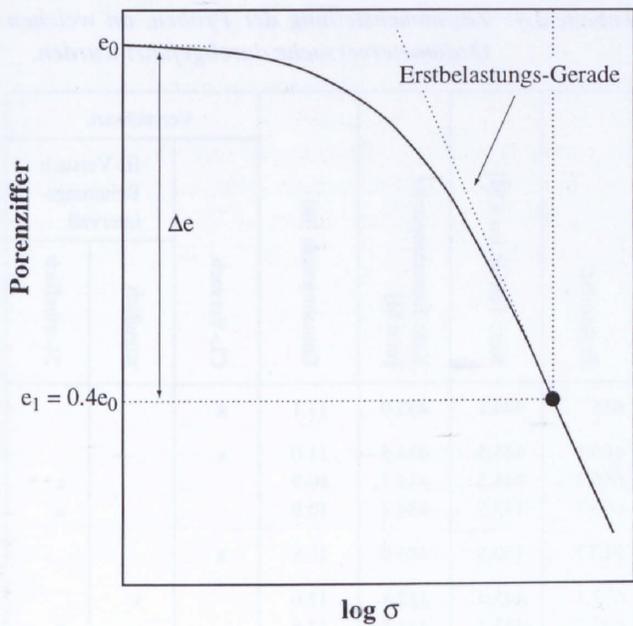
h_0 Anfangsprobenhöhe (=20mm)
 h_1, h_2 Probenhöhen zu Zeitpunkten t_1 und t_2
 Δh_1 $h_0 - h_1$
 e_0 Porenzahl zu Beginn des Versuchs
 σ_1, σ_2 Überlagerungsdrücke zu Zeitpunkten t_1 und t_2

Der Kompressionsbeiwert lässt sich nach TERZAGHI & PECK (1967) wie folgt auch mit Hilfe der Fließgrenze abschätzen:

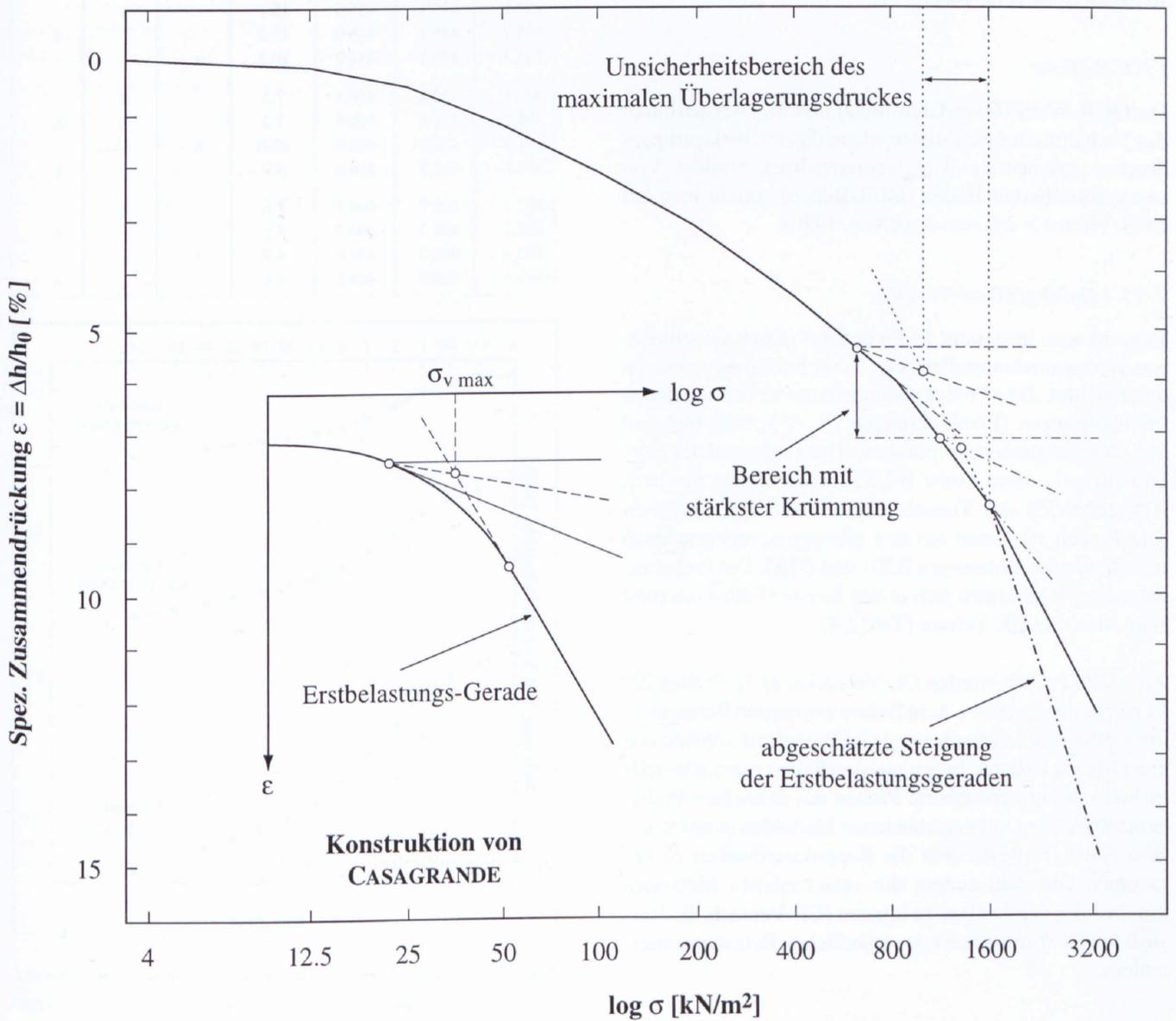
$$C_C \approx 0.009 (w_L - 10\%)$$

Ist der geschätzte C_C -Wert einer Probe grösser als der aus dem Versuch berechnete, kann vermutet werden, dass die Erstbelastungsgerade im Versuch noch nicht erreicht worden ist.

Der Übergang vom Wiederbelastungsast zur Erstbelastungsgeraden findet jeweils kontinuierlich statt. TERZAGHI & PECK (1967) gaben eine Möglichkeit, um nachzuprüfen, ob bei einer bestimmten Vertikalspannung dieser (gekrümmte) Übergangsbereich bereits überwunden wurde. Dazu wird in der Last-/Setzungskurve statt der spezifischen Zusammendrückung ε die Porenziffer e in Abhängigkeit der vertikalen Spannung aufgetragen (Fig. 2.26). Bei zunehmender vertikaler Spannung (zunehmender Zusammendrückung) wird die Porenziffer kleiner. Die Beziehung zwischen der Differenz der spezifischen Zusammendrückung $\Delta \varepsilon$ und der Differenz der Porenziffer Δe ergibt sich aus folgender Formel (nach LANG & HUDER, 1990):



Figur 2.26: Ermittlung der maximalen Vertikalspannung, bei welcher in der Last-/Setzungskurve der gekrümmte Übergangsbereich zwischen dem Wiederbelastungssast und der Erstbelastungsgeraden überschritten sein sollte.



Figur 2.27: Bestimmung des «maximalen» ehemaligen Überlagerungsdruckes nach der Methode von CASAGRANDE am Beispiel der Probe 693.1 von Flurlingen.

$$\Delta \epsilon = \frac{\epsilon_1 - \epsilon_0}{1 + \epsilon_0}$$

- $\Delta \epsilon$ Differenz der spezifischen Zusammendrücken am Anfang und am Ende des Versuchs
 ϵ_0 Porenziffer zu Beginn des Versuchs
 ϵ_1 Porenziffer am Ende des Versuchs

Bei derjenigen Vertikalspannung, bei welcher die Porenziffer noch 40% von ϵ_0 beträgt, sollte nach TERZAGHI & PECK (1967) der gekrümmte Übergangsbereich überwunden und die Erstbelastungsgerade erreicht worden sein.

f) Ehemaliger Überlagerungsdruck

Die Ermittlung des ehemaligen Überlagerungsdruckes wurde an der Last-/Setzungskurve mit Hilfe der Konstruktion nach CASAGRANDE (CASAGRANDE, 1936; LANG & HUDER, 1990) durchgeführt. Bei dieser Konstruktion spielt der Übergang vom Wiederbelastungsast zur Erstbelastungsgeraden eine wichtige Rolle (Fig. 2.27).

g) OCR-Werte

Die OCR-Werte (**O**ver-**C**onsolidation **R**atio) werden durch das Verhältnis des maximalen, ehemaligen Überlagerungsdruckes zum heutigen Überlagerungsdruck gebildet. Von überkonsolidierten Böden (OCR-Böden) spricht man bei OCR-Werten > 2 (LANG & HUDER, 1990).

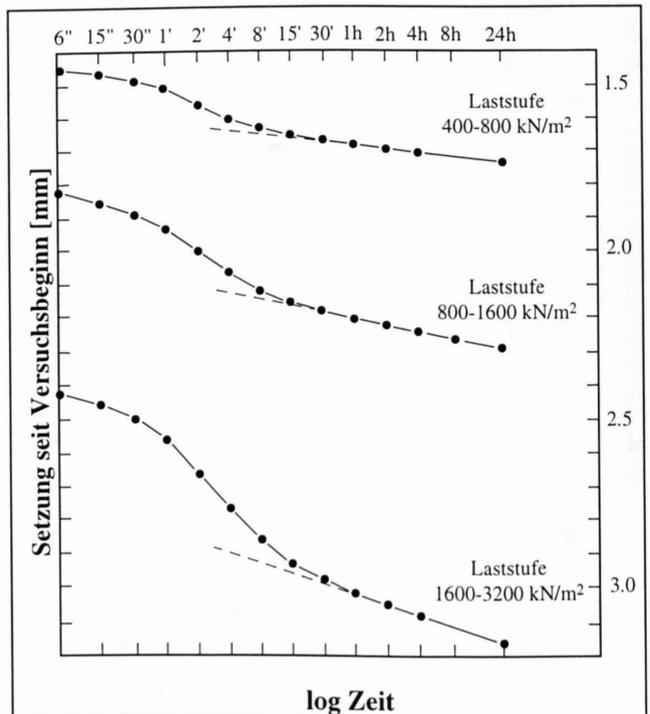
2.6.3.4 Durchgeführte Versuche

Es wurden an insgesamt 19 Proben aus sieben verschiedenen Probeentnahmestellen (Fig. 2.13) Belastungsversuche durchgeführt. Zehn Proben stammten aus vier verschiedenen Pfahlbohrungen (Pfahlbohrungen Nr. 655, 666, 693 und 705) der Hangsicherungspfahlwand im Tagbauteil des Flurlingertunnels. Eine Probe (FLT7) wurde direkt aus dem Aushubbereich des Tunnels entnommen. Die restlichen acht Proben stammten aus den talseitigen, topographisch tieferliegenden Bohrungen B301 und B302. Die Probeentnahmetiefen bewegten sich in den meisten Fällen um rund zehn Meter ab OK Terrain (Tab. 2.4).

An sieben Proben wurden CL-Versuche, an 12 Proben IL-Versuche durchgeführt. Acht Proben wurden mit Belastungsintervallen von 24 Stunden und vier Proben mit solchen von einer Stunde belastet. In den meisten Fällen wurden jeweils mehrere direkt benachbarte Proben aus denselben Probeentnahmestellen mit verschiedenen Methoden getestet, um zum einen Hinweise über die Reproduzierbarkeit zu bekommen und zum andern die verschiedenen Methoden miteinander vergleichen zu können (CL-Versuch, IL-Versuch mit 24-stündlichen resp. stündlichen Belastungsintervallen).

Tabelle 2.4: Zusammenstellung der Proben, an welchen Oedometerversuche durchgeführt wurden.

Proben-Nr.	Kote Terrain [m ü.M.]	Kote Entnahmestelle [m ü.M.]	Entnahmetiefe [m]	Versuchsart		
				CL-Versuch	IL-Versuch Belastungsintervall	
					stündlich	24-stündlich
655	444.1	433.0	11.1	x		
666.1	445.5	434.5	11.0	x		
666.2	445.5	434.7	10.9			x
666.3	445.5	434.7	10.8			x
FLT7	450.8	440.0	10.8	x		
693.1	445.4	432.8	12.6		x	
693.2	445.4	432.8	12.6			x
693.3	445.4	432.7	12.7	x		
705.1	445.1	435.0	10.1		x	
705.2	445.1	435.0	10.2			x
705.3	445.1	434.9	10.2	x		
301.1	426.8	419.5	7.3		x	
301.2	426.8	419.5	7.2			x
301.4	426.8	416.8	10.0	x		
301.5	426.8	416.8	9.9			x
302.1	408.7	400.2	8.6		x	
302.2	408.7	400.2	8.5			x
302.4	408.7	404.0	4.7	x		
302.5	408.7	404.1	4.6			x



Figur 2.28: Zeit-/Setzungskurven verschiedener Laststufen der Probe 693.2 von Flurlingen. Bei jeder Laststufe wurde der quasilineare Kurvenast der Sekundärsetzungen bereits nach einer Stunde erreicht.

2.6.3.5 Versuchsergebnisse

a) Zeit-/Setzungskurve

Die Zeit-/Setzungskurven wurden mit einzelnen Ausnahmen jeweils für alle Laststufen der durchgeführten IL-Versuche ermittelt. Aus sämtlichen Kurven der Normalversuche (mit 24-stündlichen Belastungsintervallen) wurde ersichtlich, dass die Porenwasserüberdrücke jeweils bereits nach einer Stunde abgebaut waren (Fig. 2.28).

b) C_α -Werte

Die C_α -Werte wurden bei den durchgeführten IL-Versuchen für all jene Laststufen ermittelt, für welche auch eine Zeit-/Setzungskurve aufgezeichnet wurde. Die erhaltenen Werte schwankten zwischen 0.0001 und 0.0025 (siehe Anhang A1).

c) Verlauf der Last-/Setzungskurven

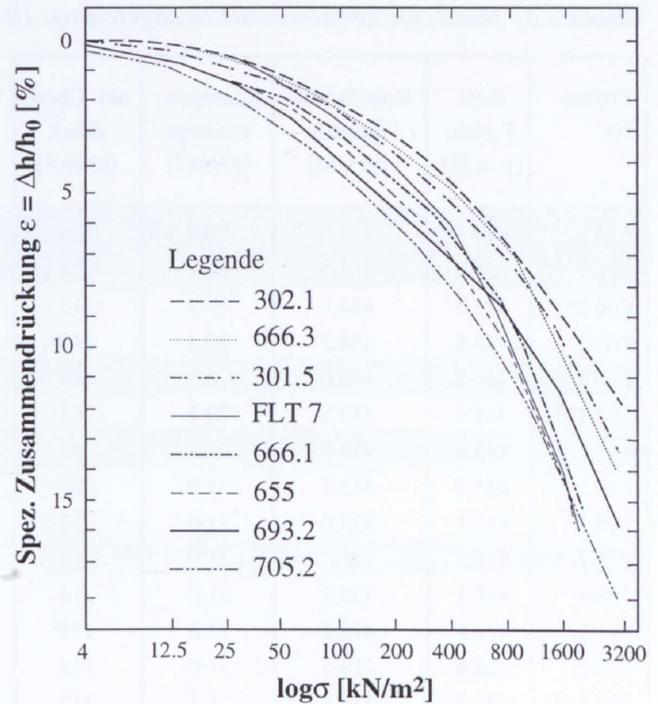
Bei keinem der durchgeführten Versuche konnte in der entsprechenden Last-/Setzungskurve ein deutlicher «Knick» beim Übergang vom Wiederbelastungsast zur «Erstbelastungsgeraden» beobachtet werden (Fig. 2.29). Die Kurve endete zudem in keinem der Versuche in einer deutlichen Geraden. Immerhin konnte in den meisten Kurven visuell mindestens ein Bereich mit «stärkster Krümmung» ausgedehnt werden.

Bei den Proben aus den Pfählen 666, 693 und den Bohrungen B301 und B302, an welchen mindestens je 1 IL-Versuch und 1 CL-Versuch durchgeführt wurden, war bei den Proben der IL-Versuche die spezifische Zusammendrückung ϵ jeweils geringer als bei den CL-Versuchen.

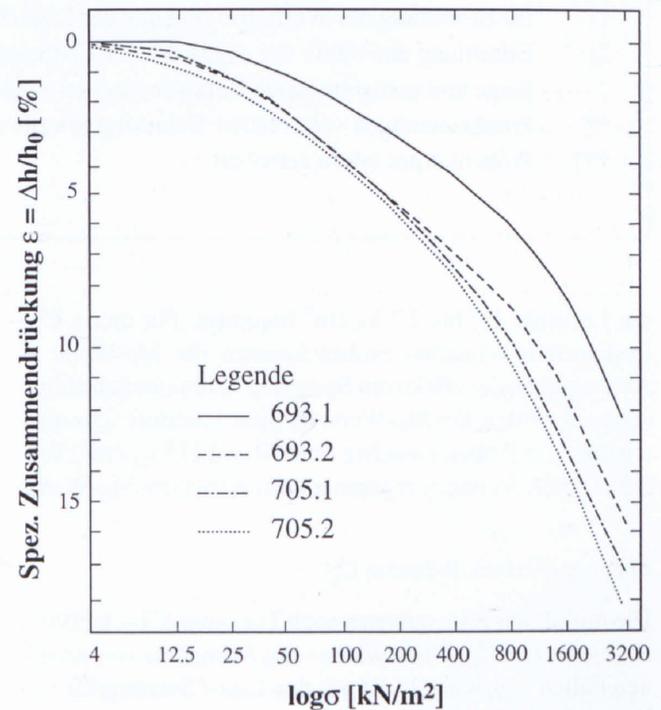
Bei den Proben aus dem Bohrpfahl 705 deckten sich die Ergebnisse der IL-Versuche mit den stündlichen resp. 24-stündlichen Belastungsintervallen erstaunlich gut. Bei jenen aus dem Bohrpfahl 693 und der Bohrung 301 war bei den Normalversuchen die Konsolidation jeweils etwas fortgeschrittener als bei den Versuchen mit stündlicher Lasterhöhung (Fig. 2.30). Der Übergang vom Wiederbelastungsast zur Erstbelastungsgeraden («Knickpunkt») war bei beiden angewendeten Belastungsintervallen ähnlich undeutlich ausgebildet. Offensichtlich spielte für die vorliegenden Proben die Wahl der Belastungsintervalle für die Ermittlung des ehemaligen Überlagerungsdruckes keine entscheidende Rolle (Tab. 2.5). Wichtig war nur, dass diese Intervalle jeweils über den ganzen Versuch gleich gross und die Porenwasserdrücke vor jeder Neubelastung abgeklungen waren.

d) M_E -Werte

Wie bereits erwähnt, ist der M_E -Wert spannungsabhängig. Bei höheren Laststufen resultieren bei ein und derselben Probe höhere M_E -Werte. Für den Vergleich mit anderen Daten aus geotechnischen Berichten wurden die Werte für



Figur 2.29: Last-/Setzungskurven aus Oedometerversuchen an einigen Flurlinger-Proben.



Figur 2.30: Vergleich der Last-/Setzungskurven der Proben, welche mit stündlichen resp. mit 24-stündlichen Belastungsintervallen belastet wurden. Die Konsolidation der Probe 693.2 mit 24-stündlichen Belastungsintervallen ist gegenüber der Probe 693.1 mit stündlichen Belastungsintervallen etwas fortgeschrittener.

Tabelle 2.5: Mittels Oedometerversuchen abgeschätzte Überlagerungsdrücke.

Proben-Nr.	Kote Terrain [m ü.M]	Kote Entnahmestelle [m ü.M]	Raumgew. gesättigt [kN/m ³]	akt. Überl. druck [kN/m ²]	Überl.dr. aus Versuch 1) [kN/m ²]	OCR 1)	Überl.dr. aus Versuch 2) [kN/m ²]	OCR 2)	M _E -Wert Lastst. 1.0-2.7 [kg/cm ²]
655	444.1	433.0	20.4	229	715-900	3.1-3.9	860-1080	3.8-4.7	72
666.1	445.5	434.5	20.1	221	710-800	3.2-3.6	710-800	3.2-3.6	87
666.2*	445.5	434.7	19.9	218	690-1160	3.2-5.3	1080-1560	5.0-7.2	116
666.3*	445.5	434.7	20.2	218	800-1100	3.7-5.0	1250-1620	5.7-7.4	108
FLT7	450.8	440.0	19.4	210	700-800	3.3-3.8	700-800	3.3-3.8	85
693.1**	445.4	432.8	20.7	265	1000-1300	3.8-4.9	1800-2100	6.8-7.9	105
693.2	445.4	432.8	21.5	265	1000-1395	3.8-5.3	1745-2100	6.6-7.9	79
693.3	445.4	432.7	21.0	267	1000-1150	3.7-4.3	1090-1260	4.1-4.7	69
705.1	445.1	435.0	21.0	212	500-740	2.4-3.5	1160-1450	5.5-6.8	75
705.2	445.1	435.0	21.0	213	440-800	2.1-3.8	1080-1500	5.1-7.0	71
705.3	445.1	434.9	21.0	214	-	-	-	-	60
301.1	426.8	419.5	21.6	155	770-1100	5.0-7.1	-	-	105
301.2	426.8	419.5	21.9	154	700-1040	4.5-6.8	-	-	83
301.4	426.8	416.8	21.3	212	530-710	2.5-3.3	1150-1410	5.4-6.7	80
301.5	426.8	416.8	20.6	211	930-1300	4.4-6.2	1750-2100	8.3-10.0	85
302.1**	408.7	400.2	21.3	181	850-1300	4.7-7.2	1900-2400	10.5-13.3	76
302.2	408.7	400.2	21.1	180	950-1400	5.3-7.8	2350-2700	13.1-15.0	99
302.4***	408.7	404.0	21.2	100	530-710	5.3-7.1	1260-1450	12.6-14.5	76
302.5***	408.7	404.1	21.3	97	645-800	6.6-8.2	1750-2000	18.0-20.6	87

Legende:

- 1) für Ermittlung der Werte Kurvenende der Last-/Setzungskurve als Erstbelastungsgerade interpretiert
- 2) Ermittlung der Werte mit abgeschätzter Erstbelastungsgeraden
- * lange und unregelmässige Belastungszeiten zwischen einzelnen Laststufen
- ** Primärsetzungen vor erneuter Belastung jeweils noch nicht abgeschlossen
- *** Probenkörper intern zerschert

die Laststufe 1.0 bis 2.7 kg/cm² bestimmt. Für die in CL-Oedometern belasteten Proben konnten die M_E-Werte in Abhängigkeit der effektiven Spannung kontinuierlich aufgezeichnet werden. Die M_E-Werte für diese Laststufe schwankten über alle Proben zwischen rund 70 und 115 kg/cm² (Tab. 2.5). Die CL-Versuche ergaben jeweils die tiefsten M_E-Werte.

e) Kompressions-Beiwerte C_C

Die mittels der Fliessgrenzen nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten C_C-Werte waren – mit Ausnahme von einzelnen Fällen – grösser als die aus den Last-/Setzungskurven berechneten Werte (Tab. 2.6).

Dasselbe zeigte ein Vergleich der spezifischen Zusammendrückungen aus den Versuchen mit den nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Werten (vgl. Kap. 2.6.3.3 e), bei welchen der Übergangsbereich des Wiederbelastungsastes zur Erstbelastungsgeraden überwunden sein sollte. Die spezifischen Zusammendrückungen, bei denen der Übergang

zum quasilinearen Ast der Erstbelastungsgeraden stattgefunden haben sollte, wurden mit den angewandten Vertikalspannungen in keinem der Versuche erreicht (Tab. 2.7), der gekrümmte Übergangsbereich also bei keinem der Versuche überschritten. Dazu hätten die Proben noch höher belastet werden müssen, was jedoch mit den benutzten Versuchsaapparaturen nicht möglich war.

f) Ehemaliger Überlagerungsdruck

Die Ermittlung des ehemaligen Überlagerungsdruckes wurde dadurch erschwert, dass die Erstbelastungsgerade der Last-/Setzungskurven praktisch bei keinem der durchgeführten Versuche erreicht wurde. Der für die Konstruktion nach CASAGRANDE benötigte «Knickpunkt» lag mit grosser Wahrscheinlichkeit irgendwo im Bereich mit der stärksten Krümmung. Für den konstruierten, ehemaligen Überlagerungsdruck konnte deshalb auch nur ein Unsicherheitsbereich angegeben werden (vgl. Fig. 2.27), dessen Grösse zum Teil beträchtlich schwankte (Tab. 2.5). Die Grössen

Tabelle 2.6: Gegenüberstellung der aus den Last-/Setzungskurven berechneten und der nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Kompressionsbeiwerte C_C .

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Proben-Nr.	Versuchsart			Laststufe ($\sigma_1 - \sigma_2$) [kN/m ²]	C_C ber.	$\Delta\varepsilon_2 - \Delta\varepsilon_1$ aus Kurve für betr. Laststufe [%]	C_C est.	$\Delta\varepsilon_2 - \Delta\varepsilon_1$ abgeschätzt [%]
	CL	IL 1h	IL 24h					
655	x			1600-2000	0.30	1.8	0.35	2.1
666.1	x			1600-2000	0.34	2.0	0.34	2.0
666.2*			x	1800-2400	0.16	1.3	0.33	2.6
666.3*			x	1600-3200	0.24	4.4	0.34	6.3
FLT7	x			2000-1600	0.40	2.4	0.39	2.1
693.1**		x		3200-1600	0.21	4.3	0.35	6.7
693.2			x	3200-1600	0.23	4.4	0.36	6.9
693.3	x			2000-1600	0.35	2.1	0.43	2.6
705.1		x		3200-1600	0.22	4.1	0.36	6.8
705.2			x	3200-1600	0.23	4.4	0.35	6.6
705.3	x			-	-	-	-	-
301.1		x		1600-3200	0.12	3.0	-	-
301.2			x	1600-3200	0.15	3.1	-	-
301.4	x			1600-2000	0.21	1.3	0.37	2.3
301.5			x	1600-2000	0.20	3.7	0.35	6.6
302.1**		x		1600-3200	0.17	4.0	0.36	7.1
302.2			x	1600-3200	0.16	3.2	0.41	8.0
302.4***	x			1600-2000	0.13	1.5	0.40	2.5
302.5***			x	1600-3200	0.18	3.6	0.38	7.6

Legende:

- 6 Kompressionsbeiwert C_C , berechnet aus der Last-/Setzungskurve
- 7/9 Differenz der spezifischen Zusammendrückungen am Anfang und am Ende der betreffenden Laststufe
- 8 Kompressionsbeiwert C_C , abgeschätzt nach TERZAGHI & PECK (1967)
- * lange und unregelmässige Belastungszeiten zwischen einzelnen Laststufen
- ** Primärsetzungen vor erneuter Belastung jeweils noch nicht abgeschlossen
- *** Probenkörper intern zerschert

dieser Unsicherheitsbereiche wurden jedoch durch Parallelversuche etwas relativiert. Würden die Steigungen der Endbereiche der erhaltenen Last-/Setzungskurven jeweils als Steigungen der Erstbelastungsgeraden interpretiert, resultierten daraus zu kleine ehemalige Überlagerungsdrücke (vgl. Fig. 2.27). Wie Vergleiche zwischen den direkt aus den Kurven berechneten und den nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Steigungen der Erstbelastungsgeraden zeigen, könnten die effektiven ehemaligen Überlagerungsdrücke leicht das Doppelte betragen (Tab. 2.5). Die nach TERZAGHI & PECK abgeschätzten Erstbelastungsgeraden wurden in den Last-/Setzungskurven jeweils an dem Punkt angesetzt, welcher der letzten Laststeigerung entsprach (vgl. Fig. 2.27). Da dies in Wirklichkeit wahrscheinlich nicht gerade

zutraf, sondern die Übergänge zu den Erstbelastungsgeraden eher bei höheren Überlagerungsdrücken lagen, waren auch diese Überlagerungsdrücke eher zu klein. Die Resultate verschiedener Proben aus denselben Probeentnahmestellen differierten z.T. stark. Die Grössenordnungen stimmten innerhalb der einzelnen Probeentnahmestellen jedoch überein.

Aufgrund verschiedener Kriterien (vgl. Anhang A2) wie Lagerungsverhältnisse innerhalb des Probenkörpers, Zustand des Probenkörpers, Regelmässigkeit der Belastungszeiten u.a. wurde aus der Menge der durchgeführten Versuche eine repräsentative Auswahl getroffen (in den Tabellen jeweils grau hinterlegt).

Tabelle 2.7: Vergleich der spezifischen Zusammendrückungen aus den Versuchen mit den nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Werten, bei welchen die Erstbelastungsgeraden erreicht sein sollten.

Proben-Nr.	Porenzahl e_o	$\Delta\varepsilon_1$ [%]	$\Delta\varepsilon_2$ [%]
655	0.63	16	23
666.1	0.67	15	24
666.2	0.64	14	23
666.3	0.62	14	23
FLT7	0.77	16	26
693.1	0.58	12	22
693.2	0.57	16	22
693.3	0.60	16	23
705.1	0.58	17	22
705.2	0.58	18	22
705.3	0.53	-	21
301.1	0.47	13	19
301.2	0.42	16	18
301.4	0.54	14	21
301.5	0.59	13	22
302.1	0.51	15	20
302.2	0.52	12	21
302.4	0.55	-	21
302.5	0.51	14	20

Legende:

$\Delta\varepsilon_1$ spezifische Zusammendrückung am Ende des Versuchs

$\Delta\varepsilon_2$ abgeschätzte spezifische Zusammendrückung, bei der nach TERZAGHI & PECK (1967) die Erstbelastungsgerade erreicht sein sollte.

Obschon die beprobten Pfähle resp. Bohrungen nicht sehr weit auseinanderlagen, fielen die ermittelten ehemaligen Überlagerungsdrücke z.T. recht unterschiedlich aus: die drei Proben aus dem Pfahl 693 zeigten beispielsweise deutlich höhere Werte als jene aus dem Pfahl 705, der nur gerade 25 Meter davon entfernt war.

g) OCR-Werte

Da die aus den Kurven ermittelten Überlagerungsdrücke wahrscheinlich nicht den Maximalwerten entsprachen (vgl.

oben), sind die angegebenen OCR-Werte eher zu klein (vgl. Tab. 2.5). Der Streubereich über alle Proben hinweg war relativ gross. Er rührte vom Streubereich der ermittelten Überlagerungsdrücke her. Innerhalb derselben Bohrungen bewegten sich die Werte jedoch in einem ähnlichen Grössenbereich. Bei den Proben aus der talseitig gelegenen Bohrung B302 (vgl. Fig. 2.13) traten sehr hohe OCR-Werte auf.

2.6.3.6 Interpretation der Oedometerresultate

a) Zeit-/Setzungskurven

Aufgrund der Tatsache, dass die Porenwasserüberdrücke bei allen Normalversuchen (mit 24-stündlichen Belastungsintervallen) jeweils bereits nach 1 Stunde abgebaut waren, hatten auch die IL-Versuche mit den stündlichen Belastungsintervallen ihre Berechtigung und durften in die Betrachtungen einbezogen werden.

b) C_α -Werte

Die erhaltenen Werte von 0.0001 bis 0.0025 lagen, wenngleich bei gewissen Laststufen nicht sehr deutlich, unter den Werten für NC-Tone (0.005 bis 0.02) und **sprachen somit für OC-Tone.**

c) Verlauf der Last-/Setzungskurven

Die jeweiligen Erstbelastungsgeraden schienen aufgrund des Kurvenverlaufes – allenfalls mit Ausnahme der Proben 666.1 und FLT7 – nicht erreicht worden zu sein. Die Seebodenablagerungen scheinen so stark überkonsolidiert worden zu sein, dass die Erstbelastungsgeraden mit den benutzten Geräten nicht erreicht werden konnten. Bei der Belastung der Proben aus den talseitigen Bohrungen B301 und B302 traten kleinere Setzungen auf als bei den Proben aus dem Pfahlwandbereich (vgl. Fig. 2.29). Das steifere Verhalten der talseitigen Proben lässt sich mit der tieferen topographischen Lage der Bohrungen resp. der Probeentnahmestellen und der dadurch grösseren ehemaligen Überlast erklären. Wegen der sehr ähnlichen Zusammensetzung der Proben konnte zwischen dem Verlauf der Last-/Setzungskurven und der mineralogischen Zusammensetzung der Proben kein systematischer Zusammenhang beobachtet werden.

d) M_E -Werte

Die im Vergleich zu den IL-Versuchen tieferen Werte der CL-Versuche zeigen, dass sich die Proben der CL-Versuche offenbar weniger steif als bei den IL-Versuchen verhielten. Dies könnte damit zusammenhängen, dass beim CL-Versuch die Porenwasserdrücke kontinuierlicher – da in kleineren Schritten – abgebaut wurden als beim IL-Versuch (aufgesetzte Last wirkt erst vollumfänglich auf das Korngerüst, wenn Porenwasserdruck abgebaut ist).

e) Kompressions-Beiwerte C_C

Den nach TERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Werten zufolge müssten die Erstbelastungsgeraden in den meisten Fällen steiler verlaufen, als dies aufgrund der Kurvenverläufe ersichtlich war. Offenbar wurde bei den meisten der durchgeführten Versuche die Erstbelastungsgerade gar nicht erreicht.

f) Ehemaliger Überlagerungsdruck

Obwohl die konstruierten Überlagerungsdrücke für die verschiedenen Proben z. T. grosse Streuungen aufwiesen, unterschieden sie sich bei allen Versuchen deutlich von den heutigen. Diese Tatsache weist auf eine – z. T. erhebliche – **Überkonsolidation der Seebodenablagerungen** hin.

Eine Erklärung für die im Vergleich zu den Proben aus dem Pfahl 705 deutlich höheren Werte der drei Proben aus dem Pfahl 693 ist möglicherweise darin zu suchen, dass der beprobte Bereich aus Pfahl 693 im Gegensatz zu jenem aus Pfahl 705 zwischen den tonig-siltigen Bereichen z. T. deutliche, bis zu 1 cm dicke, siltig/feinsandige Lagen (Linsen?) enthielt. Mindestens qualitativ (durch Hineindrücken eines Bleistifts in die Seebodenlehme mit vergleichbarem Kraftaufwand) konnte in diesem Bereich eine vergleichsweise kompaktere Lagerung festgestellt werden. Dies, und eine Zunahme der Sandlinsen/-lagen in dieser Tiefe wurde auch in den benachbarten Pfählen 692 (im Aushub) und 694 (in situ) festgestellt. Beobachtungen im Innern von anderen Pfählen deuteten ebenfalls darauf hin, dass der untere, z. T. stark mit Silt-/Feinsandlagen durchsetzte Teil der Seebodenablagerungen qualitativ dichter gelagert ist als der homogenere, tonigere Teil darüber.

g) OCR-Werte

Die ermittelten OCR-Werte sprechen dafür, dass die Seebodenablagerungen von Flurlingen z. T. erheblich überkonsolidiert sind. Die hohen Werte der Proben aus der talseitig gelegenen Bohrung B302 (vgl. Fig. 2.13) können teilweise damit erklärt werden, dass in diesem Bereich die ehemalige Sedimentüberlagerung einmal grösser war, als dies heute der Fall ist, und später z. T. erodiert wurde. Im Bereich der Bohrung B301 und weiter hangwärts war jedoch die Sedimentüberlagerung vor dem Maximalvorstoss nicht viel höher als heute, wie dies die geologischen Querprofile durch den Flurlingerhang (vgl. Fig. 2.11 in Kap. 2.2.3) zeigen.

h) Ermittelte Eismächtigkeiten

Der Ermittlung der ehemaligen Eismächtigkeit wurde die Annahme zugrunde gelegt, dass die Seebodenablagerungen von Flurlingen durch die Vertikalspannung von Sedimentpaket und darüberliegendem Eis überkonsolidiert wurden. Die theoretische ehemalige Eismächtigkeit wurde indirekt aus den ermittelten ehemaligen Überlagerungsdrücken berechnet (Anhang A3). Obschon die geologischen Rahmenbedingungen für einen Seespiegel um 460 m ü.M sprechen

(vgl. Kap. 2.4.3), sollen einander auch an dieser Stelle folgende Grenzfälle gegenübergestellt werden:

- A) Der ehemalige Seespiegel befand sich zur Zeit des Maximalvorstosses beim maximalen Stand von 455 – 460 m ü.M. Bei dieser Annahme hätten die ganze Sedimentabfolge und ein Teil des Gletschereises unter Auftrieb gestanden (Differenz zwischen Kote maximaler Seespiegel und Kote Probeentnahmestelle).
- B) Der Seespiegel lag zu diesem Zeitpunkt bereits tiefer, d.h. unterhalb der Koten der Probeentnahmestellen. Diese Annahme würde bedeuten, dass weder die Sedimentabfolge über den Probeentnahmestellen, noch das darüberliegende Eis unter Auftrieb gestanden hätten.

Bei Annahme des Grenzfalles A) ergaben sich im Bereich der Hangsicherungs-Pfahlwand Eismächtigkeiten von rund 80 bis 200 Metern (Berechnungsgrundlage siehe Anhang A3), wenn man jeweils die Minimalwerte der ausgewählten, repräsentativen Versuche nimmt. Für den Grenzfall B) ergaben sich minimale Eismächtigkeiten von rund 50 bis 170 Metern (Tab. 2.8).

An den Proben der eisrandferneren, talseitig liegenden Bohrungen B301 und B302 wurden Mächtigkeiten von ca. 220 bzw. 300 Metern für den Fall A) resp. ca. 170 bzw. 240 Metern für den Fall B) ermittelt. Fig. 2.31 zeigt, dass die für das Querprofil A (vgl. Fig. 2.6) ermittelten Eismächtigkeiten unrealistisch hoch liegen. Dies sowohl für den Fall A) als auch für den Fall B). Die ermittelten Eismächtigkeiten über der Probeentnahmestelle FLT7 fielen auffallend niedrig aus (vgl. Diskussion im folgenden Kapitel).

2.6.3.7 Diskussion der ermittelten, ehemaligen Eismächtigkeit und mögliche Fehlerquellen

a) Versuchsbedingte Faktoren, welche die ermittelte Eismächtigkeit beeinflussen

Störung der Proben bei der Probeentnahme resp. beim Einbau in die Apparatur

Die Probenbüchsen wurden sofort nach der Probeentnahme mit Paraffin luftdicht verschlossen, um ein Austrocknen des Inhalts zu verhindern.

Bei der Probeentnahme hätte es allenfalls durch zu grosse randliche Schleppungen zu Störungen des Sediments kommen können. Wie Röntgenaufnahmen durch das Probenrohr sowie ausgebaute Proben zeigten, waren diese Störungen vernachlässigbar klein und betrafen nur den äussersten Randbereich. Zudem wurde vor dem Einbau der Probenkörper in die Oedometerapparatur darauf geachtet, dass nur visuell ungestörte Proben überhaupt eingebaut wurden.

Die verwendeten Probeentnahmebüchsen waren vorne an der Schneide leicht konisch verengt, um die Reibung und damit die Störung der Proben zu verringern. Es wäre möglich, dass sich die Proben im Innern des Rohres leicht

Tabelle 2.8: Ermittelte Eismächtigkeiten.

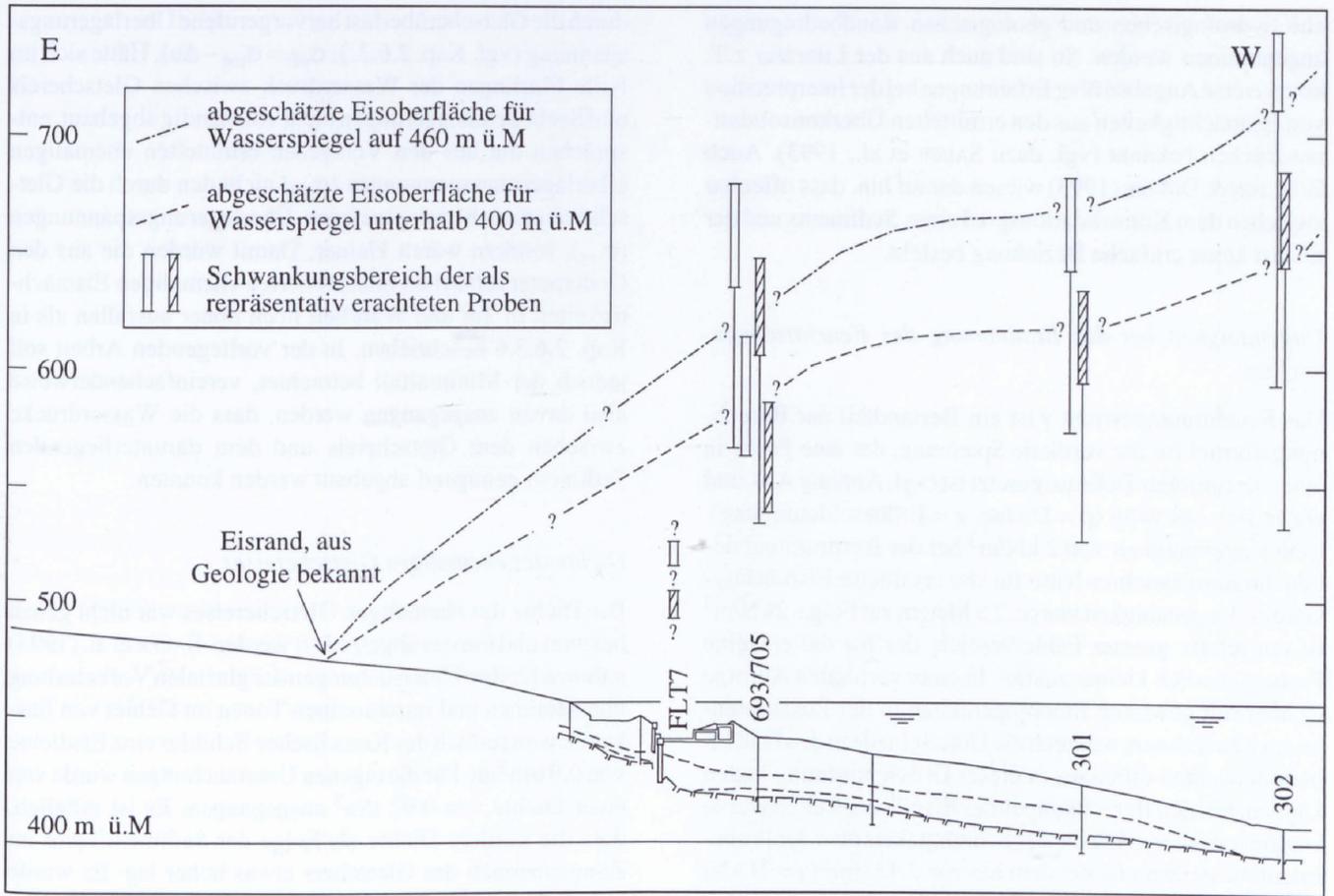
1	2	Wasserspiegel bei Kote 460 m ü.M				Wasserspiegel unterhalb Kote 400 m ü.M			
		3	4	5	6	7	8	9	10
655	36	83-103	99-123	46-67	62-87	54-74	70-94	17-37	33-57
666.1	35	79-89	79-89	45-55	45-55	53-63	53-63	20-30	20-30
666.3	35	89-122	139-180	55-89	105-146	64-97	113-154	30-63	80-121
FLT 7	29	73-84	73-84	51-62	51-62	53-64	53-64	31-42	31-42
693.1	35	109-142	197-231	75-108	164-197	82-115	170-204	48-81	136-170
693.2	35	109-153	191-231	75-119	157-197	81-125	164-203	48-91	130-169
693.3	35	109-125	119-138	75-92	85-104	81-98	91-110	48-64	58-76
705.1	35	57-84	130-162	23-49	96-128	32-59	105-137	(-2)-24	71-103
705.2	35	50-90	121-168	16-56	87-133	25-65	96-143	(-9)-31	62-108
301.1	53	109-145	-	32-69	-	68-105	-	(-8)-28	-
301.2	53	101-139	-	24-62	-	61-98	-	(-16)-21	-
301.4	53	79-99	147-176	2-22	71-99	36-56	104-133	(-41)-(-21)	27-56
301.5	53	124-165	215-254	46-87	137-176	81-122	172-211	3-44	94-133
302.1	71	134-184	251-306	15-65	132-187	74-124	191-246	(-45)-5	72-127
302.2	71	145-195	301-339	27-76	182-221	86-135	241-279	(-33)-17	122-161
302.4	71	104-124	185-206	15-5	66-87	48-68	129-150	(-71)-(-51)	10-31
302.5	71	117-134	239-267	(-2)-15	120-148	61-78	183-211	(-58)-(-41)	64-92

Legende:

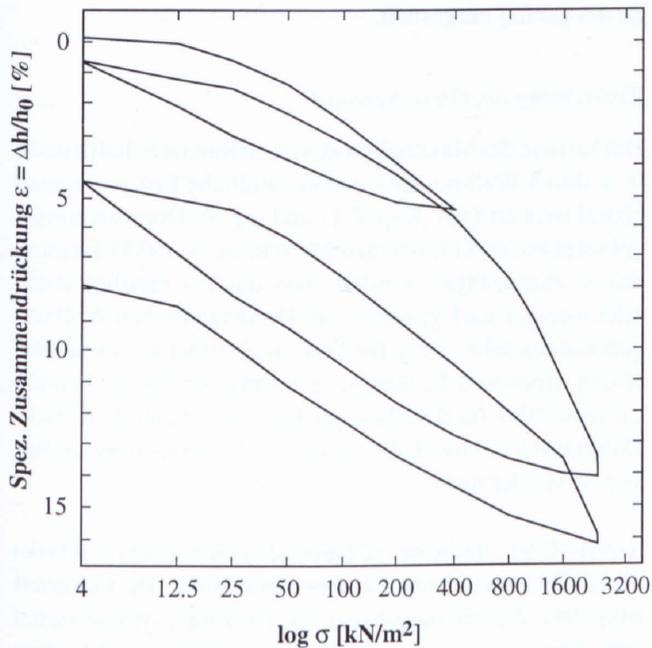
- 1 Probennummer
- 2 Eismächtigkeit aus Geologie (ohne Eiswölbung)
- 3 minimale Eismächtigkeit (inkl. Eiswölbung) aus dem Oedometerversuch für einen Wasserspiegel bei 460 m ü.M
- 4 dito, unter Berücksichtigung der abgeschätzten Steigung der Erstbelastungsgeraden
- 5 minimale Eismächtigkeit (inkl. Eiswölbung) aus dem Oedometerversuch für einen Wasserspiegel bei 460 m ü.M und OK Seebodenablagerungen auf Kote 460 m ü.M
- 6 dito, unter Berücksichtigung der abgeschätzten Steigung der Erstbelastungsgeraden
- 7 minimale Eismächtigkeit (inkl. Eiswölbung) aus dem Oedometerversuch für einen Wasserspiegel unterhalb Kote 400 m ü.M
- 8 dito, unter Berücksichtigung der abgeschätzten Steigung der Erstbelastungsgeraden
- 9 minimale Eismächtigkeit (inkl. Eiswölbung) aus dem Oedometerversuch für einen Wasserspiegel unterhalb Kote 400 m ü.M und OK Seebodenablagerungen auf Kote 460 m ü.M
- 10 dito, unter Berücksichtigung der abgeschätzten Steigung der Erstbelastungsgeraden

ausdehnen konnten. Hätten die Proben eine grössere Ausdehnung erfahren, müsste dies in den Last-/Setzungskurven derjenigen Oedometerversuche zu erkennen sein, bei denen die Proben nach dem Belasten entlastet und nochmals wiederbelastet wurden (Fig. 2.32). Verlaufen die Kurven beim zweiten Belastungsdurchgang deutlich flacher als beim ersten, so kann davon ausgegangen werden, dass die Proben nach der Probenentnahme eine gewisse Ausdehnung/Auflockerung erfahren haben. Dies schien bei den Proben 301.1 und 301.2 der Fall gewesen zu sein. Bei allen anderen Proben (mit Entlastung und Wiederbelastung) ver-

liefen die Kurvenäste jedoch mehr oder weniger parallel, **womit eine störende Auflockerung der Proben ausgeschlossen und dieser Einfluss als gering betrachtet werden kann.** Die niedrige, ermittelte Eismächtigkeit der Probe FLT7 könnte darauf zurückzuführen sein, dass die Probenentnahmebüchse nicht maschinell ins Sediment hineingedrückt, sondern mit einem Holzpflöck hineingehämmert werden musste. Dadurch erfuhr die Probe möglicherweise eine gewisse Auflockerung. Da am Probenmaterial aus dieser Probenentnahmestelle nur gerade ein Oedometerversuch durchgeführt worden ist, soll dieses Resultat nicht



Figur 2.31: Querschnitt durch den Flurlingerhang (gleicher Profilverlauf wie Fig. 2.7) mit den aus den Oedometerversuchen ermittelten Eismächtigkeiten.



Figur 2.32: Last-/Setzungskurve der Probe 666.2 von Flurlingen mit drei vollständigen Entlastungs- und zwei Wiederbelastungszyklen. Die annähernd parallel verlaufenden Wiederbelastungsäste zeigen, dass die Probe durch den Einbau praktisch nicht gestört worden ist.

überbewertet werden. Die Proben von Flurlingen eignen sich aufgrund ihrer Zusammensetzung, Lagerungsdichte und dadurch guten Bearbeitbarkeit vorzüglich für den Einbau in die Oedometerapparatur.

Ungenauigkeit als Folge der Streuung der ermittelten ehemaligen Überlagerungsdrücke

Entsprechend der ermittelten ehemaligen Überlagerungsdrücke wiesen auch die daraus interpretierten Eismächtigkeiten einen Unsicherheitsbereich von maximal etwa 50 Metern auf. Dies verdeutlicht den qualitativen Charakter der Abschätzungen der Eismächtigkeiten. Mit der Auswahl von möglichst repräsentativen Proben (vgl. Kap. 2.6.3.5 f) konnten diese Unsicherheitsbereiche etwas verkleinert werden.

Die Methode von CASAGRANDE als Mittel zur Abschätzung des Überkonsolidationsdruckes (des ehemaligen Überlagerungsdruckes) ist auch in der neueren Literatur verbreitet (SAUER et al., 1990 und 1993; BOULTON & DOBBIE, 1993). Die aus den eigenen Versuchen erhaltenen Last-/Setzungskurven wurden als auswertbar betrachtet. Die Methode an sich wird an dieser Stelle nicht grundsätzlich angezweifelt. Vielmehr besteht wohl ein grosser Spielraum für die Interpretation der aus diesen Versuchen ermittelten Werte, je nachdem, wel-

che hydrologischen und geologischen Randbedingungen angenommen werden. So sind auch aus der Literatur z.T. kontroverse Angaben über Erfahrungen bei der Interpretation von Eismächtigkeiten aus den ermittelten Überkonsolidationsdrücken bekannt (vgl. dazu SAUER et al., 1993). Auch BOULTON & DOBBIE (1993) wiesen darauf hin, dass offenbar zwischen dem Konsolidationsgrad eines Sediments und der Eislast keine einfache Beziehung besteht.

Ungenauigkeit bei der Bestimmung des Feuchtraumgewichtes

Das Feuchtraumgewicht γ ist ein Bestandteil der Berechnungsformel für die vertikale Spannung, der eine Probe in einer bestimmten Tiefe ausgesetzt ist (vgl. Anhang A3), und ergibt sich aus $\gamma = \rho g$ (ρ = Dichte, g = Erdbeschleunigung). Eine Ungenauigkeit von 2 kN/m^3 bei der Bestimmung des Feuchtraumgewichtes hätte für die ermittelte Eismächtigkeit eine Ungenauigkeit von ca. 2.5 Metern zur Folge. 2 kN/m^3 ist ein relativ grosser Fehlerbereich, der für die einzelne Probe sicherlich kleiner ausfiel. In einer vertikalen Abfolge ist aber mit gewissen Inhomogenitäten in der Zusammensetzung zu rechnen, wodurch die Unterschiede in den Feuchtraumgewichten durchaus in dieser Grössenordnung liegen können. Bei den Berechnungen der Eismächtigkeiten wurde von einer mittleren Dichte des Schichtpakets über der Probenentnahmestelle und unter dem Eis von 2.13 t/m^3 ($\gamma = 21 \text{ kN/m}^3$) ausgegangen, welches maximal um 1.5 kN/m^3 von den Raumgewichten der einzelnen Proben differierte. **Die Auswirkungen der Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Feuchtraumgewichte auf die Grösse der berechneten Eismächtigkeiten waren somit unbedeutend.**

b) Geologisch/hydrologisch bedingte Faktoren, welche die ermittelte Eismächtigkeit beeinflussen

Lage des maximalen Seespiegels

Die Frage nach der Grösse des Auftriebs resp. der Lage des ehemaligen Seespiegels beim Vordringen des Gletschereises zum letzteiszeitlichen Stand spielt eine wichtige, wenn nicht gar zentrale Rolle. Je nach Grenzfall (vgl. Kap. 2.6.3.6 h) fallen die ermittelten Eismächtigkeiten recht unterschiedlich aus. Die Unterschiede liegen im Bereich von 20 bis 60 Metern. Dieser Faktor zeigt eindrücklich, dass bei der Interpretation der Oedometerversuche die geologischen Randbedingungen unbedingt mitberücksichtigt werden müssen.

Wasserdruck zwischen dem Gletschereis und dem darunterliegenden Sediment

Die Drainagebedingungen in den Sedimenten unterhalb des Gletschereises sind entscheidend dafür, wie stark ein Sediment überhaupt konsolidiert werden kann (BOULTON & DOBBIE, 1993). Bei geringen Durchlässigkeiten bauen sich zwischen der Gletschersohle und dem Substrat unter Umständen hohe Wasserdrücke auf. Die effektive Spannung, welche auf das Sediment wirkt, ist dann kleiner als die

durch die Gletscherüberlast hervorgerufene Überlagerungsspannung (vgl. Kap. 2.6.3.3: $\sigma_{\text{eff}} = \sigma_{\text{tot}} - \Delta u$). Hätte sich im Falle Flurlingen der Wasserdruck zwischen Gletschereis und Seebodenablagerungen nicht vollständig abgebaut, entsprächen die aus den Versuchen ermittelten ehemaligen Überlagerungsspannungen (σ_{eff}) nicht den durch die Gletscherüberlast hervorgerufenen Überlagerungsspannungen (σ_{tot}), sondern wären kleiner. Damit würden die aus den Oedometerversuchen interpretierten ehemaligen Eismächtigkeiten in Tat und Wahrheit noch höher ausfallen als in Kap. 2.6.3.6 beschrieben. In der vorliegenden Arbeit soll jedoch der Minimalfall betrachtet, vereinfachenderweise also davon ausgegangen werden, dass die Wasserdrücke zwischen dem Gletschereis und dem darunterliegenden Sediment genügend abgebaut werden konnten.

Dichte des ehemaligen Gletschereises

Die Dichte des ehemaligen Gletschereises war nicht genau bekannt und musste abgeschätzt werden. SAUER et al. (1993) nahmen für ihre Untersuchungen der glazialen Vorbelastung von Moränen und intramoränen Tonen im Gebiet von Saskatchewan südlich des Kanadischen Schildes eine Eisdichte von 0.9 t/m^3 an. Für die eigenen Untersuchungen wurde von einer Dichte von 0.92 t/m^3 ausgegangen. Es ist möglich, dass die mittlere Dichte als Folge der Sedimentfracht im Zungenbereich des Gletschers etwas höher lag. Es wurde jedoch davon ausgegangen, dass das Gletschereis inklusive der Sedimentfracht eine kleinere Dichte als das Wasser aufwies. Werden versuchsweise Dichten von 0.9 und 1.0 t/m^3 als Grenzfälle angenommen, resultieren für die untersuchten Proben Unterschiede in den berechneten Eismächtigkeiten von maximal rund 12 Metern. **Dieser Einfluss wurde als gering eingestuft.**

Eiswölbung am Gletscherrand

Der Eisrand des Maximalstandes ist im Raume Schaffhausen u. a. durch Wallmoränen und eisrandliche Erosionsrinnen charakterisiert (vgl. Kap. 2.1) und lag im Untersuchungsgebiet etwa auf Kote 480 m ü.M (SCHINDLER, 1985). Es muss davon ausgegangen werden, dass das Eis randlich mehr oder weniger stark gewölbt war. Diese randlichen Wölbungen können sehr unterschiedlich ausgebildet gewesen sein. In den Alpen sind die heutigen Gletscher im Zungenbereich oft recht steil, im Randbereich dagegen oft ziemlich flach. Dabei spielt es eine Rolle, ob das Gletschereis in einen See vorstösst oder nicht.

THORP (1991) stellte bei 12 kalbenden Gletschern in Alaska einen Zusammenhang zwischen der Höhe der Eisränder über dem Wasserspiegel und den jeweiligen Wassertiefen fest. Daraus resultierten Gletscherrandhöhen (über dem Wasserspiegel) von ca. 60 Metern bei Wassertiefen von über 60 Metern und solche von 10 bis 30 Metern bei Wassertiefen von ca. 30 Metern. Da die Wassertiefen zur Zeit des Gletschervorstosses in den See von Schaffhausen im Bereich der Hangsicherungspfahlwand maximal etwa 15 Meter, in den talseitigen Bohrungen B301 und B302

etwa 30 resp. 50 Meter betragen, resultierten daraus relativ niedrige Gletscherrandhöhen von ca. 30 resp. 60 Metern.

Nach den Karten von KELLER & KRAYSS (1980, 1993) schien die randliche Wölbung zur Zeit des stadialen Komplexes «Würm – Stein am Rhein» und des Maximalstandes nicht sehr gross gewesen zu sein. **Dennoch könnte der Unsicherheitsbereich für die randliche Eiswölbung durchaus 20 bis 30 Meter betragen**, hinterliess doch die Eiswölbung selber keine direkt beobachtbaren geologischen Spuren wie etwa der Eisrand, an welchem verschiedene Prozesse ablaufen konnten.

Ehemalige Oberfläche der Seebodenablagerungen

Die heutige Oberfläche der Seebodenablagerungen am Flurlingerhang ist aus Bohrungen relativ gut bekannt. Sie wurde den Berechnungen der ehemaligen Überlagerungsdrücke resp. Eismächtigkeiten zugrundegelegt. Diese Oberfläche verlief vor dem hochwürmeiszeitlichen Gletschervorstoss anders und musste relativ flach ausgebildet gewesen sein (vgl. Kap. 2.2.2.2).

Die geologischen Querprofile durch den Flurlingerhang (vgl. Fig. 2.11) und insbesondere die Moränenbedeckung der Seebodenablagerungen sprechen dafür, dass deren Oberfläche schon vor dem Maximalvorstoss tiefer gelegen hatte. Dass sie die Kote 460 m ü.M (Lage des ehemaligen Seespiegels) einmal erreicht hatte, kann ausgeschlossen werden. Vielmehr scheint es, dass die Seebodenablagerungen vom vorstossenden Gletscher aus dem Haupttal an die Talflanken ausgepresst worden sind.

Setzungen aufgrund fehlenden Auftriebs

Bei konstanter Belastung über längere Zeit sind normalkonsolidierte, tonige Proben auch nach dem definitiven Abklingen des Porenwasserüberdruckes Setzungen ausgesetzt, die über Tausende von Jahren fortwähren können (BJERRUM, 1967). Diese Setzungen, sog. Sekundärdeformationen, führen längerfristig zu einer Reduktion des Wassergehaltes und zu einer Erhöhung der Festigkeit des Sediments. Durch diese, über längere Zeit konstante Belastung kann sich ein ursprünglich normalkonsolidierter, toniger Boden wie ein leicht vorbelasteter Boden verhalten (BJERRUM, 1967).

Mindestens seit dem definitiven Zurückweichen der Gletscher aus dem Untersuchungsgebiet und der damit verbundenen Herabsetzung des ehemaligen Grundwasserspiegels am Flurlingerhang war in diesem Bereich kein äusserer Wasserspiegel mehr vorhanden. Durch das Wegfallen des äusseren Wasserspiegels waren die Sedimentabfolgen an den Talflanken als Folge ihres Eigengewichtes einer erhöhten Spannung und damit erhöhten Zusatzbelastung ausgesetzt.

Die Erhöhung der Festigkeit der Seebodenablagerungen durch Sekundärdeformationen als Folge der langzeitlichen Zusatzbelastung ist schwierig zu quantifizieren. Sie dürfte **für den Fall Flurlingen jedoch unbedeutend** gewesen

sein, da die Sedimentabfolge während der Vergletscherung einem wesentlich höheren Überlagerungsdruck ausgesetzt war, als dies seit dem Rückzug des Eises und dem Verschwinden des Sees der Fall war.

Austrocknung

Mit dem Verschwinden des äusseren Wasserspiegels waren die ursprünglich unterhalb des Seespiegels liegenden Sedimente den atmosphärischen Einflüssen ausgesetzt.

Austrocknung eines Bodens kann eine erhebliche Verfestigung desselben zur Folge haben, die teils auf den Kapillardruck zurückzuführen ist (TERZAGHI & PECK, 1967). Dieser Kapillardruck, im Prinzip ein negativer Porenwasserdruck, wird mit abnehmendem Wassergehalt immer grösser, die Bodenteilchen werden dadurch immer stärker zusammengehalten. In den obersten, der Verdunstung ausgesetzten Sedimentpartien können dadurch effektive Drücke (Differenz von totalem Druck und Porenwasserdruck) von bis zu 100 kN/m^2 entstehen (SKEMPTON, 1970).

Ist ein Boden der Atmosphäre ausgesetzt, erfolgt eine Verdunstung von der Oberfläche aus. Je nach Bodenart kann dadurch Luft in die Porenräume eindringen und eine Überkonsolidation bewirken. Nach TERZAGHI & PECK (1967) dringt in sehr feinkörnige Sedimente erst dann Luft in die Porenräume ein, wenn der Wassergehalt die Schrumpfgrenze erreicht hat. Die Wassergehalte der Flurlinger-Proben lagen deutlich über dieser Grenze. Die Sättigungszahlen S_r (LANG & HUDER, 1990) der untersuchten Proben lagen um Eins und bestätigten damit, dass die Seebodenablagerungen von Flurlingen heute mehr oder weniger wassergesättigt sind (Anhang A4).

Der grösste Teil der untersuchten Proben wurde aus einer Tiefe von ca. 10 Metern entnommen. Dass die Abfolge der Seebodenablagerungen einmal bis in diese Tiefe total austrocknet waren (Porenraum mit Luft gefüllt), ist sehr unwahrscheinlich. Im Flurlingerhang findet heute noch eine – wenn auch geringe – Wasserzirkulation statt (vgl. Kap. 2.3). **Eine durch Austrocknung verursachte Überkonsolidation der Seebodenablagerungen im Probeentnahmebereich kann daher ausgeschlossen werden und ist mit den geologischen Rahmenbedingungen** (vgl. Kap. 2.4.3) **nicht vereinbar**.

Sekundäre Zementierung der Sedimente

Eine Zirkulation von karbonatgesättigten Wässern innerhalb der Seebodenlehme hätte allenfalls zur Ausfällung von sekundärem Kalzitzement in den Porenräumen der Sedimente führen können. Dieser Zement hätte zu einer Verstärkung des Korngerüsts geführt und würde sozusagen eine Vorbelastung vortäuschen (vgl. QUIGLEY, 1983).

Die tonreichen Abschnitte der Seebodenlehme haben mit k -Werten von bis zu 10^{-11} m/sec eine sehr geringe Durchlässigkeit. Inwieweit bei einer solch geringen Durchlässigkeit

Kalzit zement ausgeschieden wird, ist nicht bekannt. Eine Ausfällung von Kalzit würde jedoch zuerst in den durchlässigeren Silt- oder Sandpartien stattfinden. Da dies weder bei den Silt- noch bei den Sandlagen beobachtet wurde, **wird eine sekundäre Zementation der Seebodenablagerungen durch Kalzitausscheidung als wenig wahrscheinlich erachtet.**

2.7 Folgerungen aus den Untersuchungen am Flurlingerhang

2.7.1 Geologische Folgerungen

Die ^{14}C -Datierungen der Holzproben aus den interstadialen Ablagerungen im Liegenden der Seebodenablagerungen erlaubten erstmals eine Abschätzung des Höchstalters der Seebodenablagerungen selbst, die sicher weniger als 25'000 Jahre alt sind und **deren Entstehung dementsprechend eindeutig in die Zeit des hochwürmeiszeitlichen Gletschervorstosses fällt**, wie dies schon SCHINDLER (1985) vermutet hatte. Die Daten lassen sich gut in die Chronologie des Hochwürms von KRAYSS & KELLER (1993) einordnen, wonach die Zeit um 25'000 Jahre vor heute den Übergang vom Früh- zum Hochwürm markiert.

Das Obersee-Stadial, welches bei Konstanz lag (Fig. 2.33), wurde von KRAYSS & KELLER (1993) bei ungefähr 22'500 bis 23'000 Jahren vor heute festgelegt. Nach der Karte dieser Autoren hatte sich zu diesem Zeitpunkt der Thurlappen bereits von der Steiner- resp. Singenerzunge getrennt, reichte jedoch erst etwa bis in die Gegend von Weinfelden. Das Würm-Maximum bei Schaffhausen stellten KRAYSS & KELLER (1993) grob in den Zeitraum 18'000 – 20'000 Jahre vor heute. Zwischen dem Obersee-Stadial und dem Maximalstand lagen damit maximal etwa drei- bis fünftausend Jahre. **Auch bei einem raschen Vorstoss des Thurlappens aus der Gegend von Weinfelden bis nach Neuhausen dürfte die Entstehung des Sees von Schaffhausen erst viel später eingesetzt, der See selber damit nur einige hundert Jahre bestanden haben.**

Die schwach ausgeprägten Moränenwälle westlich von Neuhausen am Rheinfall entsprechen somit dem maximalen hochwürmeiszeitlichen Eisstand.

2.7.2 Geotechnische Folgerungen

Die Lage des natürlichen Wassergehaltes der Proben von Flurlingen bezüglich der Fliess- und der Ausrollgrenze spricht für eine Vorbelastung der Seebodenablagerungen von Flurlingen.

Da die Liquiditätszahl eine Zustandsgrösse für einen bestimmten Boden ist, jedoch nichts darüber aussagt, wie der Zustand des Bodens erreicht worden ist, eignet sich der I_L -

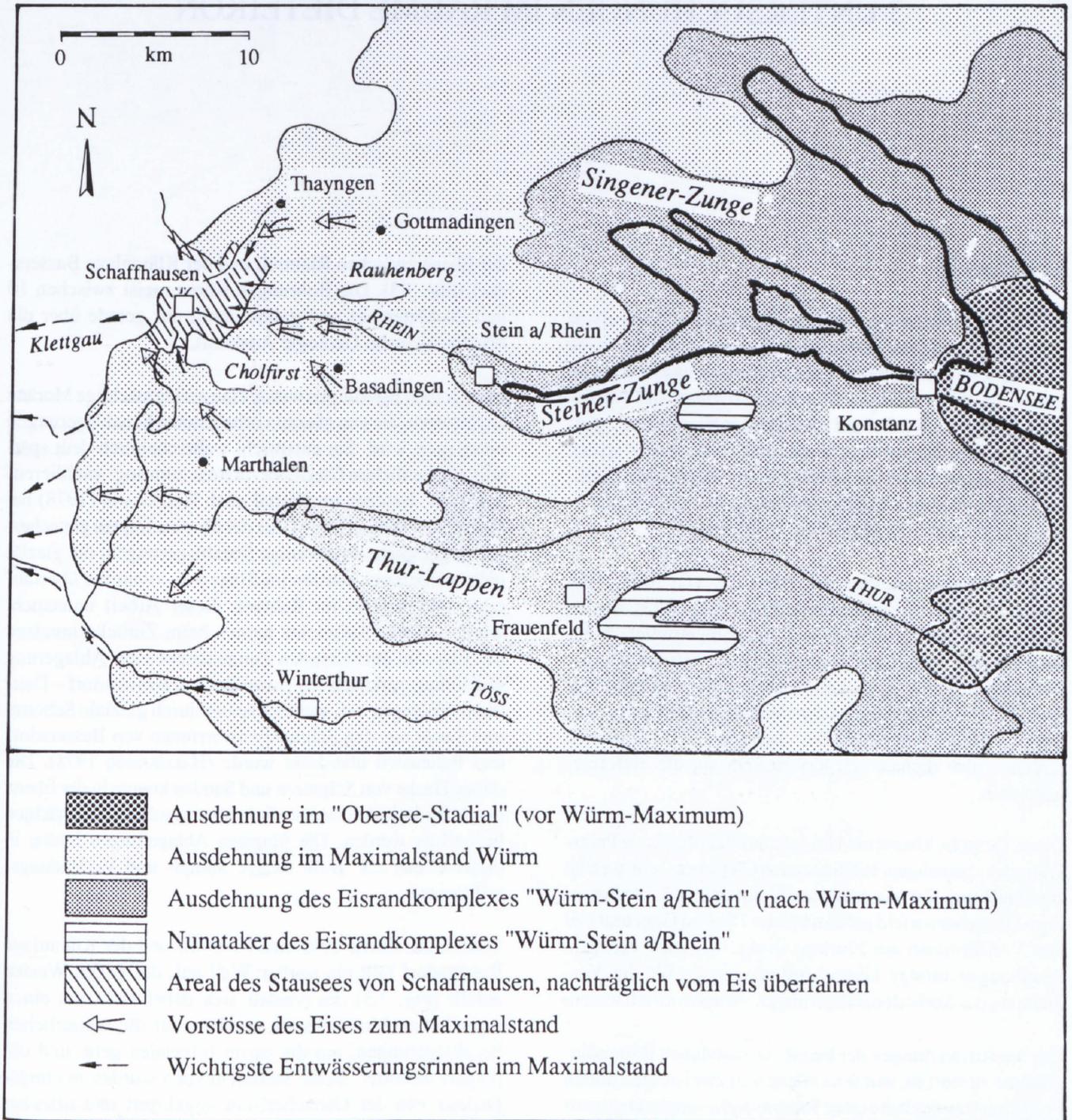
Wert nicht für die Beurteilung, ob ein Boden normal- oder überkonsolidiert ist. Beim Vergleich der Daten von Flurlinger-Proben mit solchen von Rapperswiler-Proben zeigte sich eine grosse Abhängigkeit der absoluten I_L -Werte von der Probenzusammensetzung. Bei einer Sedimentabfolge mit gleicher mineralogischer Zusammensetzung können diese Angaben durchaus nützliche Hinweise auf eine Vorbelastung geben, namentlich dann, wenn in der gleichen Abfolge Schichten mit unterschiedlicher Spannungsgeschichte vorhanden sind. Dies traf jedoch für die Sedimentabfolge am Flurlingerhang nicht zu. Bessere Resultate für eine Beurteilung der Vorbelastung ergaben Belastungsversuche mittels Oedometern.

Die über Oedometerversuche ermittelten, ehemaligen Überlagerungsdrücke resp. OCR-Werte sprachen deutlich für eine **Überkonsolidation der Seebodenablagerungen von Flurlingen**. Aufgrund der geologischen Randbedingungen ist diese Überkonsolidation zu einem grossen Teil glazial bedingt.

Die aus Belastungsversuchen ermittelten, ehemaligen Eismächtigkeiten, die während des hochwürmeiszeitlichen Gletscherstandes existiert haben sollen, fielen unrealistisch hoch aus. Dies sogar unter der vereinfachenden Annahme, dass sich zwischen der ehemaligen Gletschersohle und dem darunterliegenden Sediment keine hohen Wasserdrücke aufbauen konnten. Die ermittelten Eismächtigkeiten liessen sich mit den bekannten geologischen Gegebenheiten und der Eisüberlagerung allein nicht vereinbaren. **Die Seebodenablagerungen sind also stärker vorbelastet, als dies aufgrund der vertikalen Spannungen infolge der Eisüberlagerung begründbar ist.** Folglich müssen nebst den durch die Überlagerung verursachten Vertikalspannungen noch andere Faktoren existieren, die zu einer solch starken Überkonsolidation geführt haben. Als ein weiterer Faktor kommen **durch den Gletschervorstoss hervorgerufene, flach verlaufende Presskräfte** in Frage, welche ein Ausquetschen der Seebodenablagerungen, eine Erniedrigung von deren Wassergehalten und, damit verbunden, eine zusätzliche Verdichtung dieser Sedimente zur Folge hatten.

Mögliche Auswirkungen solcher – vom Gletschervorstoss verursachten – Presskräfte beschrieben schon SCHINDLER et al. (1978) an den Schotterfluren im Aadorfer Feld. Im Gegensatz zu diesen, im gefrorenen Zustand verstossenen Schottern wurden die Seebodenablagerungen von Flurlingen aber im ungefrorenen Zustand deformiert (vgl. Kap. 2.4.4).

Deformationsstrukturen und vertikalgestellte Schichten innerhalb der Abfolge der Seebodenablagerungen sprachen für **glazialtektonische Prozesse** in diesen Sedimenten, welche solchen Presskräften zugeschrieben werden (REY & SCHINDLER, 1993). Diese Kräfte führten mitunter auch zur Verscherung des unter dem Eis liegenden Sedimentpakets und zur Ausbildung von unberechenbar verlaufenden Gleit-



Figur 2.33: Randlagen des Rheingletschers in der letzten (Würm-)Eiszeit (modifiziert nach SCHINDLER, 1985).

horizonten. Die Bildung der Gleitschichten innerhalb der Seebodenablagerungen ist zumindest zu einem Teil auf solche glazialtektonische Prozesse zurückzuführen. Die untersuchte Gleitschicht war nicht an eine sedimentär bedingte Schwächezone mit erhöhten Anteilen an quellfähigen Tonmineralen gebunden, sondern durchschnitt die sedimentäre Lagerung diskordant. Die Anteile an quellfähigen

Schichten innerhalb der Tonminerale waren an der Gleitschicht jedoch ebenfalls höher als im Nachbarmaterial. Die Tatsache, dass sich die Scherfestigkeit an einer der Gleitschichten bereits auf der Restscherfestigkeit befand (IGT-Bericht, 1991c) spricht dafür, dass es sich dabei um einen alten, reaktivierten und nicht um einen neuen, durch den Tunnelbau induzierten Gleithorizont handelte.

3 UNTERSUCHUNGEN IM RAUME DIETLIKON

3.1 Einleitung

Um die Untersuchungen am Flurlingerhang in einen etwas grösseren Rahmen stellen zu können, wurden zusätzlich die Verhältnisse in einem relativ engen Untersuchungsbereich im Raume Dietlikon-Wangen-Brüttisellen studiert. Das Augenmerk richtete sich dabei auf oberflächennah gelegene, gletschernah abgelagerte Seeablagerungen, die in der späten letzten Eiszeit von einer vorstossenden Zunge des Linth-Gletschers zu einem sanften Wall aufgestaucht, vom Gletschereis jedoch nicht überfahren worden sind.

Rammsondierungen, die vom Büro Dr. von Moos AG, Zürich, für Baugrunduntersuchungen durchgeführt worden sind, zeigten innerhalb dieser Seeablagerungen unterschiedliche Rammwiderstände. Eine qualitative Auswertung der Rammdiagramme ergab eine tendenzielle Abnahme der Rammwiderstände weg von der ehemaligen Gletscherstirn. Die Seeablagerungen nahe der ehemaligen Gletscherstirn schienen also dichter gelagert zu sein als die entfernter liegenden.

Diese Tatsache könnte ein Hinweis auf flachliegende Presskräfte des ehemaligen, vorstossenden Gletschers sein, welche zur Stauchung, Entwässerung und Verdichtung der Sedimente im Gletschervorfeld geführt hätten. Dies im Gegensatz zu den Verhältnissen am Flurlingerhang, wo auch vertikale Spannungen infolge Gletscherüberlagerung für die Verdichtung der Seebodenablagerungen verantwortlich waren.

Um die Auswertungen der bereits vorhandenen Rammdiagramme zu stützen, wurden entlang von zwei ausgewählten Profillinien zusätzlich eigene Rammsondierungen abgeteuft und Baggerschächte zwecks Entnahme von ungestörten Proben ausgehoben.

3.2 Geologie im engeren Untersuchungsgebiet

Das engere Untersuchungsgebiet liegt direkt über einer Felsrinne (Lage siehe Fig. 3.1), deren Sohle nach HALDIMANN (1978) an dieser Stelle bis unter Kote 360 m ü.M reichen dürfte. Auf die Beschreibung der gesamten Lockergesteinsabfolge über dem Fels wird an dieser Stelle verzichtet und auf HALDIMANN (1978) resp. LONGO (1978) verwiesen. Fig. 3.2 gibt dazu einen groben Überblick. Im Untersuchungsbereich wurden schon etliche Sondierungen (hauptsächlich Rammsondierungen) zwecks Baugrunduntersuchungen durchgeführt, davon einige Sondierbohrungen in

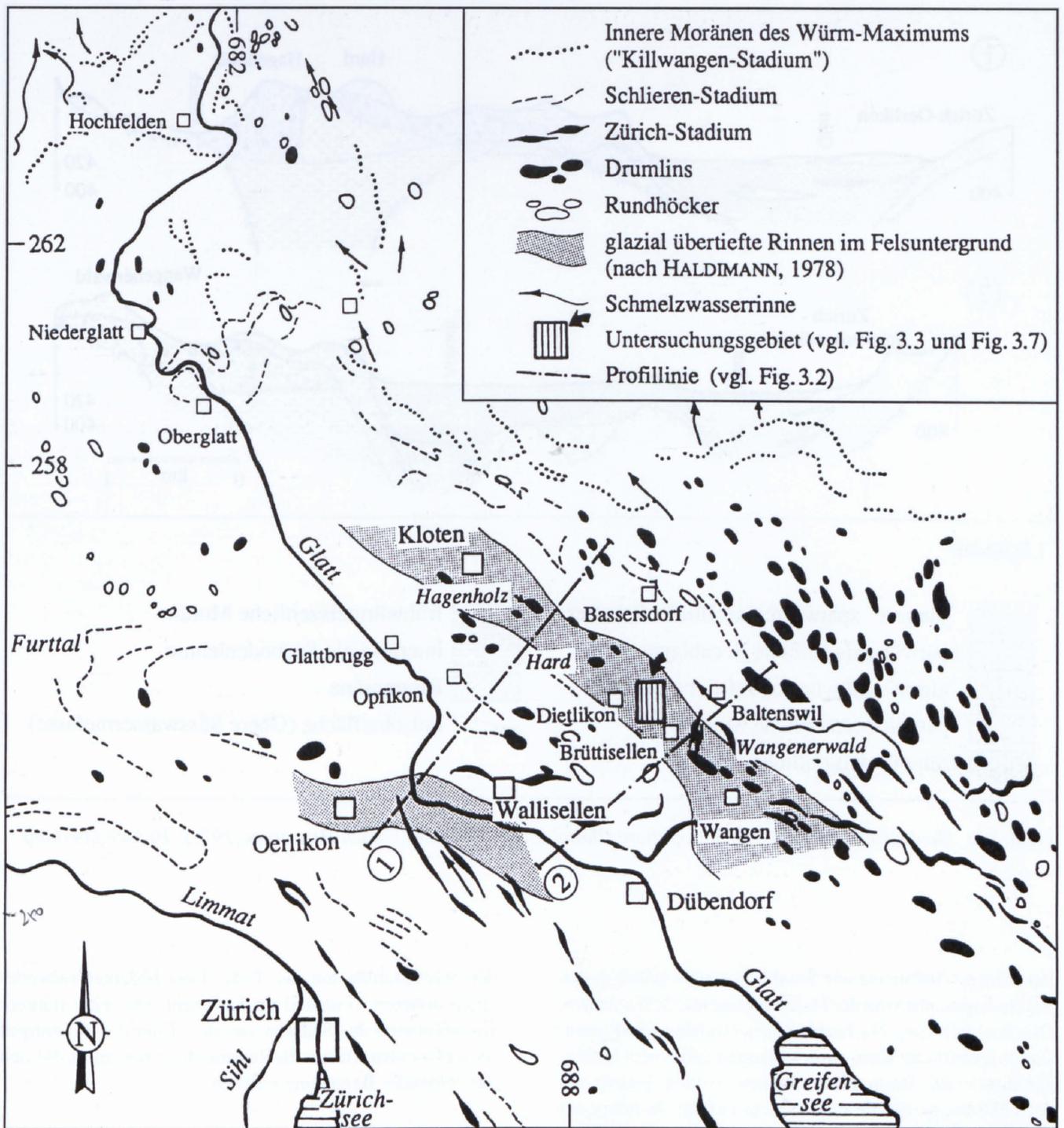
der Ebene zwischen Rietmüli und der Kläranlage Bassersdorf (Fig. 3.3). Die Bohrungen waren meist zwischen 10 und 20 Meter tief und gaben damit nur gerade über die oberflächennahe Geologie Auskunft.

In einzelnen Bohrungen wurde eine geringmächtige Moräne angetroffen, die von glazial vorbelasteten Seeablagerungen unterlagert wird. Sie entspricht wahrscheinlich dem spätwürmeiszeitlichen Gletschervorstoss zum sog. «Schlierenstadium», welches im Glattal nach HALDIMANN (1978) bei Oberglatt – Winkel liegt. Über der Moräne folgten gletschernah abgelagerte, feinkörnige Seeablagerungen, die glazial nicht vorbelastet wurden im Sinne von «vom Eis überfahren», und welche im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden. Diese Sedimente kamen beim Zurückschmelzen des Eises im entstehenden Zungenbecken zur Ablagerung und füllten praktisch das ganze Becken Bassersdorf – Dietlikon – Wangen auf, welches später durch glaziale Schotter und Sande aus den Schmelzwasserrinnen von Bassersdorf und Baltenswil überdeckt wurde (HALDIMANN, 1978). Die dünne Decke von Schottern und Sanden konnte in der Ebene des Altbachs in den meisten Bohrungen und Baggerschächten beobachtet werden. Die jüngsten Ablagerungen bilden in dieser Ebene z.T. recht torfige Sumpf- und Verlandungssedimente.

Östlich der Ebene zwischen Rietmüli und der Kläranlage Bassersdorf fällt ein sanfter Wall auf, der gegen Westen abfällt (Fig. 3.3). Es handelt sich dabei nicht um einen eigentlichen Moränenwall, sondern um die eiszeitlichen Seeablagerungen, um die es im folgenden geht, und um jüngere Schotter. Beide Sedimenttypen wurden in einiger Distanz von der Gletscherfront abgelagert und offenbar nachträglich durch diese verstossen. Moränenartige Sedimente über den Seeablagerungen fehlen gänzlich. Altersmässig dürfte der Wall jedoch einem erneuten, kleineren Gletschervorstoss des Zürich-Stadiums entsprechen, wie dies HALDIMANN (1978) für mehrere Moränenwälle südwestlich von Brüttisellen und südlich von Dübendorf postulierte.

3.3 Ziel der Untersuchungen

Die uns interessierenden, oberflächennahen Seeablagerungen scheinen im Untersuchungsgebiet zu keiner Zeit vom Gletschereis überfahren worden zu sein. Die sedimentäre Überlast dürfte überall etwa gleich gross gewesen sein. Dennoch variieren die Rammwiderstände im Untersuchungsgebiet innerhalb der Seeablagerungen z.T. beträchtlich.



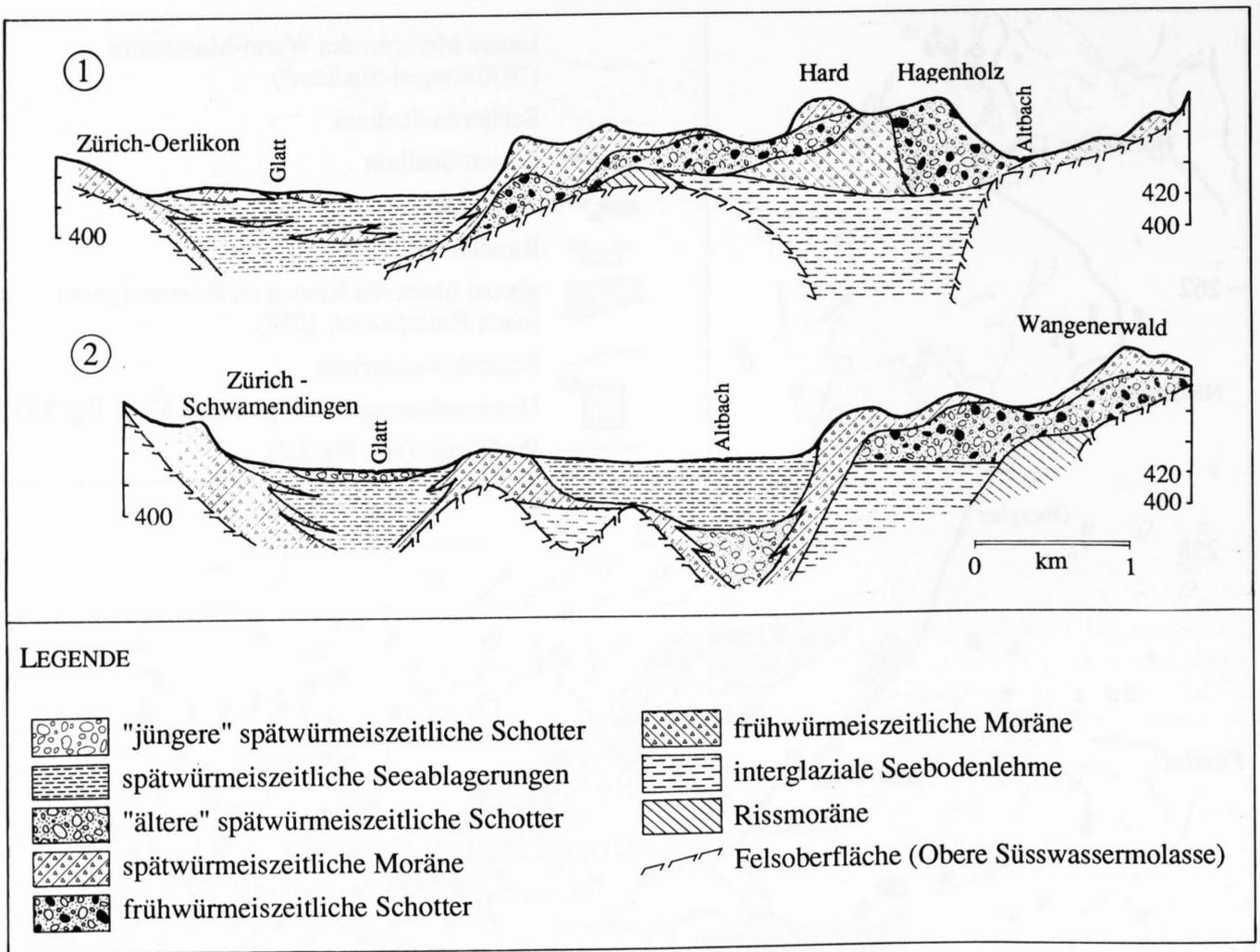
Figur 3.1: Übersichtskarte über das Gebiet des mittleren Glattals (modifiziert nach HANTKE et al., 1967 und HALDIMANN, 1978).

Mit den Auswertungen bereits vorhandener Rammdiagramme sowie zusätzlichen Untersuchungen sollte geklärt werden, ob ein Zusammenhang zwischen der Verteilung der Rammwiderstände (Lagerungsdichte) und der Distanz zur ehemaligen, vorstossenden Gletscherzunge festgestellt werden kann. Dies würde dann bedeuten, dass die durch den vorstossenden Gletscher verursachten, flachliegenden Kräfte auch einen – mancherorts vielleicht sogar bedeutenden – Einfluss auf die Überkonsolidation der unter dem Eis oder knapp vor der Gletscherfront liegenden Sedimente gehabt hätte.

3.4 Arbeitsschritte und Methodik

3.4.1 Auswertung der vorhandener Rammdiagramme

Aus verschiedenen geotechnischen Berichten der Dr. von Moos AG, Zürich, waren bereits zahlreiche Rammdiagramme aus dem interessierenden Bereich vorhanden. Vor der Planung des weiteren Untersuchungsprogramms wurden diese Rammdiagramme ausgewertet. Es muss dabei betont werden, dass es sich hierbei um rein qualitative Auswertungen handelte.



Figur 3.2: Geologische Profile durch das mittlere Glattal (Lage in Fig. 3.1); nach HALDIMANN (1978); 10-fach überhöht.

Feinkörnige Sedimente wie Seeablagerungen zeigen in den Rammdiagrammen mit der Tiefe zunehmende Schlagzahlen. Dies auch beim sog. Nachschlagen, bei welchem die Rammstange jeweils um 30cm zurückgezogen und erneut hineingerammt wird. Beim Nachschlagen werden jeweils die Anzahl Schläge für die ersten 20cm gezählt. Je höher der Tonanteil in einem Sediment ist, desto grösser wird bei gleichem Grad der Konsolidation mit zunehmender Tiefe die Mantelreibung zwischen der Stange und dem Sediment, und desto höhere Nachschlagzahlen ergeben sich. Mit dieser Methode können beispielsweise feinkörnige, bindige Sedimente gut von Kiesen unterschieden werden, welche eine kleine Mantelreibung aufweisen.

Für die Zahlenpaare «Tiefe/Anzahl erstmalige Schläge» wurden im Bereich der Seeablagerungen mittels linearer Regression die Steigungen der Geraden berechnet, welche die Zunahme der Schlagzahlen mit der Tiefe charakterisieren (Fig. 3.5). Ausscherende Schlagzahlen, die von Steinen herrührten, wurden nicht in die Betrachtungen miteinbezogen, da sie die Resultate verfälscht hätten. Flachliegende Regressionsgeraden entsprechen einer grossen Zunahme

der Schlagzahlen mit der Tiefe. Dies bedeutet entweder einen höheren Tonanteil im Sediment oder eine stärkere Konsolidation des Sedimentpaketes. Über die Steigungen dieser Geraden wurden die Rammindizes bestimmt, die sich aus folgender Beziehung ergeben:

$$\text{Rammindex} = \frac{\Delta w}{\Delta z}$$

Δw : Differenz der spezifischen Rammwiderstände am Anfang und am Ende einer bestimmten Rammstrecke.

Δz : Differenz der Rammtiefen am Anfang und am Ende des gleichen Abschnittes.

Obwohl diese Werte auf eine Dezimalstelle angegeben wurden, muss mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, dass es sich dabei um ungenaue, nur für qualitative Zwecke verwendbare Werte handelt. Je grösser diese Werte ausfallen, desto dichter gelagert ist das betreffende Sediment bei vergleichbarer Zusammensetzung. Die Werte wurden in einer qualitativen Isolinien-Karte dargestellt (Fig. 3.4).

3.4.2 Eigene Rammsondierungen

Um den räumlichen Trend der Verteilung der Rammindizes zu bestätigen und Vergleiche zu den Resultaten der bereits vorhandenen Rammsondierungen zu erhalten, wurden zusätzlich 15 eigene Rammsondierungen durchgeführt. Die Sondierungen wurden auf zwei Profillinien verteilt (Fig. 3.3). Diese wurden so gewählt, dass sie möglichst senkrecht zu den konstruierten Isolinien der Rammindizes lagen, damit der Trend möglichst deutlich beobachtet werden konnte. Bei der Wahl der Profillinien wurde zusätzlich darauf geachtet, dass in der Nähe schon einmal gerammt wurde, um direkte Vergleiche zu erhalten.

3.4.3 Baggerschächte

Auf den gleichen Profillinien wurden insgesamt acht Baggerschächte ausgehoben (vgl. Fig. 3.3). Nebst der Entnahme von ungestörtem Probenmaterial erlaubten sie auch einen – wenngleich nur oberflächennahen – Einblick in die Sedimentabfolge und einen Vergleich mit den Rammsondierungen.

3.4.4 Laboruntersuchungen

3.4.4.1 Mineralogie

An den Probenkörpern, welche in die Oedometerapparaturen eingebaut wurden, wurde die Mineralogie sowohl des Gesamtmaterials als auch der Fraktion $< 2\mu\text{m}$ untersucht. Es wurden dazu dieselben Methoden wie für die Proben von Flurlingen angewendet. Für genauere Angaben über die Methodik sei daher auf Kapitel 2.6.1.2 verwiesen.

3.4.4.2 Bodenkenwerte

An den Oedometerproben wurden die Einbau-Wassergehalte und -Feuchtraumgewichte, die Plastizitätseigenschaften und die spezifischen Gewichte der Festsubstanzen bestimmt.

3.4.4.3 Oedometerversuche

Die ungestörten Proben wurden in CL-Oedometer-Apparaturen (vgl. Teil Flurlingen) eingebaut und bis zu einem Überlagerungsdruck von 2000 kN/m^2 belastet, um etwas über die Vorbelastung dieser Sedimente zu erfahren.

Im Gegensatz zu den Flurlinger-Proben waren diese Probenkörper schwieriger einzubauen, da sie oft viel Sand und zudem vereinzelt Kieskomponenten enthielten, wie dies für gletschernahe Seeablagerungen typisch ist. Zudem war offensichtlich der Tongehalt einzelner Proben so gering, dass diese beim Einbau auseinanderfielen oder zwischen den Proben und dem Oedometerring Zwischenräume entstanden. Um dies möglichst auszuschliessen, mussten für den Einbau gewisser Proben z.T. mehrere Versuche unternommen werden.

3.5 Resultate und Interpretationen

3.5.1 Auswertung der vorhandenen Rammdiagramme

Die Karte mit den eingetragenen Rammindizes (Fig. 3.4) zeigt einen bogenförmigen Verlauf der Isolinien, der ungefähr dem Verlauf des oberflächlich sichtbaren, sanften Walls entspricht. Die grössten Werte liegen auf der Anhöhe des Walls. Sie nehmen radial nach aussen sukzessive ab. Gegen den Fuss des Walls und weiter westlich davon ist wieder eine Erhöhung der Werte zu beobachten, die hier mindestens teilweise mit der sedimentären Überdeckung der Seeablagerungen erklärt werden kann, die in dieser Richtung deutlich zunimmt.

Wird der untere Teil des Walls und der Bereich westlich davon, wo die Seeablagerungen immer mehr unter der Überdeckung abtauchen, ausser Betracht gelassen, so scheinen die Sedimente auf der Anhöhe des Walls dichter gelagert zu sein als die entsprechenden westlich davon. Diese Tatsache und die bogenförmige Anordnung der Isolinien könnten sehr wohl mit dem Vorstoss einer nahe liegenden Gletscherzunge von E bis SE her in Zusammenhang gebracht werden. Demnach wären die Sedimente nahe an der Gletscherstirn am stärksten verdichtet worden.

3.5.2 Eigene Rammsondierungen

Die Werte der Rammindizes der eigenen Rammsondierungen lagen zumeist tiefer als diejenigen der Fremdrammungen, d.h. die Anzahl Schläge und damit auch die Rammwiderstände fielen geringer aus als diejenigen der Fremdrammungen. Die Werte aus den fremden und den eigenen Rammsondierungen können nicht quantitativ miteinander verglichen werden. Dies, obwohl Rammgewicht, Fallhöhe, Durchmesser der Sondierstangen und Art der Sondierspitze der beiden – allerdings aus verschiedenem Fabrikat stammenden – Sondiergeräte übereinstimmten. Sie liessen sich aber, trotz beträchtlicher Streuung, qualitativ ins bestehende Datennetz einordnen. Auch bei den eigenen Untersuchungen lagen die höchsten Werte jeweils auf dem Wall und nahmen radial nach aussen ab, wenn der Bereich des Wallfusses und des Gebietes westlich davon ausser Betracht gelassen wird.

3.5.3 Baggerschächte

Wie die Schachtprotokolle der Baggerschächte S1 bis S8 (Anhang A5) zeigen, ist die Abfolge der Seeablagerungen z.T. sehr heterogen aufgebaut, so dass nicht über das ganze Gebiet von einer mehr oder weniger vergleichbaren Zusammensetzung der Proben ausgegangen werden konnte, wie dies bei Flurlingen der Fall war. Das Spektrum reicht von tonigen Silten über Silte bis zu relativ sauberen Sanden. In demjenigen Tiefenbereich, in welchem die Rammdiagramme ausgewertet wurden, treten allerdings in den meisten Schächten tonige Silte auf. Eine generelle Abnahme der Korngrössen vom Wall (d.h. von der ehemaligen Gletscherfront) weg konnte im – doch ziemlich begrenzten – Untersuchungsperimeter nicht beobachtet werden. Die Abfolge ist meist

von beige, in den tieferen Teilen auch von grauer Färbung. Der Tonanteil ist – vor allem in den obersten Bereichen der Schächte – oftmals so gering, dass die Pakete zwar noch eine erhebliche Trockenfestigkeit aufweisen, in feuchtem Zustand jedoch relativ leicht auseinanderfallen. Dies im Unterschied zu den fetten, zähen, tonreichen Seebodenablagerungen von Flurlingen. Die Seeablagerungen führen unterschiedlich viel Kies und z.T. grössere, gekritzte Steine.

Die einzelnen Teilbereiche zeigen meist einen ziemlich homogenen Aufbau. Eine Schichtung konnte nur in einzelnen Fällen festgestellt werden. Möglicherweise hängt dies mit dem gletschernahen Ablagerungsmilieu und den dadurch unruhigen Strömungsverhältnissen zusammen. Tonigere Partien treten meist flaserartig auf. In den Baggerschächten BS5 und BS7 wurden Wechsellagerungen von tonig-siltigen und sandigen Lagen und Schlieren beobachtet, die mehr oder weniger vertikal lagen und auf Glazialtektonik hinweisen.

3.5.4 Mineralogie

3.5.4.1 Mineralogie des Gesamtmaterials der untersuchten Proben

Tab. 3.1 zeigt eine Zusammenstellung der wichtigsten Mineralanteile. Die untersuchten Proben wiesen alle eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung auf. Kalzit dominierte bei allen Proben. Darauf folgten Quarz und Dolomit. Die Dolomitgehalte lagen z.T. wesentlich höher als bei den Proben von Flurlingen, was auf ein anderes Gletschereinzugsgebiet zurückzuführen ist. Die Tonmineralgehalte lagen mit 15-23 % bezüglich des Gesamtmaterials deutlich tiefer als bei den Proben von Flurlingen.

3.5.4.2 Mineralogie der Fraktion < 2µm

Der Anteil der Fraktion < 2µm der untersuchten Proben schwankte zwischen 25 und 40%, bezogen auf das Gesamtmaterial (Tab. 3.1). In dieser Fraktion waren unter anderem Karbonate mit 30 bis 38 % und Quarz mit 4 bis 7 %, bezogen auf den Feinanteil, vertreten.

In sämtlichen untersuchten Proben wurden nur Illit und Chlorit als Vertreter der Tonminerale identifiziert. Im Unterschied zu Flurlingen war bei diesen Proben der Illitgehalt stets höher als der Chloritgehalt. Quellfähige Tonminerale wurden keine festgestellt.

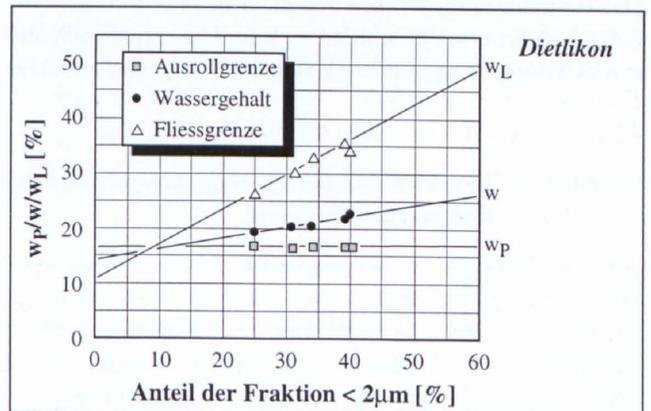
3.5.5 Bodenkennwerte

Die natürlichen Wassergehalte der untersuchten Proben variierten zwischen 15 und 22%. Ähnlich wie bei den Proben von Flurlingen lagen sie näher an der Ausrollgrenze als an der Fließgrenze (Fig. 3.6).

Aufgrund der Laborklassifikation der feinkörnigen Lockergesteine (SN 670 008) handelte es sich bei sämtlichen Proben um CL-Böden, die im Plastizitätsdiagramm von

Tabelle 3.1: Mineralogie des Gesamtmaterials.

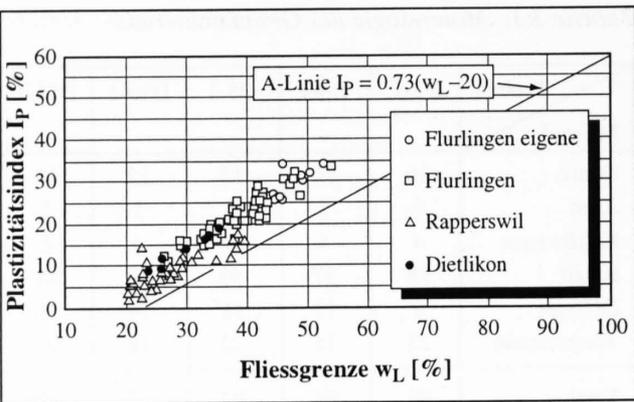
Proben	D2-1	D6-1	D8-1	D10-1	D11-1
Quarz	16	16	15	15	14
Albit	6	5	5	5	5
Kalifeldspat	4	4	0	4	6
Kalzit	38	37	40	36	41
Dolomit	9	17	11	14	15
Tonminerale	23	15	22	18	23
Total	96	94	93	92	104
Anteil < 2 µm	40	25	34	31	39



Figur 3.6: Lage der Wassergehalte der Proben aus Dietlikon bezüglich der Ausroll- und der Fließgrenzen.

CASAGRANDE im Bereich der wenig- bis mittelpastischen, anorganischen Tone lagen (Fig. 3.7) und deutlich niedrigere Fließgrenzen aufwiesen als die Oedometerproben von Flurlingen. Dies infolge geringerer Anteile an Tonmineralen im allgemeinen und fehlenden Anteilen an quellfähigen Tonmineralen (vgl. obiges Kapitel).

Eine Beziehung zwischen den Rammindizes und den Bodenkennwerten konnte im vorliegenden Fall nicht festgestellt werden. Für einen solchen Vergleich wäre beispielsweise die Liquiditätszahl I_L in Frage gekommen (vgl. Kap. 2.6.2.4). Kleinere I_L -Werte hätten bei gleicher Probenzusammensetzung und homogener Sedimentabfolge höhere Ramm-



Figur 3.7: Lage der Proben von Dietlikon im Plastizitätsdiagramm nach CASAGRANDE. Als Vergleich sind die Daten der Flurlinger- und der Rapperswiler-Proben ebenfalls eingetragen.

indizes zur Folge. Da aber die Zusammensetzungen der untersuchten Profile – was die Tonmineralanteile angeht – nicht identisch waren, durften die I_L -Werte der nach subjektiven Kriterien ausgewählten Proben nicht mit den Rammindizes in Zusammenhang gebracht werden.

3.5.6 Oedometerversuche

Die Erstbelastungsgeraden schienen in praktisch keinem der Versuche erreicht worden zu sein. Dies ergab sich aus einem Vergleich der aus den Daten der Oedometerversuche

Tabelle 3.2: Vergleich der aus den Oedometerversuchen ermittelten und der nach THERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Kompressionsbeiwerte.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Proben-Nr.		Laststufe ($\sigma_1 - \sigma_2$) [kN/m ²]	C_C ber.	$\Delta \varepsilon_2 - \Delta \varepsilon_1$ aus Kurve [%]	OCR	C_C est.	$\Delta \varepsilon_2 - \Delta \varepsilon_1$ abgeschätzt [%]	OCR	M_E -Wert Laststufe 1.0-2.7 [kg/cm ²]
D2-1	S1	1600-2000	0.24	1.5	12.7-14.2	0.28	1.7	18.4-20.8	91
D6-1	S3	1600-2000	0.17	1.1	11.7-17.6	0.21	1.4	18.0-24.0	113
D8-1	S4	1600-2000	0.26	1.7	10.1-10.8	0.27	1.7	10.1-10.8	100
D10-1	S5	1600-2000	0.17	1.1	15.9	0.25	1.6	20.1	78
D11-1	S6	1600-2000	0.24	1.5	8.1-8.6	0.29	1.8	9.9-10.2	91
D15-1	S7	1600-2000	0.17	1.2	11.7-13.8	0.21	1.5	11.7-13.8	143
D16-1	S8	1600-2000	0.16	1.2	4.6-6.6	0.19	1.4	7.4-9.2	101

Legende:

- 2 Herkunft (Schachtbezeichnung)
- 4 Kompressionsbeiwert C_C , berechnet aus der Last-/Setzungskurve
- 5/8 Differenz der spezifischen Zusammendrücken zu Beginn und am Ende der Laststufe
- 7 Kompressionsbeiwert C_C , abgeschätzt nach THERZAGHI & PECK (1967)

berechneten Kompressionsbeiwerte C_C mit den nach THERZAGHI & PECK (1967) abgeschätzten Werten (Tab. 3.2).

Die aus den Last-/Setzungskurven und unter Berücksichtigung der Kompressionsbeiwerte ermittelten Überkonsolidationsdrücke lagen bei allen Proben deutlich über den aktuellen Überlagerungsdrücken. Die OCR-Werte waren z.T. höher als bei den Flurlingerproben.

Die M_E -Werte, für welche zu einem Vergleich mit den Werten von Flurlingen die Laststufe 1.0 bis 2.7 kg/cm² gewählt wurde, lagen in derselben Größenordnung wie bei den Flurlingerproben. Offenbar verhielten sich die Proben von Dietlikon stark überkonsolidiert. Dies trotz fehlender Anzeichen dafür, dass die Sedimente je einmal vom ehemaligen Gletschereis überfahren worden wären. Mögliche Erklärungen dafür wären folgende:

- Das untersuchte Schichtpaket war durch seine oberflächliche Lage theoretisch viel eher der Austrocknung ausgesetzt, als dies bei Flurlingen der Fall war. Der relativ geringe Tonanteil der Sedimente könnte eine ehemalige Austrocknung zusätzlich begünstigt haben. Aufgrund der untersuchten Proben sind diese Sedimente heute jedoch wassergesättigt. Es ist deshalb auch nicht anzunehmen, dass sie seit der letzten Eiszeit je einmal vollständig ausgetrocknet waren.
- Im Unterschied zu Flurlingen waren die Drainagebedingungen in den Seeablagerungen von Dietlikon aufgrund höherer Durchlässigkeiten besser als in den

sehr feinkörnigen Sedimenten von Flurlingen. Daraus könnte sich das Argument ergeben, dass sich die Porenwasserdrücke in den Sedimenten von Dietlikon rascher abbauen konnten als in Flurlingen. Dies hätte zur Folge gehabt, dass die durch den Gletschervorstoss verursachten Kräfte rasch auf das Korngerüst des Sedimentes gewirkt hätten und dadurch das Sediment vollständiger konsolidiert worden wäre, als dies in Flurlingen der Fall war.

Dem kann jedoch entgegengehalten werden, dass die Seebodenablagerungen von Flurlingen viel längerfristig beansprucht wurden als diejenigen von Dietlikon. Dadurch konnten die Porenwasserüberdrücke auch in diesen Sedimenten abgebaut werden und die Konsolidation vollständig eintreten, weshalb sich also keine Unterschiede im Grad der Konsolidation ergeben sollten.

Für die vorliegenden Untersuchungen interessierten uns aber vor allem die relativen Unterschiede zwischen den verschiedenen Probeentnahmestellen, weniger die absoluten Beträge. Dazu wurden die OCR-Werte miteinander verglichen.

Für das Profil R1 – R14 (Fig. 3.3) nahmen die OCR-Werte von der Anhöhe des Walls radial nach aussen sukzessive ab (Tab. 3.2), was gut ins Bild der Rammsondierungen passt. Von Baggerschacht BS2 konnten keine Werte ermittelt werden, da die sehr sandigen Proben für den Einbau in einen Oedometerring nicht geeignet waren.

Für das Profil R1 – R6 war die Entwicklung der OCR-Werte und der Rammwiderstände teilweise widersprüchlich, doch stimmte der Trend in dem Sinne, dass die höchsten Werte auf dem Wallrücken und die tiefsten Werte am Fusse des Walles lagen.

3.6 Zusammenfassung der Untersuchungen im Raume Dietlikon

Auswertungen von bereits früher durchgeführten und von eigenen Rammsondierungen im Bereich Rietmüli bei Dietlikon – Wangen – Brüttisellen ergaben qualitativ gebietsabhängige Rammindizes (vgl. Kap. 3.4.1) innerhalb der in diesem Bereich oberflächlich liegenden, gletschernah abgelagerten Seeablagerungen. Die höchsten Rammindizes fanden sich auf dem Rücken des Walls und nahmen radial nach aussen ab. Die eigenen Untersuchungen entlang zweier ausgewählter Profillinien, welche radial zum Wallbogen lagen, bestätigten diesen Trend. Mittels Oedometeruntersuchungen an ungestörten Proben aus diesen Seeablagerungen wurden die OCR-Werte ermittelt, deren höchste Werte ebenfalls im Bereich des Wallrückens lagen.

Diese Tatsache und der Umstand, dass die Isolinien der Rammindizes ebenfalls bogenförmig verlaufen, sind mögliche Anzeichen dafür, dass die betreffenden Seeablagerungen in der ausgehenden, letzten Eiszeit im Vorfeld einer von E bis SE vorstossenden Gletscherzunge des Glattal-Gletschers aufgestaucht wurden, wofür auch die verstellten Schichten innerhalb dieser Sedimente sprechen. Dass es sich bei der bogenförmigen Verteilung der Rammindizes um ein Abbild der Korngrössenverteilung handeln könnte, kann nicht vollständig ausgeschlossen werden, doch konnte in den Baggerschächten keine generelle Abnahme der Korngrössen vom Wallrücken weg beobachtet werden. Obwohl die Seesedimente vom Gletschereis nicht mehr überfahren worden sind, scheinen sie also durch flach verlaufende Presskräfte z.T. erheblich überkonsolidiert worden zu sein. Diese Kräfte wären nahe an der Gletscherstirn am grössten gewesen und hätten die Sedimente dort am stärksten verdichtet.

4 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Untersuchungen zeigen ganz grundsätzlich, dass geotechnische Parameter immer im Zusammenhang mit der Probenzusammensetzung (vgl. dazu SKEMPTON, 1964; BUCHER, 1975 u.a.), der Mineralogie und den geologischen Randbedingungen interpretiert werden sollen.

Einerseits ergaben Belastungsversuche an ungestörten Proben von Flurlingen eine stärkere Vorbelastung der glazialen Seebodenablagerungen, als dies aufgrund der vertikalen, ehemaligen Überlast begründbar gewesen wäre. **Diese Tatsache weist darauf hin, dass die vertikalen Spannungen – verursacht durch die Überlast des Sedimentpaketes und des ehemaligen Gletschereises – alleine nicht genügen, um die Seebodenlehme in dem Masse vorzubelasten, wie sie heute vorgefunden werden.**

Andererseits zeigen die Rammuntersuchungen im Raume Dietlikon, dass die in diesem Gebiet von einer Gletscherzunge zu einem Wall aufgestauchten Seeablagerungen unterschiedlich stark verdichtet wurden. Eine Möglichkeit für die Erklärung des Verteilungsmusters der Rammindizes wäre eine flachliegende Spannungskomponente, die vom Bereich der ehemaligen, vorstossenden Gletscherzunge ausginge.

Obwohl diese Sedimente eindeutig nicht mehr vom Gletscher überfahren wurden, kann in einem gewissen Sinne auch hier von einer glazialen Vorbelastung der Seeablagerungen gesprochen werden. Im Unterschied zu Flurlingen scheint die Vorbelastung in diesem Gebiet jedoch nur auf Schubspannungen zurückzuführen zu sein, welche durch die vorstossende Gletscherzunge verursacht wurden.

Es kann davon ausgegangen werden, dass eine solche Spannungskomponente auch im Raume Flurlingen existierte, wofür unter anderem Deformationsstrukturen innerhalb der Seebodenablagerungen sprechen. Dieser Faktor führte offenbar nebst der vertikalen Überlast zu einer verstärkten Vorbelastung des Untergrundes.

Eine solche Vorbelastung kann sich durchaus positiv auf das geotechnische Verhalten von Seebodenablagerungen

auswirken, indem diese zusätzlich verdichtet werden. Gleichzeitig können Schubkräfte jedoch auch zur Verschuppung, Verschleppung und Zerschering einzelner Sedimentpakete und zur Ausbildung von Gleitflächen führen. In den Seebodenablagerungen von Flurlingen wurden verschieden alte Gleitflächen beobachtet, darunter auch eindeutig reaktivierte. Die untersuchte Scherzone innerhalb der Seebodenlehme, welche diskordant zur sedimentären Lagerung verläuft, wird als Produkt von solchen Schubkräften interpretiert. Die Bildung dieser Scherfläche als Folge von Hangfussentlastung – beispielsweise durch das Wegschmelzen des Gletschers oder durch nacheiszeitliche Erosion bedingt – kann ausgeschlossen werden, da deutliche Abrissborde fehlen und die Hangbewegungen bis zum Baubeginn des Nationalstrassenstückes sehr langsam und praktisch unmerklich verliefen. Viel eher wurden durch die Hangentlastung bereits existierende, glazialtektonisch bedingte Scherflächen reaktiviert.

Die Schwierigkeit für die Beurteilung eines Bodens ergibt sich daraus, dass solche Schwächezonen meist verborgen sind und unberechenbar verlaufen. Auch können solche Scherflächen in grosser Zahl auftreten. Es ist nicht anzunehmen, dass es sich bei den beiden mittels Slope-Indikator-Messungen festgestellten Gleithorizonten am Flurlingerhang um die einzigen handelt.

Da jedoch immer das schwächste Glied einer Abfolge für das geotechnische Verhalten eines Bodens verantwortlich ist, **muss speziell in feinkörnigen, glazial vorbelasteten Sedimenten die Existenz solcher Schwächezonen vermehrt in Betracht gezogen und im schlechtesten Fall mit Reibungswinkeln in der Grössenordnung der Restscherfestigkeit gerechnet werden.** Dabei kann nicht jeder Fall gleich beurteilt werden. Der Flurlingerhang ist aufgrund seiner Hanglage und Vorgeschichte sicher als kritischer einzustufen als gleichartige Böden in flacheren Gegenden, doch dürften sich solche glazialtektonisch bedingten Scherflächen auch auf die Stabilität von kurzfristigen Anschnitten und Baugruben auswirken.

REFERENZEN

A Literaturverzeichnis

- BAILEY, S.W. (1982): Nomenclature for regular interstratifications. *Clay Minerals* 17, 243-248.
- BJERRUM, L. (1967): Engineering Geology of Norwegian normally-consolidated marine clays as related to settlements of buildings. *Géotechnique* 17, 81-118.
- BOULTON, G.S. & JONES, A.S. (1979): Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *J.Glaciol.* 24 (90), 29-43.
- BOULTON, G.S. & DOBBIE, K.E. (1993): Consolidation of sediments by glaciers: relations between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial ground-water flow. *J.Glaciol.* 39 (131), 26-44.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. (1991): Glacigenic Sediments. *Development in Sedimentology*, Vol. 49.
- BUCHER, F. (1975): Die Restscherfestigkeiten natürlicher Böden, ihre Einflussgrößen und Beziehungen als Ergebnis experimenteller Untersuchungen. *Mitt. Inst. Grundbau und Bodenmechanik ETHZ* 103.
- BUCHER, F. (1993): *Bodenmechanik AK. Skript zur Vorlesung WS 1993/94, Wahlfach der Abt. II, ETH Zürich.*
- CASAGRANDE, A. (1936): The determination of preconsolidation load and its practical significance. *Proceedings of the 1st International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Cambridge, Mass.*, 3, 60-64.
- DEGEN, W. (1994): Sekundärsetzung in reinen Tonen: Untersuchungen zur Nichtlinearität des Gesetzes von Darcy bei sehr kleinen hydraulischen Gradienten. *Inst. für Geotechnik (IGT) ETHZ* 206, 116 S.
- HAAS, R. (1991): Bedeutung der Isothermenmessung an Tonen. *Mitt. Inst. für Bodenforschung und Baugeschiebung, Universität Wien. Reihe: Angewandte Geowissenschaften, Heft 1*, 26-40.
- HAHN, CH. (1969): Mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flussbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheins. *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 227-278.
- HALDIMANN, P.A. (1978): Quartärgeologische Entwicklung des mittleren Glattals (Kt. Zürich). *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 347-355.
- HOFMANN, F. (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süßwassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 279-284.
- HOFMANN, F. (1981): Erläuterungen zu Blatt 1031 Neunkirch des geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000. *Schweiz. geol. Komm.*
- JANBU, N., TOKHEIM, O. & SENNESET, K. (1981): Consolidation Tests with Continuous Loading. *Proceedings of the 10th ICSMFE, Vol. 1*, 645-654.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum. *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 823-838.
- KISCH, H.J. (1980): Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Tavéyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 753-777.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1993): The Rhine-Linth Glacier in the Upper Wurm: A Model of the Last Alpine Glaciation. *Quaternary Intern.* 18, 15-27.
- LAGALY, G. (1988): Grundzüge des rheologischen Verhaltens wässriger Tonmineralsuspensionen. *Mitt. Inst. für Grundbau und Bodenmechanik, ETH Zürich*, 133, 7-22.
- LAMBERT, A. (1984): Eine geologische Karte des Walensees. *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 101-114.
- LANG, H.J. & HUDER, J. (1990): *Bodenmechanik und Grundbau*. 4. Auflage, Springer, Berlin.
- LONGO, V. (1978): Geologie des Hagenholztunnels bei Kloten. *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 175-182.
- MÜLLER-VONMOOS, M. (1983): Die Bedeutung der Tonminerale für das Bodenmechanische Verhalten der Lockergesteine. *Mitt. Schweiz. Ges. Boden- und Felsmechanik* 109, 3-6.
- MÜLLER, G. & QUATERNAAT, J. (1969): Diffractometric Clay mineral analysis of Recent Sediments of Lake Constance. *Contr. Min. Petr.* 22, 268-275.
- PETERS, T. (1969): Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im schweiz. Mittelland. *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 517-525.
- PETERS, T., MUMENTHALER, T. & JENNI, J.P. (1972): Mineralogische und technologische Untersuchungen an Ziegentonen aus der Molasse der NE-Schweiz. *Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt.* 57, 331-348.
- PRINZ, H. (1982): *Abriss der Ingenieurgeologie*. Enke, Stuttgart.
- QUIGLEY, R.M. (1983): Glaciolacustrine and Glaciomarine Clay Deposition. In: EYLES, N. (Ed.): *Glacial Geology*, 140-167, Pergamon Press, Oxford/New York/Toronto/Sydney/Frankfurt.
- REY, R. (1994): Geotechnische Folgen der glazialen Vorbelastung von Seebodenablagerungen. *Diss. ETH Zürich*, Nr. 10631.
- REY, R. & SCHINDLER, C. (1993): Some effects of glacial overriding on the geotechnical properties of fine grained sediments. *Proc. Int. Symp. Hard Soils-Soft Rocks, Athens*, 253-260.

SAUER, E.K., GAREAU, L.F. & CHRISTIANSEN, E.A. (1990): Softening of overconsolidated Cretaceous clays by glacial erosion. *Quart. J. of Engineering Geology*, London, 23, 307-324.

SAUER, E.K., EGELAND, A.K. & CHRISTIANSEN, E.A. (1993): Preconsolidation of tills and intertill clays by glacial loading in southern Saskatchewan, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 30, 420-433.

SCHINDLER, C. (1968): Quartär zwischen Zürichsee und Baden. *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 395-434.

SCHINDLER, C. (1974): Zur Geologie des Zürichsees. *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 163-196.

SCHINDLER, C. (1976): Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung. *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 125-138.

SCHINDLER, C. (1985): Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung. *Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt.* 74.

SCHINDLER, C., RÖTHLISBERGER, H. & GYGER, M. (1978): Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 159-174.

SCHLÜCHTER, CH. (1984): Geotechnical properties of Zübo sediments. In: K.J. HSÜ & K.R. KELTS (Ed.): *Quaternary Geology of Lake Zurich: An interdisciplinary Investigation by Deep-Lake Drilling*. *Contr. Sedimentology* 13, 135-140.

SKEMPTON, A.W. (1964): Long-term stability of clay slopes. *Géotechnique* 14/2, 77-102.

SKEMPTON, A.W. (1970): The consolidation of clays by gravitational compaction. *Quart. J. of Geol. Soc.* 125, 373-411.

SKEMPTON, A.W. (1985): Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. *Géotechnique* 35/1, 3-18.

TERZAGHI, K. & PECK, R.B. (1967): *Soil Mechanics in Engineering Practice* (2nd edition). John Wiley & Sons INC., New York, London, Sydney.

THIRY, J. (1989): Die Stabilität des Flurlingerhangs. *Strasse und Verkehr* 6/89, 343-347.

THORP, P.W. (1991): Surface profiles and basal shear stresses of outlet glaciers from a Late-glacial mountain ice field in western Scotland. *J. Glaciol.* 37(127), 77-88.

B Berichte

Berichte IGT

- 1989: Nationalstrasse N4.2.3, Flurlingen: Probenuntersuchung. Bericht Nr. 4270/2.
- 1991a: Verkehrssanierung Rapperswil-Jona, Seetunnel Rapperswil: Probenuntersuchung. Bericht Nr. 4354.
- 1991b: Verkehrssanierung Rapperswil-Jona, Seetunnel Rapperswil: Tonmineralogische Untersuchungen. Bericht Nr. 4354/1.
- 1991c: Projekt Seebodenlehme: Geotechnische Untersuchungen als Grundlage für die Anwendung zerstörungsfreier Prüfmethode zur Ermittlung potentieller Gleitflächen. Bericht Nr. J 396/2.

Bericht Geologengemeinschaft Transit Rapperswil-Jona

- 1991: Verkehrssanierung Rapperswil-Jona, Variantenstudium Tunnel Tiefbau. Bericht Nr. 1630, Dr. Vollenweider AG & Dr. Streiff Partner AG.

Berichte Dr. von Moos AG

- 1978: Umfahrung Bassersdorf. Bericht Nr. 3135.
- 1989: Nationalstrasse N4.2.3, Kantonsgrenze Schaffhausen – Flurlingen, Tagbaustrecke Süd – Uhwiesenstrasse: Ergänzende Untersuchungen 1988. Bericht Nr. 4300/11.
- 1991: Altbachkorrektur Bassersdorf/Dietlikon: Rückhaltebecken Altbach: Hydrogeologische Untersuchungen. Bericht Nr. 5065.
- 1992: Nationalstrasse N4.2.3, Kantonsgrenze Schaffhausen – Flurlingen, Tagbaustrecke Süd: Ergänzende Untersuchungen 1991/1992. Bericht Nr. 4300/13.
- 1993: Hangsicherungs-Pfahlwand: Geologischer Befund. Bericht Nr. 4300/14.

Diverse andere Berichte der Dr. von Moos AG über Untersuchungen am Flurlingerhang.

C Verzeichnis der verwendeten Normen zur Untersuchung von Lockergesteinen

- SN 670 008 (1973): Klassifikation der Lockergesteine: Laboratoriumsmethode nach USCS.
- SN 670 335a (1989): Dichte des Bodens.
- SN 670 345 (1973): Konsistenzgrenzen.

D Verzeichnis der Karten

- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50'000. *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 112/2.
- HOFMANN, F. (1981): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1031 Neunkirch. *Schweiz. geol. Komm.*, Nr.74.
- HÜBSCHER, J. (1961): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1032 Diessenhofen. *Schweiz. geol. Komm.*, Nr.38.
- SCHINDLER, C. (1982): Baugrunderkarte Schaffhausen 1:10'000 (2 Blätter).

ANHANG

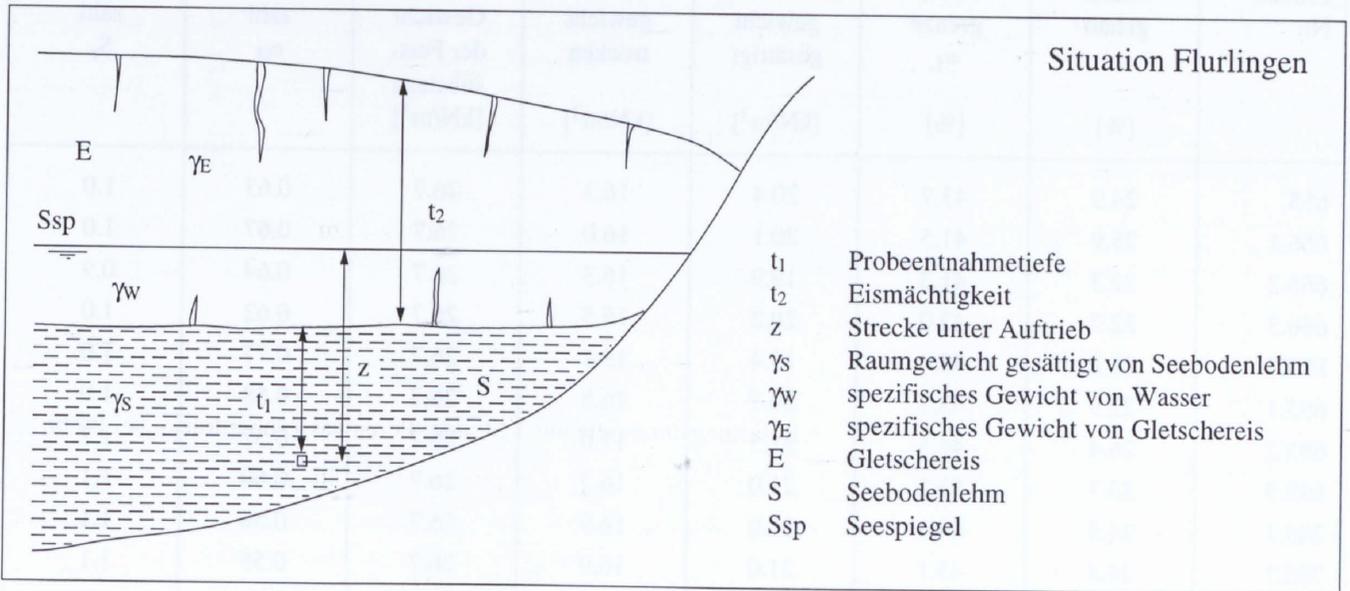
Anhang 1: C_α -Werte für verschiedenen Laststufen der durchgeführten Oedometerversuche

Laststufe Probe	4-12.5 [kN/m ²]	12.5-25 [kN/m ²]	25-50 [kN/m ²]	50-100 [kN/m ²]	100-200 [kN/m ²]	200-400 [kN/m ²]	400-800 [kN/m ²]	800-1600 [kN/m ²]	1600-3200 [kN/m ²]
666.2	9.40E-05	2.00E-03	2.00E-04	3.00E-03	3.90E-04	6.90E-04	1.19E-03	-	-
666.3	7.80E-05	2.00E-04	2.90E-04	3.10E-04	3.90E-04	5.30E-04	9.50E-04	1.45E-03	1.92E-03
693.1	-	2.00E-04	4.00E-04	4.00E-04	6.00E-04	5.00E-04	6.00E-04	1.70E-03	2.50E-03
693.2	1.00E-04	1.00E-04	-	3.00E-04	-	-	8.00E-04	1.50E-03	1.90E-03
705.1	-	1.30E-03	1.50E-03	2.10E-03	9.00E-03	1.00E-03	1.90E-03	2.40E-03	2.50E-03
705.2	3.00E-04	2.00E-04	-	4.00E-04	-	-	1.10E-03	1.30E-03	2.00E-03
301.1	8.80E-05	1.70E-04	2.90E-04	2.80E-04	4.00E-04	3.70E-04	4.60E-04	1.04E-03	1.15E-03
301.2	-	-	-	2.70E-04	-	4.90E-04	8.00E-04	1.20E-03	1.70E-03
301.5	-	-	1.30E-04	1.20E-04	-	-	7.10E-04	1.30E-03	-
302.1	2.70E-04	9.00E-04	1.15E-03	1.51E-03	1.34E-03	8.00E-04	1.27E-03	2.20E-03	2.10E-03
302.2	-	-	-	6.00E-05	-	4.10E-04	7.00E-04	1.10E-03	1.60E-03
302.5	-	-	3.60E-04	1.70E-04	-	-	9.10E-04	1.10E-03	-

Anhang 2: Gewichtung der Oedometerresultate

Probe	repräsentativ	bedingt repräsentativ	Begründung
655		x	<ul style="list-style-type: none"> • leicht schiefe Lagerung
666.1	x		<ul style="list-style-type: none"> • evtl. schiefe Lagerung
666.2		x	<ul style="list-style-type: none"> • unregelmässige Belastungsintervalle; z.T. zu niedrige Lasterhöhungen
666.3	x		<ul style="list-style-type: none"> • Belastungsintervalle 2-3 Tage
FLT7		x	<ul style="list-style-type: none"> • Probenentnahme nicht sehr schonend; Probe evtl. aufgelockert; optisch zwar in gutem Zustand
693.1		x	<ul style="list-style-type: none"> • Belastungsintervalle nur 1 Stunde; Porenwasserüberdrücke bei Probe aus gleicher Probenbüchse jedoch nach 1 Stunde abgebaut
693.2	x		<ul style="list-style-type: none"> • Standardversuch
693.3		x	<ul style="list-style-type: none"> • Scherfläche innerhalb Probenkörper
705.1	x		<ul style="list-style-type: none"> • Porenwasserüberdrücke jeweils nach 1 Stunde abgebaut; praktisch identisch mit 705.2
705.2	x		<ul style="list-style-type: none"> • Standardversuch; praktisch identisch mit 705.1
301.1		x	<ul style="list-style-type: none"> • schiefe Lagerung; Probe nicht homogen; w_L nicht bestimmt
301.2		x	<ul style="list-style-type: none"> • Probe nicht homogen; w_L nicht bestimmt
301.4		x	<ul style="list-style-type: none"> • CL-Versuch: Übergang von Last-/Setzungskurve sehr undeutlich; ermittelter, ehemaliger Überlagerungsdruck wahrscheinlich zu niedrig
301.5	x		<ul style="list-style-type: none"> • Standardversuch
302.1		x	<ul style="list-style-type: none"> • leicht schiefe Lagerung; Belastungsintervalle 1 Stunde
302.2	x		<ul style="list-style-type: none"> • Standardversuch
302.4		x	<ul style="list-style-type: none"> • Probenkörper zerschert
302.5		x	<ul style="list-style-type: none"> • Probenkörper zerschert

Anhang 3: Berechnung der ehemaligen Eismächtigkeiten über die, aus den Oedometerversuchen ermittelten, ehemaligen Überlagerungsdrücke



Allgemein:

$$\vec{F} = m \vec{g} = \rho V \vec{g} = \rho A t \vec{g} = \frac{\gamma}{g} A t \vec{g} = \gamma A t \quad [\text{N}]$$

Für Flurlingen, Fall A:

$$\vec{F} = A (\gamma_S t_1 + \gamma_E t_2 - \gamma_W z) \quad [\text{kN}]$$

$$\sigma = \frac{\vec{F}}{A} = \gamma_S t_1 + \gamma_E t_2 - \gamma_W z \quad \left[\frac{\text{kN}}{\text{m}^2} \right]$$

$$t_2 = \frac{\sigma + \gamma_W z - \gamma_S t_1}{\gamma_E} \quad [\text{m}]$$

Für Flurlingen, Fall B (ohne Auftrieb):

$$t_2 = \frac{\sigma - \gamma_S t_1}{\gamma_E} \quad [\text{m}]$$

Legende:

\vec{F}	Kraft
m	Masse
\vec{g}	Erdbeschleunigung
A	Fläche

t	Tiefe
ρ	Dichte
γ	spez. Gewicht
σ	vertikale Spannung

Anhang 4: Sättigungszahlen der untersuchten Seebodenablagerungen von Flurlingen

Proben-Nr.	Wassergehalt [%]	Fliessgrenze w_L [%]	Raumgewicht gesättigt [kN/m ³]	Raumgewicht trocken [kN/m ³]	spez. Gewicht der Festsubstanz [kN/m ³]	Porenzahl e_0	Sättigungszahl S_r
655	24.9	43.7	20.4	16.3	26.7	0.63	1.0
666.1	25.9	41.5	20.1	16.0	26.7	0.67	1.0
666.2	22.3	41.3	19.9	16.3	26.7	0.64	0.9
666.3	22.7	42.0	20.2	16.5	26.7	0.62	1.0
FLT7	28.8	48.4	19.4	15.1	26.7	0.77	1.0
693.1	22.9	43.7	20.7	16.8	26.7	0.58	1.0
693.2	26.4	44.5	21.5	17.0	26.7	0.57	1.2
693.3	25.7	53.2	21.0	16.7	26.7	0.60	1.1
705.1	24.5	44.1	21.0	16.9	26.7	0.58	1.1
705.2	24.4	43.1	21.0	16.9	26.7	0.58	1.1
705.3	20.7	-	21.0	17.4	26.7	0.53	1.0
301.1	19.3	-	21.6	18.1	26.7	0.47	1.1
301.2	16.9	-	21.9	18.7	26.7	0.42	1.1
301.4	22.3	46.0	21.3	17.4	26.7	0.53	1.1
301.5	22.8	43.0	21.6	17.6	26.7	0.52	1.2
302.1	20.6	44.3	21.3	17.7	26.7	0.51	1.1
302.2	20.2	50.1	21.1	17.6	26.7	0.52	1.0
302.4	22.9	48.9	21.2	17.2	26.7	0.55	1.1
302.5	20.3	47.4	21.3	17.7	26.7	0.51	1.1

Anhang 5: Schachtprotokolle Baggerschächte Dietlikon

SCHLITZ S1	OKT 451.8 m ü.M
0.00-0.30 m:	erdiges, humoses Material; braun; mit Steinen: Ackererde
0.30-0.70 m:	leicht tonige, siltige Sande; beigebraun: Verwitterungsschicht
0.70-1.40 m:	tonige Silte; beige-grau bis rostbraun-beige; z.T. mit wenig Feinsand (einzelne sandigere Nester), mit mässig bis reichlich Kies (alle Fraktionen) und einzelnen Steinen, kantig bis angerundet; bis ca. 1.30 m mit vereinzelt Kalkkonkretionen; mit reichlich feinverteilten, organischen Partikelchen: Seeablagerungen <i>1.40 m: Probe D2-1</i>
1.40-1.50 m:	siltige Sande; beige-grau; feucht
1.50-2.30 m:	tonig-siltige Sande; beige; z.T. mit reichlich Kies, gerundet. Ziemlich homogene Abfolge
SCHLITZ S2	OKT 451.0 m ü.M
0.00-0.35 m:	humoses Material; braun: Ackererde
0.35-1.10 m:	leicht tonige, siltige Sande mit wenig Kies und mit einzelnen Steinen; mit organischen Beimengungen. Grobkomponenten meist gerundet. Abfolge gegen unten toniger werdend: Verwitterungsschicht
1.10-1.75 m:	tonig-siltige Sande; beige/grau-gefleckt, z.T. rostrot angewittert; mit wenig bis reichlich Kies und mit wenig Steinen, gerundet: Seeablagerungen
1.75-2.25 m:	tonig-siltige Feinsande, braunbeige bis rostbraun, mit einzelnen stark tonigen Fasern (cm-Bereich) und Partien; mit mässig, in einzelnen Lagen mit viel Kies (alle Fraktionen). Grobkomponenten kantig bis gerundet. Abfolge zuweilen auch ziemlich sandig <i>2.15 m: Probe D4-1</i>
SCHLITZ S3	OKT 449.3 m ü.M
0.00-0.35 m:	humoses Material; braun: Ackererde
0.35-1.10 m:	leicht tonige, siltige Sande, beige, mit wenig bis reichlich Kies und mit Steinen (Durchm. bis 10 cm), darunter Molassesandsteine; Grobkomponenten kantig bis gerundet: gletschnahe Seeablagerungen
1.10-1.80 m:	tonige Silte bis tonig-siltige Feinsande, beige mit rostbraunen Flecken und Sandlägchen; Abfolge recht homogen; relativ weich gelagert; mit wenig bis reichlich Feinkies, z.H. kantig: Seeablagerungen <i>1.65 m: Probe D6-1</i>
SCHLITZ S4	OKT 445.0 m ü.M
0.00-0.30 m:	erdiges, humoses Material; dunkelbraun: Ackererde
0.30-1.55 m:	leicht tonige, siltige Sande, hellbraun, mit wenig Kies und mit einzelnen Steinen, kantig und gerundet; mit organischen Beimengungen: Verwitterungsschicht
1.55-3.50 m:	tonige Silte bis tonig-siltige Sande, beigebraun, mit mässig Kies (z.T. Durchm. bis 4 cm), Kieskomponenten kantig bis angerundet, z.T. gekritz; z.T. feinverteilte, organische Partikelchen. Bei 2.45 m geringer Wasserzufluss: Seeablagerungen <i>2.65 m: Probe D8-1</i>
SCHLITZ S5	OKT 451.9 m ü.M
0.00-0.30 m:	Humus; dunkelbraun
0.30-0.60 m:	siltige Sande, braunbeige, mit wenig Kies und mit Ziegelsteinresten. Mit organischen Bestandteilen und kleinen Schnecken-schalen: Deckschicht
0.60-1.00 m:	siltige Sande, beige-grau, z.T. roströtlich angewittert, mit wenig Kies und mit organischen Bestandteilen
1.00-1.40 m:	Silte, beige, mit reichlich Sand; feucht: Seeablagerungen
1.40-2.10 m:	tonige Silte, beige, mit wenig Kies und mit einzelnen Steinen, z.T. gekritz; Grobkomponenten kantig und gerundet
2.10-2.80 m:	tonige Silte und tonig-siltige Feinsande, beige, mit wenig Kies und mit einzelnen Blöcken (Durchm. bis 25 cm); tonig-siltige und sandige Partien wechseln sich ab; scharfe Begrenzung; tonig-siltiger resp. sandiger Anteil variierend; Grobkomponenten meist gerundet; Abfolge ziemlich dicht gelagert <i>2.55 m: Probe D10-1</i>

Anhang 5: Schachtprotokolle Baggerschächte Dietlikon (Fortsetzung)

SCHLITZ S6 OKT 451.0 m ü.M

- 0.00-0.30 m: Humus; dunkelbraun; mit Kies und Steinen
0.30-0.50 m: siltige Feinsande, beige, mit wenig Kies und mit organischen Bestandteilen: Verwitterungsschicht
0.50-1.90 m: relativ saubere Feinsande, beige. Bei ca. 1.00 m mit wenig Feinkies; mit wenig Steinen und einzelnen Blöcken (Durchm. bis 20 cm): Seeablagerungen (?)
1.90-3.00 m: tonige Silte, beige, mit feinen, grauen, unförmigen Flecken; mit wenig Sand und einzelnen Feinkieskomponenten; recht homogene Teile, ohne eigentliche Schichtung; mit feinverteilten, organischen Partikelchen; dicht und fest gelagert: Seeablagerungen 2.25 m: Probe D11-1

SCHLITZ S7 OKT 444.5 m ü.M

- 0.00-0.20 m: Humus, dunkelbraun, mit Kies und einzelnen Steinen
0.20-0.40 m: braunes, erdiges Material: magerer Humus
0.40-1.50 m: tonig-siltige Sande, beige, mit wenig bis reichlich Kies, kantig und gerundet. Mit organischen Bestandteilen: Verwitterungsschicht
1.50-3.10 m: tonige Silte, beige, mit wenig Kies und mit organischen Bestandteilen (?)
3.10-3.70 m: leicht siltige bis siltige Sande, beige bis rostbraunbeige; im unteren Teil mit einzelnen tonigen Schlieren/Partien, die unförmig, z.T. lobenartig gewellt sind und senkrecht verlaufen; keine eigentliche Lagerung
3.80-4.50 m: tonig-siltige Feinsande und tonige Silte, grau, mit wenig bis reichlich Sand und einzelnen Feinkieskomponenten; einzelne Partien/Flasern mit erhöhtem Tonanteil; Grenzen zu sandigeren Teilen schieflegend; Abfolge dicht und fest gelagert: Seeablagerungen 3.90 m: Probe D15-1

SCHLITZ S8 OKT 440.7 m ü.M

- 0.00-0.30 m: Humus, dunkelbraun
0.30-1.90 m: erdiges, humoses Material, hellbraun; siltige Sande mit wenig Kies und mit organischen Bestandteilen. Bei 0.95 m Horizont mit verkohlten Holzstückchen, die aber bis in eine Tiefe von 1.90 m noch vereinzelt auftreten; geringer Wasserzufluss bei 1.75 m: magerer Humus
1.90-2.30 m: siltige Sande, beige, z.T. rostrot gefleckt, mit reichlich Kies und einzelnen Steinen, kantig und gerundet. Abfolge zuweilen leicht tonig; einzelne Wiesenalkkalkkonkretionen: Verwitterungsschicht
2.30-2.60 m: leicht siltige Kiese mit viel Sand und z.T. grösseren Holzstücken/Wurzelresten von 10 cm Länge und 1.5 cm Durchmesser; erhöhter Wasserzufluss
2.60-2.85 m: leicht tonige, siltige Sande, beige, z.T. rostrot gefleckt, mit reichlich Kies und einzelnen Steinen
2.85-4.20 m: tonige Silte, grau, mit reichlich Kies und Blöcken, gekritzelt. Im oberen Bereich viele Holzstücke eingebettet, etwa 15-20 cm unter der oberen Grenze dieser Schicht in einem etwa 20 cm mächtigen Horizont. Darunter tonige Silte, grau, mit vereinzelt Kieskomponenten (hauptsächlich Feinkies): Seeablagerungen 4.00 m: Probe D16-1