

# Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees : Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3

Autor(en): **Schindler, Conrad / Fisch, Werner / Streiff, Peter**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **78 (1985)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165649>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

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

# Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees – Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3

Von CONRAD SCHINDLER<sup>1)</sup>, WERNER FISCH<sup>2)</sup> und PETER STREIFF<sup>3)</sup>; mit botanischen Beiträgen von BRIGITTA AMMANN<sup>4)</sup> und KAZIMIERZ TOBOLSKI<sup>5)</sup>

## ZUSAMMENFASSUNG

Unter Moränen des Hochwürms wurden im Süden des Walensees an mehreren Orten ältere, hartgelagerte Lockergesteine gefunden. Über glazial geschliffenem Fels folgen vorerst meist Grundmoränen, dann Ablagerungen in einen ausgedehnten See, dessen Spiegel im Endstadium um Kote 500 m lag, also 80 m über dem heutigen Seespiegel. Paläobotanische Daten sowie der Fund eines Höhlenbärenschädels machen eine Einstufung ins Spättriss bis beginnendes Eem wahrscheinlich. Während eines Gletschervorstosses – wohl Frühwürm – wurden die Seeablagerungen weitgehend ausgeräumt, und es entstanden daraufhin, unterbrochen von Eisvorstössen, periglaziale Ablagerungen und Schieferkohlen (Frühwürm?). Der Vergleich mit ähnlichen Lockergesteinen weiter talabwärts zeigt ebenfalls verbreitet alte Seeablagerungen bis weit über den heutigen Talboden hinauf sowie Schieferkohlen, doch lassen sich vorerst keine eindeutigen Verknüpfungen beweisen. Die unerwartet komplexen Lockergesteinsfolgen am Walensee brachten schwierige geotechnische Probleme, insbesondere Hangbewegungen.

## 1. Einleitung

Seit langem wurde beklagt, dass unser Strassennetz am Walensee einen Engpass aufweise. Es wurde deshalb bereits im Jahre 1968 mit den geologischen Voruntersuchungen für den Bau des fehlenden Abschnitts der Autobahn zwischen dem östlichen Teil der Linthebene und Flums begonnen. Mit diesen Arbeiten betraute der Kanton St. Gallen P. Streiff, der Kanton Glarus W. Fisch, welcher für die Behandlung der Lockergesteine seinerseits das geotechnische Büro Dr. von Moos AG und damit auch C. Schindler zuzog. Aus der Fülle interessanter geologisch-geotechnischer Probleme seien hier einige überraschende Resultate aus dem Quartär südlich des Walensees ausgewählt und dargestellt. Schon früh stiess zu uns Frau B. Ammann, welche einige Pollenprofile untersuchte, während K. Tobolski die Makroreste von Pflanzen behandelte. Besonders erwähnt sei die Unternehmung Locher & Cie AG für ihre Unterstützung und ihr Interesse an den Untersuchungen. Den Kantonen Glarus und St. Gallen danken wir für die interessanten Aufträge, für die Möglichkeit zu sondieren und für die Einwilligung zur Publikation, dem Kanton St. Gallen zudem auch für einen finanziellen Beitrag zugunsten der botanischen

<sup>1)</sup> Ingenieurgeologie, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich.

<sup>2)</sup> Wiesengrund 13/Postfach, CH-8907 Wettswil a. A.

<sup>3)</sup> Greithstrasse 22, CH-8640 Rapperswil.

<sup>4)</sup> Systematisch-Geobotanisches Institut der Universität, Altenbergrain 21, CH-3013 Bern.

<sup>5)</sup> Quaternary Research Institute, U.A.M., Fredry 10, PL-61-701 Poznań.

Untersuchungen. Das Institut für exakte Wissenschaften der Universität Bern bestimmte das Alter dreier Proben, wofür H. Oeschger und Frau T. Riesen gedankt sei.

Sondierungen wurden in verschiedenen Etappen entlang der gesamten Trasse abgetieft, wobei in geotechnisch kritischen Gebieten – und um solche handelt es sich bei den interessantesten Vorkommen von Quartär – nachträglich zahlreiche weitere, oft mit Instrumenten bestückte Kernbohrungen niedergebracht wurden. Für den besonders schwierigen, rund 200 m langen Abschnitt bei Tiefenwinkel, rund 1 km östlich Mühlehorn, ergab sich zum Beispiel eine Summe von 17 bis zu 66 m langen Kernbohrungen, wozu ein 30 m tiefer, sehr detailliert aufgenommener Schacht kommt. Dies alles konnte mit einer geologischen Detailkartierung, Beobachtungen während des Baus und einzelnen älteren Sondierungen kombiniert werden, so dass hier streckenweise ungewöhnlich genaue Unterlagen vorliegen. Wie so oft erwies es sich dabei, dass eine scheinbar banale Geologie äusserst komplex wurde.

## 2. Beschreibung der Aufschlüsse

### 2.1 Gebiet Tiefenwinkel (Kt. Glarus)

Wie schon der Name andeutet, springt das Gelände hier stark zurück, dies zwischen einer auffällig geradlinig verlaufenden Felswand aus Quintnerkalk der Glarnerdecke im Westen und dem Rotbach im Osten, welcher die Grenze zum Kanton St. Gallen bildet

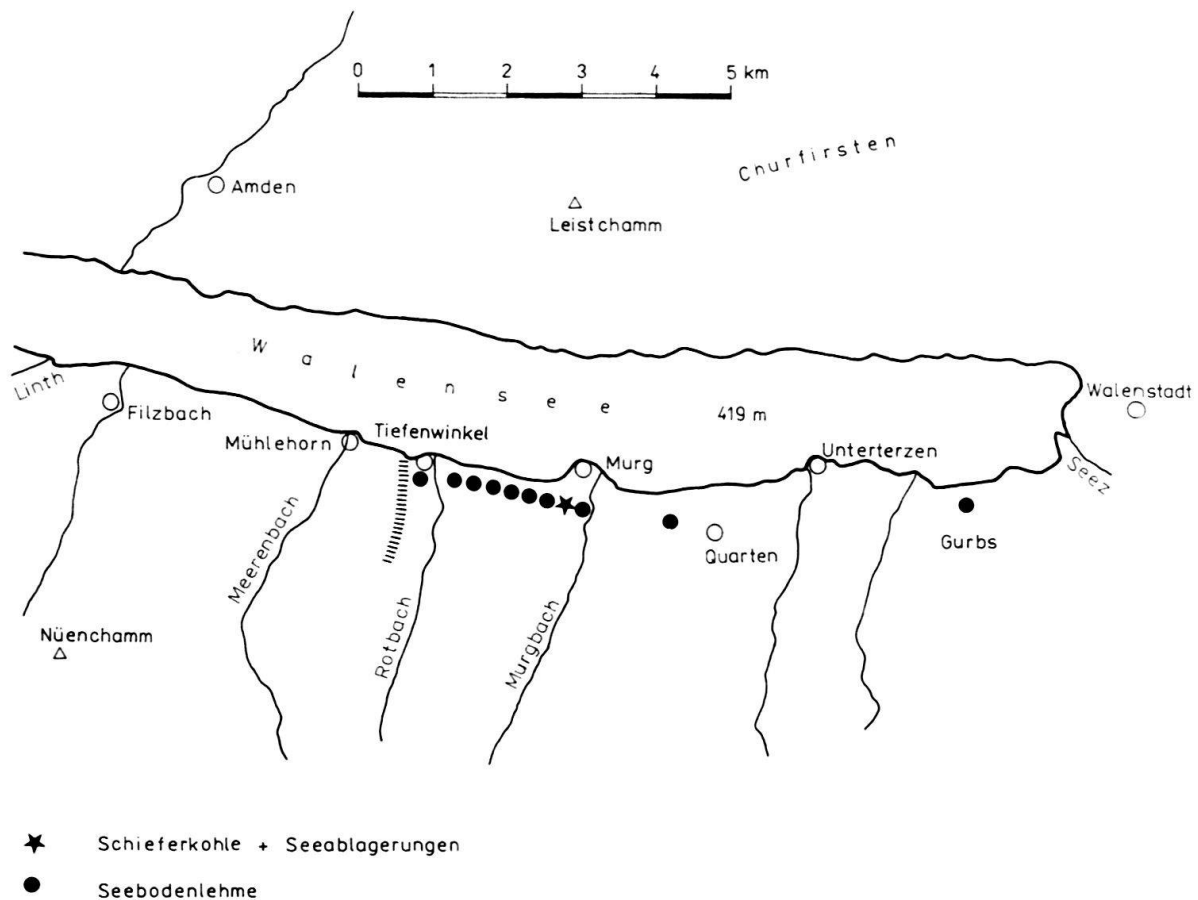


Fig. 1. Lage der im Text erwähnten Vorkommen von glazial vorbelasteten Seebodenlehmen und Schieferkohlen.

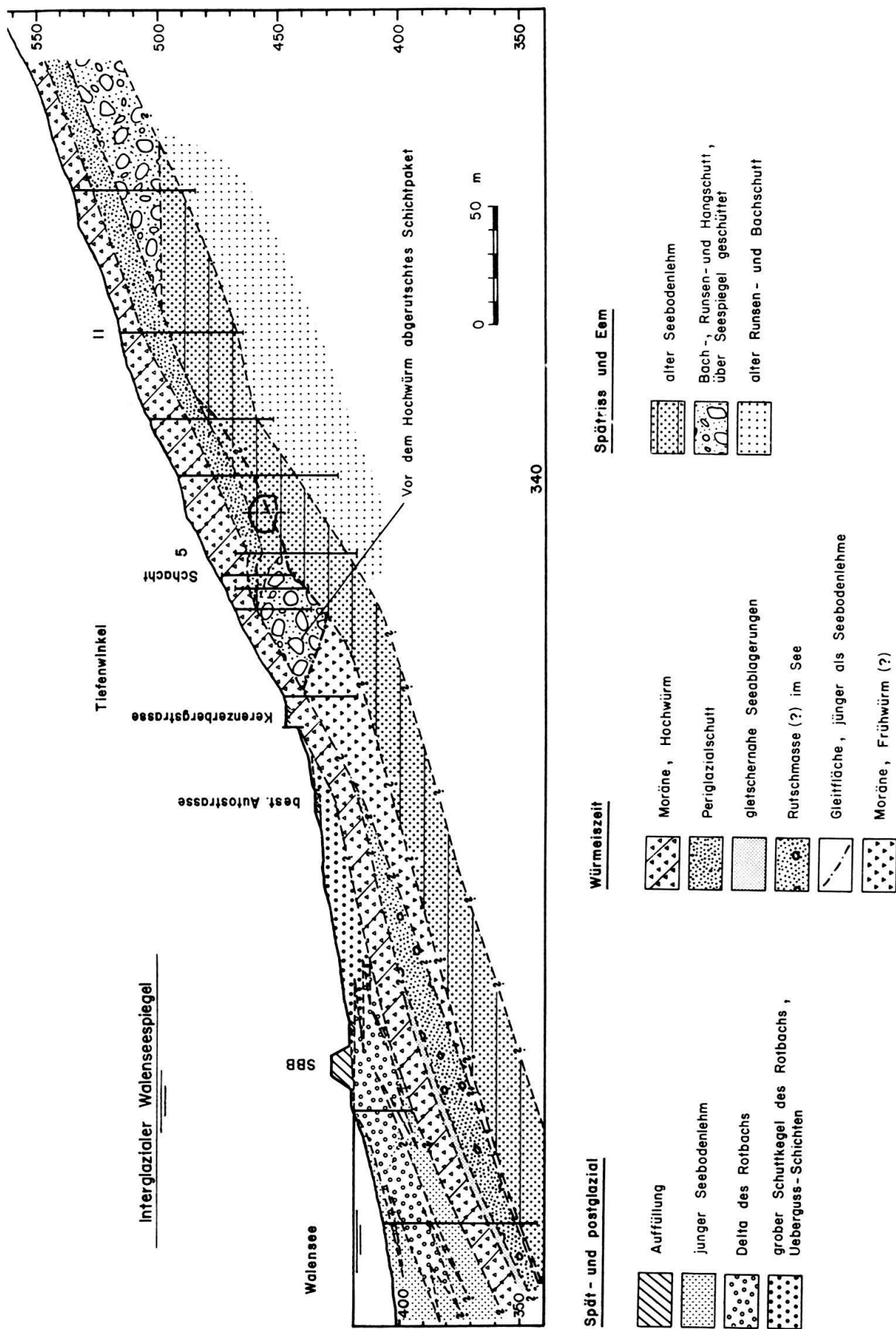


Fig. 2. Querprofil durch die Lockergesteine von Tiefenwinkel GL. Lage siehe Figur 12. Auf Figur 13 ist der zentrale Abschnitt detaillierter dargestellt.

(Fig. 1 und 12). Entlang der Felswand fällt die *Felsoberfläche* unter dem Schutt weiterhin sehr steil ab, wobei sie einer spätalpin angelegten, NNW–SSE verlaufenden Zertrümmerungszone folgt (ähnlich, aber schwächer als die Salleren weiter westlich). Der Kerenzertunnel verläuft östlich von ihr vorerst auf 200 m im Lockergestein, wobei im Untergrund leicht erodierbare Schichten wie Quartenschiefer oder Dogger anstehen dürften, doch erreichte keine der Sondierungen hier den Fels. In dieser vor Glazialerosion ausserordentlich gut geschützten Lage blieb eine über 70 m mächtige, wechselhafte Folge von Lockergesteinen fast ungestört erhalten. Sie sei nun von unten nach oben beschrieben (Fig. 2 und 13):

a) Der Tunnel traf eine glazial überschleifene Felsoberfläche, welche von einer dünnen *Grundmoräne* des Rheingletschers überdeckt war; darüber folgten direkt hartgelagerte Seebodenlehme (c).

b) Rund 100 m östlich der Felswand erreichten die Bohrungen im Hauptprofil (Fig. 2) eher schlecht gerundeten, meist siltigen Sand und Kies mit rötlicher Füllmasse, wie dies hier für die Ablagerungen aus Lokalmaterial typisch ist. Es handelt sich um *alten Bachschutt*, dessen Obergrenze unterhalb Kote 460 m fast 35° steil abfällt, darüber aber vorerst flach wird, was vermutlich auf einen ehemals um 460 m liegenden Seespiegel zurückzuführen ist – es sei denn, man nehme Rutschbewegungen vor Ablagerung der Schicht c an.

c) Ohne Übergang folgt darüber *hartgelagerter Seebodenlehm*, welcher bis zu 28 m mächtig wird. Es besteht aus einer warvenartigen Wechsellagerung von Silt mit tonigem Silt (bis über 30% Tonfraktion) und sehr wenig Feinsand. Im Gegensatz zur rötlichen Farbe der meisten andern Lockergesteine herrscht hier Grau vor, unterbrochen durch millimeterdicke rötliche Lägchen. Nahe Schicht b findet sich gelegentlich wenig Kies, doch fehlt jede Spur von Eisbergsedimenten.

Scheint das Profil vorerst auf eine Einlagerung parallel zur steil abfallenden Ober- und Untergrenze hinzudeuten, so zeigen die künstlichen Aufschlüsse statt dessen eindeutig eine flache Einschichtung der Seebodenlehme, wie sie analog in heutigen Seen wie z. B. dem Zürichsee (SCHINDLER 1974, 1976) und dem Walensee (LAMBERT 1984) zu beobachten ist. Dies wiederum bedeutet, dass unsere Ablagerungen einst eine erstaunliche Mächtigkeit erreichten: Einerseits wurden Seebodenlehme durch eine Bohrung für die SBB bis 80 m unter dem heutigen Seespiegel (419 m) gefunden, andererseits steigen sie aber auch 80 m über diesen bis Kote 500 m.

d) Oberhalb Kote 500 m fand die hangwärtigste Bohrung rotbraune Silte und Sand, welche lagig-tonig oder kiesig sind und als *über Seespiegel entstandener, feiner Bachschutt* gedeutet wurden. Auf einen Murgang weist die Einschaltung von Steinen und Blöcken hin. Zudem wurden weitgestreut kleine Holzreste gefunden.

e) Wie bereits ausgeführt, werden die Seebodenlehme *diskordant abgeschnitten*, dies annähernd hangparallel. Über ihnen fand die unterste Bohrung für die N3 22 m typische *Obermoräne* mit sehr viel Material aus der Südflanke des Seez–Walensee-Tals und einzelnen mächtigen Findlingen (meist Verrucano). Leider erreichte sie die Seebodenlehme nicht. Diese glazialen Ablagerungen zeigen einen Aufbau, wie er für Ablagerungen an Land oder in seichtem Wasser typisch ist, nicht aber für einen See, dessen Spiegel z. B. noch immer um Kote 500 m gelegen hätte. In der Seebohrung dürften die Seebodenlehme durch 0,3 m grundmoränenartiges Material bedeckt sein, doch ist dies mangels detaillierter Aufnahmen nicht eindeutig.

f) Hangwärts an die Obermoräne schliesst in unserem Profil eine *Rutschmasse* an. Da diese im Bereich des Schachts und des Aushubs für das heutige Betriebsgebäude liegt, wurde sie eingehend untersucht. Die wirr verstellte Schichtfolge lässt auf ein Abgleiten in mindestens zwei Portionen schliessen: Unten finden sich Sande und Silte vom Typus d, daneben auch sandiger, gerundeter Bachkies und Runsen- oder Murgangablagerungen. Die überwiegend rötliche Färbung weist auf Lokalmaterial, in welches grössere Stücke von Holz eingebettet sind (im Schacht in 20,5, 24,5, und 27,1 m Tiefe). Eine Altersbestimmung mit  $^{14}\text{C}$  ergab beim obersten Fund 41 400  $\begin{matrix} +2400 \\ -1800 \end{matrix}$  Jahre B. P.

(B-3201) – einen Wert im Grenzbereich der Anwendbarkeit dieser Methode. Über diese Sedimente gegliedert ist ein Keil von Seebodenlehm. Wie Figuren 1 und 13 zeigen, staute sich die Rutschmasse hier hinter dem Moränenwall e auf. Andererseits fand sich in der Seebohrung – in einem seitlich verschobenen Querschnitt – folgende Abfolge über den Seebodenlehm: 55,8–55,5 m lehmig-kiesig (Grundmoräne?) und 45,6–43,0 grauolive Silte mit einzelnen Steinchen (gletschnahe Seeablagerungen?). Alle Schichten waren hartgepresst, also glazial vorbelastet.

g) Die obersten noch vom Gletscher überfahrenen Lockergesteine erreichen bis zu 24 m Mächtigkeit und sind schwer zu gliedern; immerhin zeichnet sich eine grobe Zweiteilung ab. Der untere Teil findet sich im Hauptprofil nur oberhalb der Stirn der Rutschmasse und bildet dort eine rund 10 m mächtige, hangparallele Decke. In typischer Ausbildung besteht er aus Silt und Sand mit etwas Ton und wenig Kies, welcher etwas sortiert, aber oft kantig ist. Die rotbraune Färbung der Feinanteile weist auf Lokalmaterial hin.

Die teilweise deutliche Schichtung, seltener auch Verschwemmung und ein humoser Horizont mit Pflanzenrestchen auf 10,4 m Tiefe im Schacht weisen auf *Schuttbildungen unter periglazialen Verhältnissen* hin, bei dessen Ablagerung Solifluktion mitgewirkt hat. Im Fussgebiet wird er lagig-grob und enthält nun gerundeten und kantigen Kies, Steine, ja sogar Blöcke. Unklar bleibt, ob auch die Seebohrung analoge Sedimente angetroffen hat: Von 43,0 bis 40,4 m wurde moränenartiges, aber relativ feinkörniges Material gefunden.

h) Durchgehend wird der Hang bis hinunter zur Seebohrung von einer 6–16 m mächtigen, groben *Moräne* bedeckt. Sie besteht aus unsortiertem Kies, Steinen und Blöcken in siltig-sandiger, nur schwach toniger Füllmasse, welche rote bis braungraue Färbung aufweist. Sehr stark vertreten sind Gesteine der Südflanke des Seez-Walensee-Tals; selten erscheint dagegen typisches Rheingletschermaterial wie z. B. Kristallin. Das Bild erinnert oft an groben Runsenschutt, doch wurde das Lockergestein eindeutig glazial stark vorbelastet.

i) Sieht man vom Schuttkegel des Rotbachs, jungen Rutschungen und Hangschutt ab, so bildet die Moräne h an Land durchwegs die Oberfläche, während diese in der Seebohrung durch 32,2 m weichgelagerte, *spät- und postglaziale Sedimente* überdeckt wird. Es handelt sich unten und oben um weichgelagerte Seebodenlehme, während im mittleren Teil Sande und Kiese des Rotbachdeltas vorherrschen.

## 2.2 Gebiet im Südwesten von Murg (St. Gallen)

Im Kanton St. Gallen fand P. Streiff an verschiedenen Stellen Seebodenlehme, welche jenen beim Tiefenwinkel vergleichbar waren, so bei Gurbs nahe dem Ostende des Walensees und bei Hinterlauri nahe Quarten (Fig. 1), doch handelt es sich um isolierte Reste. Besonders aufschlussreich sind aber die Verhältnisse zwischen einer markanten Verrucanorippe südwestlich nahe von Murg und Tiefenwinkel, finden sich doch hier über 2 km fast durchgehend vorbelastete Seebodenlehme in allerdings oft gestörter Lagerung. Im östlichsten, rund 600 m langen Abschnitt bis Steinbach tritt wieder ein vollständiges, vor Glazialerosion gut geschütztes Profil auf, welches nun näher beschrieben sei (Fig. 3 und 4):

a) Felsoberfläche aus Verrucano, glazial abgeschliffen, teilweise von *Grundmoräne* des Rheingletschers bedeckt. Sie enthält viel Lokalmaterial.

b) *Seebodenlehm* ähnlich wie bei Tiefenwinkel, aber mit vereinzelt Horizonten von Feinsand und eher mehr rotgefärbten Lägchen. Sie erreichen hier bis zu 20 m Mächtigkeit und wurden zwischen Kote 410 m und 460 m erbohrt. Wo keine glaziale Verschürfung vorliegt, kann eine leicht gegen den See hin geneigte, etwas wellige Feinschichtung beobachtet werden.

Diese sehr hart gelagerten Ablagerungen enthalten gelegentlich kleine organische Reste und wurden diskordant abgeschnitten. In östlich liegenden Aufschlüssen steigen sie bis Kote 500 m auf, ohne dass allerdings wie bei Tiefenwinkel die Schichtfolge gut erhalten wäre.

c) Ungefähr hangparallel folgt *Rheingletschermoräne*, welche aber viel Lokalmaterial enthält, meist recht grobkörnig ist und rasch wechselnde Mächtigkeit aufweist.

d) Sie wird durch mindestens 2 bis zu 7 m mächtige, nicht durchgehende Horizonte von wechselhaft tonigen Silten bis Sanden aufgespalten. Diese rot bis violett gefärbten Einschaltungen enthalten oft etwas Feinkies, seltener auch gröbere Fraktionen, wobei neben gerundeten auch kantige Komponenten auftreten und die Sortierung mangelhaft ist. Diese schräg aufliegenden Schichten dürften wie die analogen Bildungen bei Tiefenwinkel unter *periglazialen Verhältnissen*, also bei sehr kühlem Klima, entstanden sein.

e) In einer Muldenlage werden die periglazialen Sedimente lokal durch bis zu 3 m mächtige, stark gepresste *Schieferkohlen* überlagert, welche mit Sand und Silt wechsellagern und durch Moräne überdeckt werden. Es sind zwei solche, durch Moräne getrennte Abfolgen erbohrt worden, was vermutlich für zwei Zyklen von Klimaschwankung spricht. Immerhin kann eine Verdoppelung durch glaziale Verschürfung nicht ganz ausgeschlossen werden. Die Höhenlage wechselt zwar deutlich, doch spricht der Erhaltungszustand der Schieferkohlen für nur geringe Verstellung. Es ist vorerst nicht zu ermitteln, ob die bis Kote 425 m hinunter auftretenden kohligten Ablagerungen einfach in einer Geländemulde oder aber nahe dem damaligen Seeufer entstanden. Datierung siehe Abschnitt 4.3.4.

f) Die darüber liegende *Moränendecke* erreicht bis zu 22 m Mächtigkeit und bildet häufig die Geländeoberfläche. An andern Orten wird sie von Gehänge- oder Blockschutt überlagert.

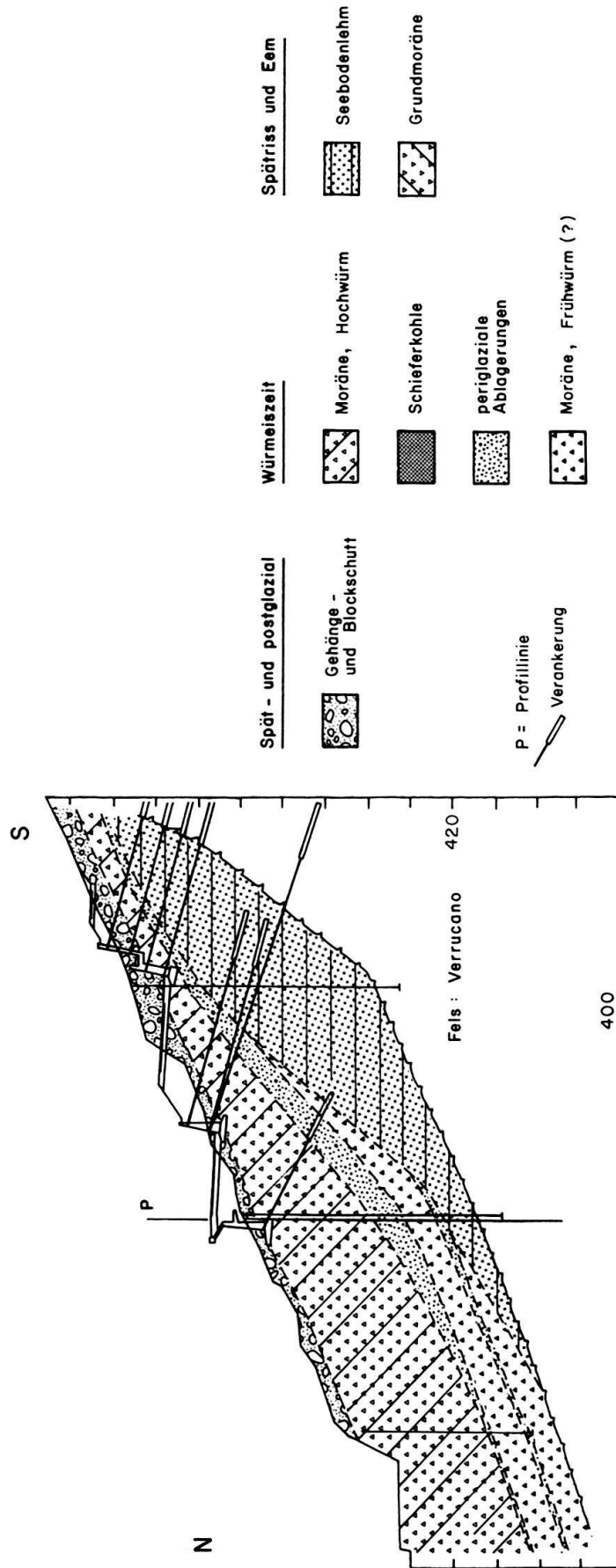


Fig. 3. Querprofil 500 m südwestlich Murg mit den abgestaffelten Fahrbahnen der N3 und der Verankerung. P = Schnittpunkt mit dem Längsprofil (Fig. 4).

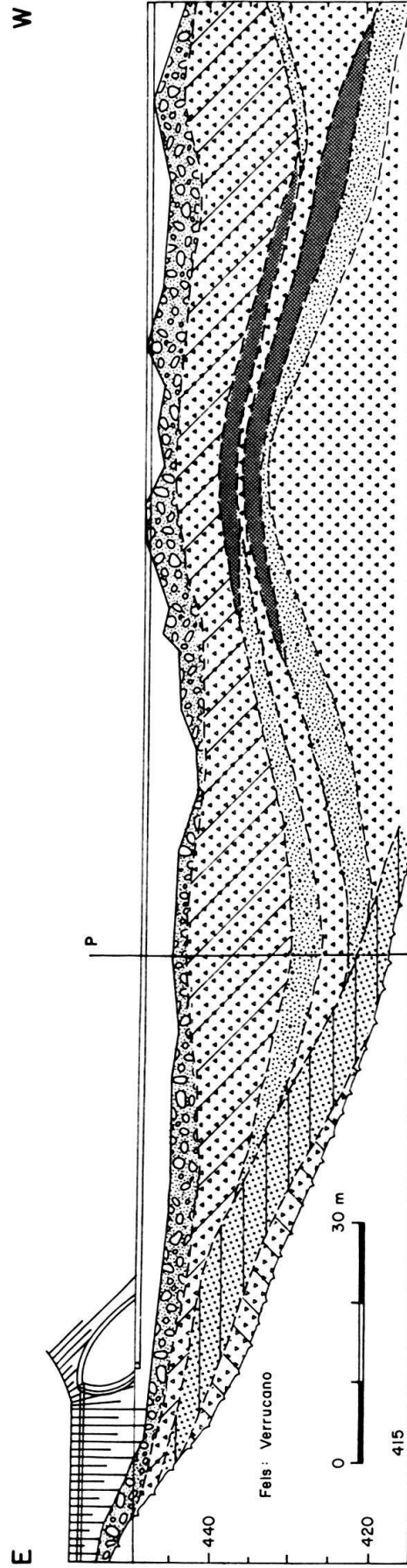


Fig. 4. Längenprofil im Südwesten von Murg, mit Schnittpunkt des Querprofils (P) und Fahrbahn der Talspur der N3, konstruiert aufgrund zahlreicher Querprofile (Legende siehe Figur.3).



### 3. Abfolge der Ereignisse

Die *Felsoberfläche* dürfte im Walenseegebiet teilweise nahe dem Meeresspiegel liegen, folgt doch unter dem bis zu Kote 268 m absinkenden Seeboden noch sehr viel junges Lockergestein (LAMBERT 1984). Um den Meeresspiegel soll nach geophysikalischen Messungen der Fels bei Ziegelbrücke erscheinen (ZÜRCHER 1971). Glaziale Übertiefung scheint angesichts des weiteren Verlaufs der Talung eine bedeutende Rolle gespielt zu haben.

Der Aufbau der tieferen Lockergesteine im Walenseetrog ist kaum bekannt. Selbst die Verbindung zwischen den in der Seebohrung angetroffenen vorbelasteten Seebodenlehmen mit jenen im Tiefenwinkel könnte angezweifelt werden. Immerhin spricht die Wahrscheinlichkeit und unser Profil für diese Annahme. Die erbohrten Aufschlüsse und die Tunnels zeigen über einer glazial geschliffenen Felsoberfläche eine lückenhafte Decke von Grundmoräne des Rheingletschers. Unmittelbar nach Rückzug des Eises bildete sich ein See, dessen Spiegel vorerst um 460 m gestanden haben könnte, wie dies die Bachablagerung (2.1, b) in Tiefenwinkel vermuten lassen. Er wurde dann sukzessive mit flach eingeschichteten Seebodenlehmen gefüllt, wobei der Seespiegel in den Schlussphasen um Kote 500 m lag. Aufschlüsse von Seebodenlehm auf 7,5 km Länge entlang dem Südufer des Walensees bezeugen, dass einst eine bedeutende, zusammenhängende Wasserfläche vorlag (Fig. 1). Eindeutig nachgewiesen ist eine ursprüngliche Sedimentationsmächtigkeit von 80 m, bei Berücksichtigung der Seebohrung von 160 m – es kann sich also nicht um einen temporären Stau etwa durch Gletschereis handeln, wie dies HANTKE (1980) postuliert. Gegen eine solche Deutung spricht auch das Fehlen von Eisbergsedimenten, wie sie bei Mündung eines Gletschers in einen See zu erwarten wären und anderswo auch auftreten, so beim Zürichsee (SCHINDLER 1974) oder bei Schaffhausen (SCHINDLER 1985). Es liegen vielmehr Sedimente vor, wie sie unter dem flachen, tiefsten Teil des Walenseebodens abseits des Einflussgebiets der Linth ähnlich noch heute entstehen (LAMBERT 1984).

M. Ammann hat die im Rahmen seiner in Arbeit befindlichen Dissertation entwickelte Methode zur Abklärung der Herkunft von Schwebstoffen unter anderem bei den vorbelasteten Seebodenlehmen von Tiefenwinkel angewandt. Es handelt sich dabei um die Analyse eines bestimmten Korngrössenbereichs nach dem prozentualen Anteil von Mineralien wie Calcit, Dolomit, Quarz, Muskowit, Kalifeldspat usw. Falls sich die Einzugsgebiete geologisch stark unterscheiden, ergeben sich dabei charakteristische Differenzen, so auch in unserem Fall. Analysiert wurde der Schlamm von Linth, Seez, Rhein, aber auch von Lokalbächen mit charakteristischen Einzugsgebieten, welche im Bereich Mühlehorn–Murg in den Walensee münden. Ohne auf die Details einzugehen, lässt sich aussagen, dass der Einfluss der Lokalbäche selbst bei den rotgefärbten Schichten sehr bescheiden ist, während umgekehrt grosse Ähnlichkeiten mit der Seez, in zweiter Linie auch mit der Linth zu finden sind. Dies beweist, dass die Schwebstoffe innerhalb des damaligen Sees intensiv durchmischt wurden, was auf eine grosse, zusammenhängende Wasserfläche schliessen lässt. Die aus verschiedenen Tiefen entnommenen Proben zeigen nur unwesentliche Schwankungen in der Zusammensetzung.

Dieser See wurde grösstenteils oder ganz aufgefüllt und das Ufergebiet mit holzführendem Bach- und Hangschutt bedeckt. Daraufhin erfolgte eine Zeit gewaltiger Erosion, welche nur Relikte der Seebodenlehme übrigliess. Fluviatiler Abtrag hätte in weichgelagerten Seebodenlehmen bei diesen steilen Böschungen (siehe Fig.2 und 3) sehr bald

gewaltige Rutschungen ausgelöst, hatte also höchstens sekundäre Bedeutung. Es ist deshalb anzunehmen, dass ein bedeutender Gletschervorstoss den grössten Teil der noch weich gelagerten, wasserdurchtränkten Lockergesteine ausräumte und den Rest zusammenpresste, allenfalls auch etwas verschürfte. Die Relikte der ehemaligen Talfüllung finden sich dort, wo der Schutz gegen Glazialerosion besonders wirksam ist. Zurück blieb nach dem Eisrückzug ein mässig steiler, oft von Moräne bedeckter Hang, dessen Stabilität aber oft prekär war. So erfolgten mit Sicherheit im Gebiet des Tiefenwinkels Rutschungen. Da alle Lockergesteine samt Rutschmassen nachträglich vom Eis überfahren wurden, sind sie heute hart gelagert.

Die anschliessende Periode ist insbesondere durch die Profile bei Murg belegt, wobei leider die nachträgliche glaziale Verstellung und Verschürfung einige Unklarheiten entstehen lässt. So bleibt die Frage offen, ob die periglazialen Schichten – Zeugen eines sehr kühlen Klimas – und die Schieferkohlen wirklich mindestens zwei durch eine Moräne getrennten Phasen entsprechen, ob in der Zwischenzeit also ein Gletschervorstoss das Gebiet erreichte. Nicht beweisbar ist auch die Vermutung, der Seespiegel könnte wenig tiefer gelegen haben als die Kohlen, also etwa um Kote 425 m (heutiger Spiegel 419 m).

Unzweifelhaft folgte dagegen später ein gewaltiger Gletschervorstoss, begleitet von Erosion und Pressung der Lockergesteine. Am Ende dieser Phase wurden die Flanken des Walenseetals mit mächtiger, grober Moräne überdeckt, welche die tieferen Lockergesteine versteckt. Das eisfrei gewordene Gebiet wies wiederum an vielen Orten geringe oder ungenügende Stabilität auf, was zu bedeutenden geotechnischen Problemen beim Bau der N3 führte. Kann man die Abfolge der Ereignisse demnach recht gut erfassen, so bereitet deren zeitliche und räumliche Einordnung Anlass zu viel Kopfzerbrechen.

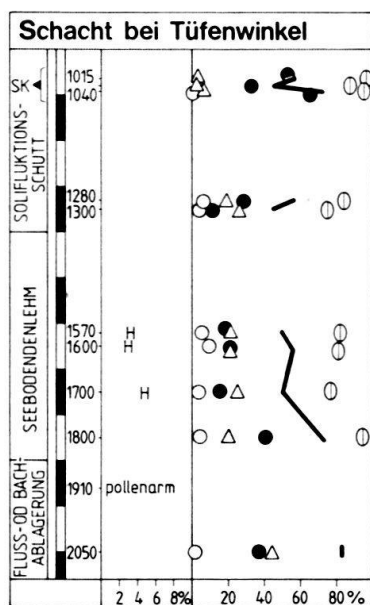
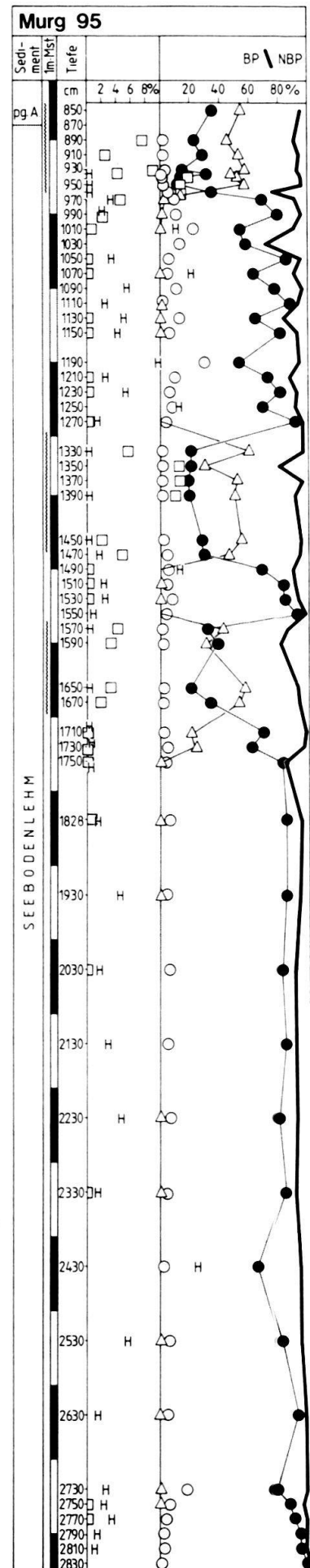
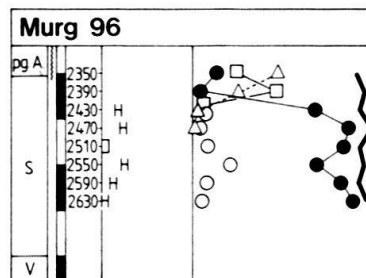
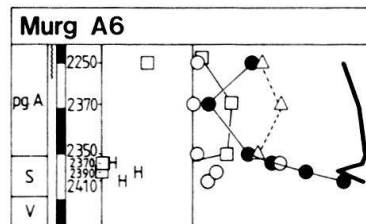
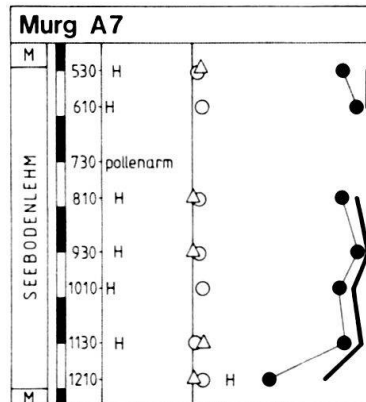
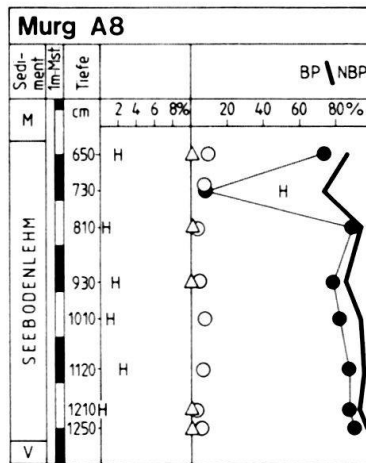
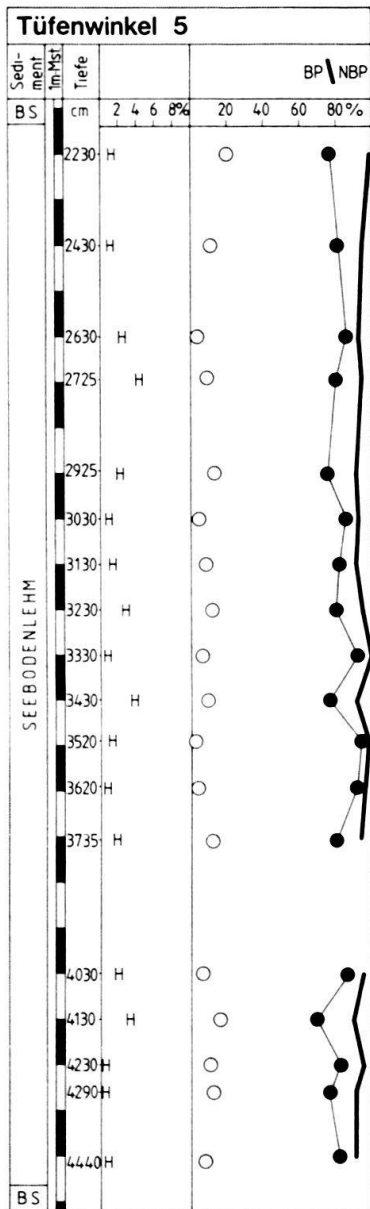
#### **4. Palynologie der Seebodenlehme und Schieferkohlen am Walensee (B. A.)**

##### *4.1 Einleitung*

Moränenbedeckte, feinkörnige Seebodenlehme hoch über dem heutigen Seespiegel und Schieferkohlen stellen eine Herausforderung an die Möglichkeiten der Pollenanalyse dar. Finden sich genügende Pollenkonzentrationen? Spiegeln Abfolgen von Pollenspektren Änderungen der damaligen Pflanzendecke wider? Können Entwicklungen mit bekannten vegetationsgeschichtlichen Abschnitten des jüngeren Quartärs parallelisiert werden? Die ersten pollenanalytischen Stichproben am Bohrgut des südlichen Walenseeufers galten den 27 m hoch über dem heutigen Seespiegel gefundenen Seebodenlehmern der Bohrung Tiefenwinkel 5 (Fig. 5). Leider erlaubt die 22 m mächtige(!) monotone Föhrendominanz keine Einstufung, denn Föhrenwälder beherrschten allzu viele Phasen des Jungquartärs im Alpenvorland (Interstadiale, Anfangs- und Endphasen von Interglazialen). Die Proben aus dem Schacht von Tiefenwinkel (Fig. 5) schienen zwar gewisse Veränderungen der Vegetation wiederzugeben, lassen sich aber weit besser als Mischproben deuten. Der Schlüssel zu einer möglichen Interpretation und zeitlichen Einstufung fand sich dann auf Glarner Boden im zuletzt untersuchten Kern Tiefenwinkel 11.

##### *4.2 Methoden*

Neben den üblichen Aufbereitungsmethoden benutzten wir die Schwereretrennung mit  $ZnCl_2$  zur Anreicherung in den Seebodenproben und die Chlorierung nach Erdtmann für



- |                              |                        |
|------------------------------|------------------------|
| <b>SEDIMENTE</b>             | <b>POLLEN</b>          |
| M Moräne                     | □ Alnus = Erle         |
| BS Bachschutt                | H Hippophae = Sanddorn |
| SK Schieferkohle             | X Abies = Weissstanne  |
| pg A periglaziale Ablagerung | ● Pinus = Kiefer       |
| S Seebodenlehm               | ○ Betula = Birke       |
| V Verrucano                  | △ Picea = Fichte       |
| Verrucano - rote Verfärbung  | ⊖ Poaceae = Gräser     |

Holz 41400 + 2400  
B-3201 - 1800

Kernbohrungen 1978-1981  
Pollenanalyse 1978-1984 (B Ammann)

Fig. 5. Pollendiagramme.

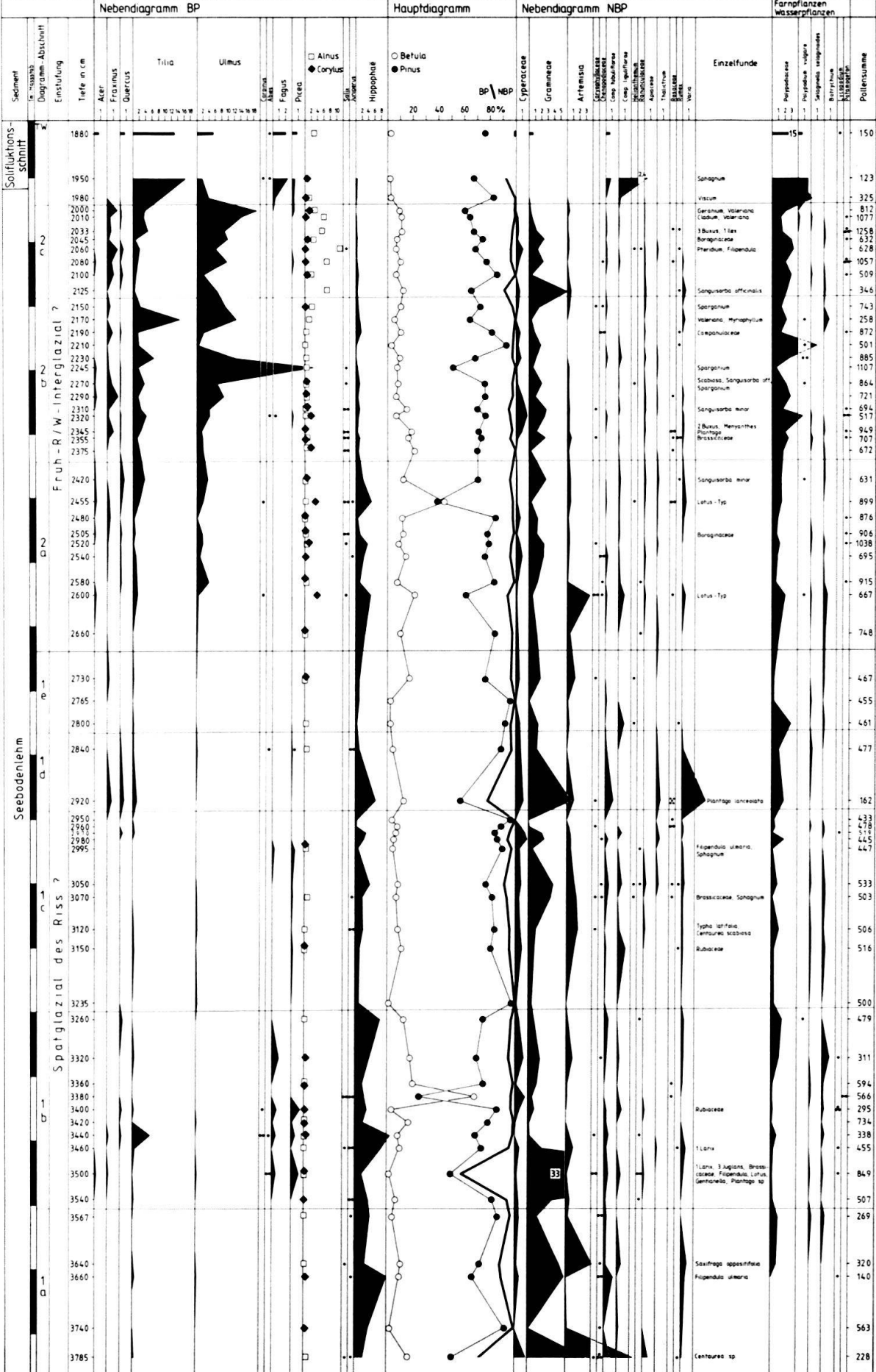
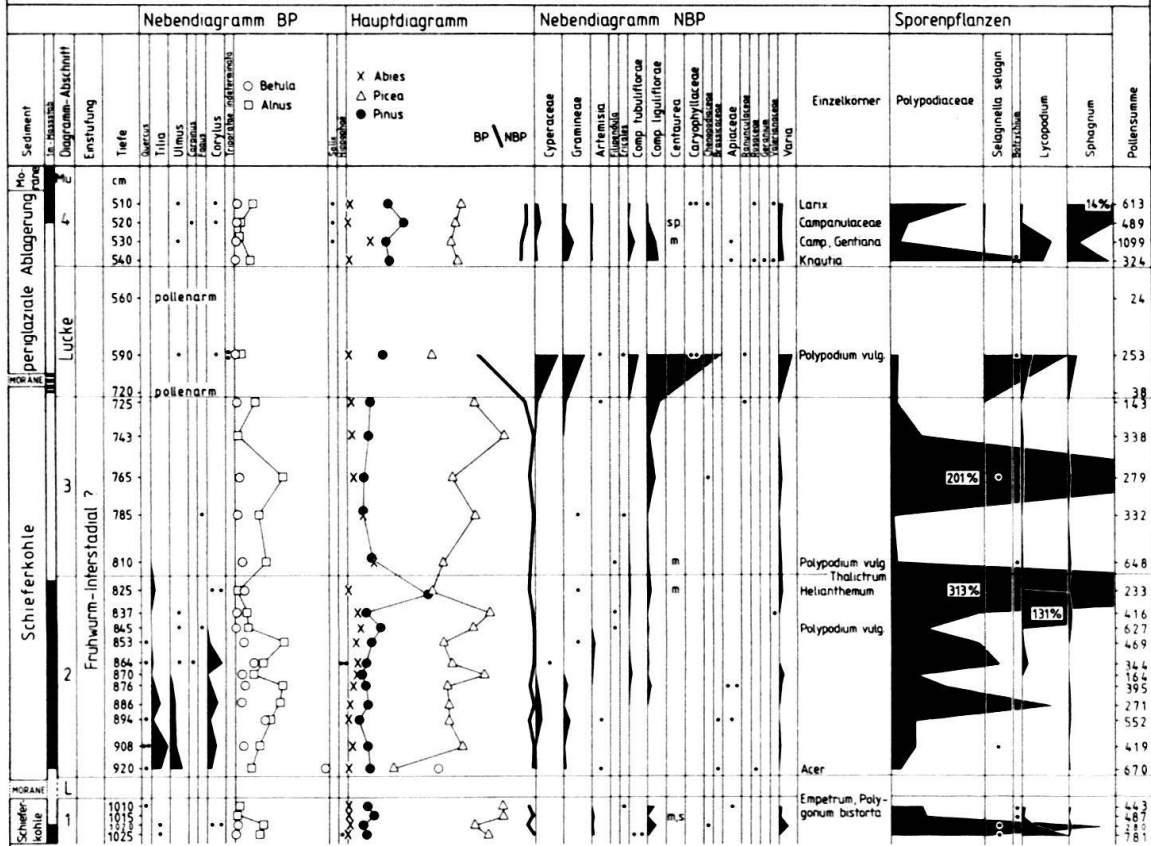


Fig. 6. Pollendiagramm.

Murg 93 445.5m ü.M

Kernbohrung 1978  
Analyse B Ammann 1982-84



Murg 97  
444m ü.M

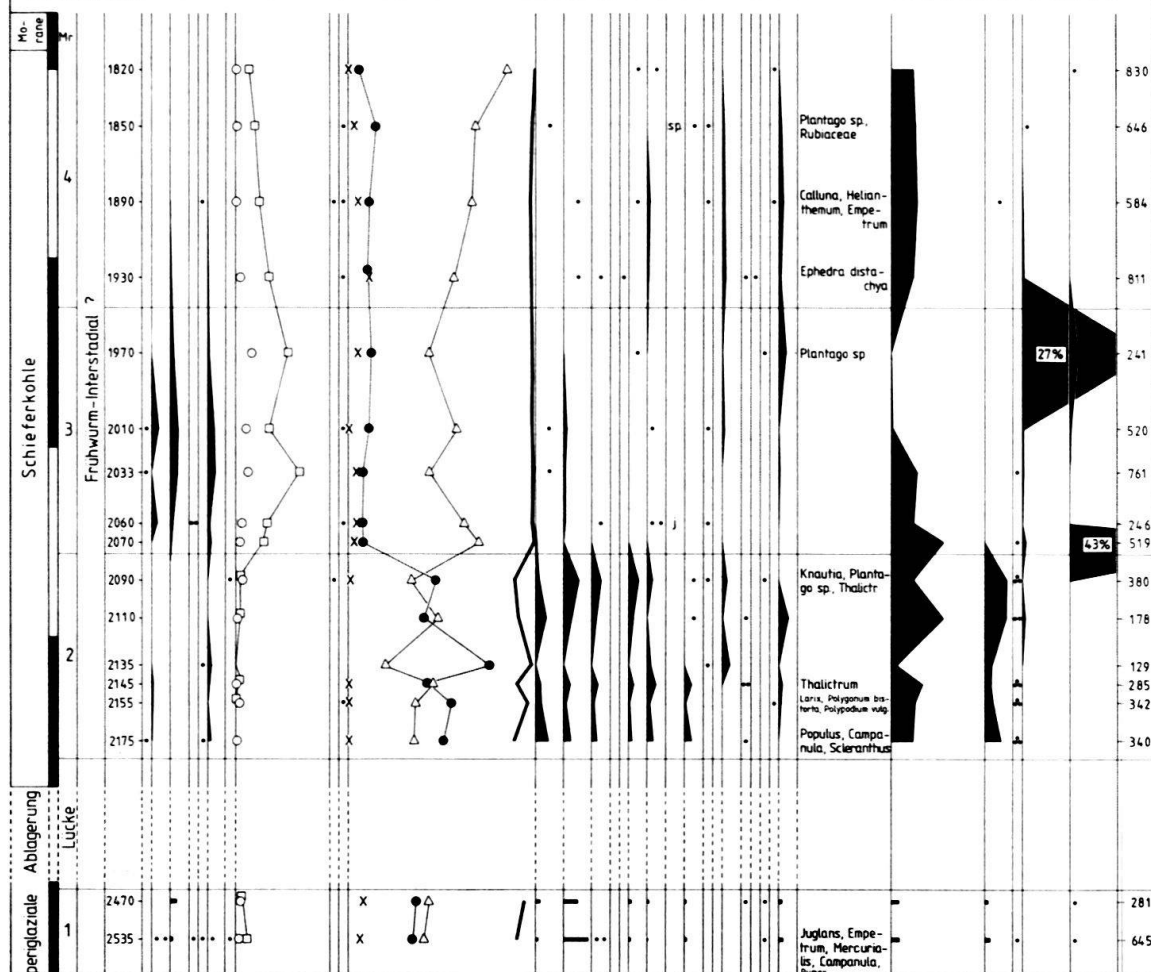


Fig. 7. Pollendiagramm.

die Schieferkohlen. Die Diagrammdarstellung der meisten Profile ist stark vereinfacht wiedergegeben (Fig. 5). Nur die für die Argumentation wichtigen Profile sind detailliert dargestellt (Fig. 6 und 7).

### 4.3 Resultate und Diskussion

#### 4.3.1 Die Seebodenlehme von Murg

Wie aus Figur 5 ersichtlich, ergaben sich aus den Seebodenlehmen von Murg zwei Typen von Pollendiagrammen: entweder ausschliessliche *Pinus*-Dominanzen (Murg A7 und A8) wie schon Tiefenwinkel 5 oder aber *Pinus*-Dominanzen, die nach oben durch *Picea*-Dominanzen abgelöst werden (Murg A6, Murg 96). In der Bohrung Murg 96 (Fig. 5) erfolgt sogar ein dreimaliger Wechsel von Föhrendominanz zu Fichtendominanz. Besonders in diesem Kern fällt auf, wie abrupt die Dominanzwechsel sich ereignen. Zudem wurde bei fast jedem dieser Übergänge vom jeweiligen Geologen eine Verfärbung nach Rot durch lokales Verrucano-Material beschrieben (vgl. Wellenlinie in Fig. 5). Dieser Eintrag und das unvermittelte Umkippen der Pollendominanzen innerhalb von 5 bis 30 cm Sediment sprechen dafür, dass wir nicht die Abbilder von Vegetationsveränderungen vor uns haben, sondern Zeugen eines gestörten Sedimentationsgeschehens (Rutschung, Umlagerung). Dies bedeutet eine Verneinung der zweiten der drei in der Einleitung gestellten Fragen. Somit können diese Wechsel in den Pollendiagrammen nicht zur zeitlichen Einstufung der mächtigen *Pinus*-Dominanzen dienen.

#### 4.3.2 Der Seebodenlehm von Tiefenwinkel 11

Der Kern Tiefenwinkel 11 zeichnet sich durch mehrere Besonderheiten aus: Es ist die höchstgelegene Bohrung mit mächtigem Seebodenlehm (Terrain OK = 514,35 m ü. M., Seeboden OK = 494,7 m ü. M., also 75 m über dem heutigen Seespiegel). Die Mächtigkeit des Seebodenlehms erreicht hier ein Maximum (28,85 m). Leider war nur noch das Kernmaterial oberhalb von 38 m Tiefe sicherzustellen und zu beproben. Doch können wir uns über die unteren Abschnitte des Seebodens einschliesslich des Kontakts zum alten Runsen- und Bachschutt im Liegenden anhand des Kerns Tiefenwinkel 5 ein Bild machen. Die monotone *Pinus*-Dominanz hält durchgehend an.

Wir unterscheiden im Diagramm Tiefenwinkel 11 (Fig. 6) zwei lokale Pollenzonen (= Diagramm-Abschnitte) TW 1 unterhalb und TW 2 oberhalb von 2700 cm.

Pollenzone TW 1 = *Pinus*-Zone (3785–2660 cm):

*Pinus* beherrscht fast durchgehend die Pollenspektren (50–97%). *Betula* und *Hippophaë* (Birke und Sanddorn) sind regelmässig und reichlich vertreten (*Hippophaë* gilt als schwacher Pollenproduzent). Die isolierte *Betulaspitze* bei 3380 cm wurde überprüft und bestätigt. Nichtbaumpollen NBP spielen in Prozentwerten und in ihrer Typenzahl eine geringe Rolle. (Der hohe Gramineenwert in 3500 cm ist nicht von Bedeutung: Die in Klumpen aufgefundenen Pollen weisen darauf hin, dass unreife Antheren eingesedimentiert und somit nur eine Zufälligkeit registriert wurde.)

Untere Grenze: künstlich, tiefste vorhandene Probe.

Oberer Grenze: *Ulmus*- und *Tilia*-Anstieg, *Artemisia*-Abfall. Unterzonen a–e: 1b und 1d zeigen regelmässiges Vorkommen von Laubhölzern.

Pollenzone TW 2 = *Pinus-Tilia-Ulmus*-Zone (2700–2000 cm):

*Pinus* herrscht uneingeschränkt weiter; doch nimmt der Pollen von wärmeliebenden Laubhölzern zu: besonders *Fraxinus*, *Tilia* und *Ulmus* (Esche, Linde, Ulme) und weniger deutlich auch *Acer*, *Quercus*, *Corylus* und *Alnus* (Ahorn, Eiche, Hasel und Erle). Einzelkörner der «klassischen» Wärmezeiger *Ilex*, *Viscum* und *Buxus* tauchen auf (Stechpalme, Mistel und Buchs).

Obere Grenze: gekappt durch pollenarmen Solifluktionsschutt.

Unterzonen a–c: 2a weist noch ziemlich viel *Hippophaë* auf (etwa wie TW 1). 2b zeigt mehr Laubholz, mehr Polypodiaceae, weniger *Hippophaë*. In 2c hat der Anteil der Erle (*Alnus*) zugenommen.

In den drei obersten Proben deutet die Zunahme von Compositae liguliflorae, Polypodiaceae und *Tilia*, welche als korrosionsresistent gelten, auf stärkere Verwitterung – eine vegetationsgeschichtliche Deutung erübrigt sich somit.

Nun soll eine Interpretation der beiden Pollenzonen in bezug auf Vegetation, Klima und zeitliche Einstufung versucht werden. *Vegetation*: Beide Pollenzonen spiegeln einen Föhrenwald mit beigemischter Birke wider. Die Unterzonen 1b und 1d brauchen trotz dem Laubholzpollen nicht klimatische Gunstphasen zu beinhalten; vielmehr kann stärkere Aufarbeitung älteren Materials (verstärkte Erosion) auf kühlere Perioden hinweisen. In der Pollenzone TW 2 finden wir die Subdominanz eines wärmeliebenden Linden-Ulmen-Mischwaldes (in der heutigen Vegetation des Walenseegebietes spielt ja der Lindenmischwald wieder eine hervorragende Rolle, vgl. TREPP 1947). Im Gegensatz zum Frühholozän sind *Corylus* und *Quercus* nur schwach vertreten. *Klima*: Der Übergang von TW 1 zu TW 2 kann als eine Klimaerwärmung interpretiert werden, wie sie jeweils am Übergang von einem Spätglazial zu einer Warmzeit eintrat. *Zeitliche Einstufung*: Das Bild der Waldentwicklung ist leider gekappt von einem Solifluktionsschutt, so dass für die Einstufung der Zone TW 2 keine Gewissheit zu erlangen ist. Die relativ hohen Prozentwerte der Laubmischwald-Summe (oft über 10%, bis 39%) legen nahe, dass TW 2 nicht ein Interstadial repräsentiert wie z. B. die Frühwürminterstadiale 1a und 1b in Sulzberg (WELTEN 1981a, 1982a, korreliert mit Amersfoort und Brörup). Vielmehr deuten sie auf den Beginn einer Warmzeit. Auch die Einzelfunde von *Ilex*, *Viscum* und *Buxus* weisen in dieselbe Richtung. Ein Vergleich mit vollständigeren Abfolgen wie denjenigen aus Meikirch (WELTEN 1981a, b, 1982a, b), Gondiswil (WEGMÜLLER 1982a, b) und Samerberg (GRÜGER 1979a, b) legt die Vermutung nahe, dass es sich um den Übergang von Spättriss zu Früheem handelt. Die komplexe Problematik um die Warmzeiten vor der letzten Eiszeit muss aber im Auge behalten werden (FRENZEL 1978a, b). Ungewöhnlich ist am Walensee auch die mächtige Ausbildung dieser Entwicklung.

#### 4.3.3 Die Schieferkohlen von Murg

Bei Murg (vgl. Fig. 4) werden die Seebodenlehme von einer Moräne und diese von periglazialen Schichtpaketen überlagert. In letzteren liegen die zwei erbohrten Schieferkohle-Schichten. Figur 7 zeigt deren Pollendiagramme: Sie sind fast durchwegs von *Picea* (Fichte) dominiert. Es lassen sich folgende lokale Pollenzonen unterscheiden: In Murg 93 Mu 1 bis Mu 4:

Pollenzone Mu 1 = *Picea*-Polypodiaceae-Zone (1025–1010 cm):

*Picea* dominiert, *Pinus* pendelt um 10%, Farnpflanzen sind häufig.

Untere Grenze: künstlich, Ende der Bohrung.

Obere Grenze: pollenarmes Moränenmaterial.

Pollenzone Mu 2 = *Picea*-Laubholz-Zone (920–825 cm):

Die Fichtenherrschaft dauert an (die Basisprobe zeigt viel *Betula*, die oberste Probe viel *Pinus*). Regelmässig kommen Linde, Ulme und Hasel vor.

Untere Grenze: Moräne.

Obere Grenze: Rückgang der Laubhölzer.

Pollenzone Mu 3 = *Picea*-*Alnus*-Zone (810–725 cm):

Neben der Dominanz von Fichte findet sich (wie schon in Mu 2) eine Subdominanz der Erle (meist über 10%).

Obere Grenze: Moräne.

Pollenzone Mu 4 = *Picea-Sphagnum*-Zone (540–510 cm):

*Picea*-Dominanz, *Pinus*-Subdominanz, weniger *Alnus*, viel *Sphagnum*.

Untere und obere Grenze: pollenarme Sedimente.

Die Einzelprobe 590 cm in den periglazialen Ablagerungen gleicht den Spektren in Mu 3, zeigt aber für korrosionsresistente Taxa besonders hohe Werte (wohl Aufarbeitung).

Die in Kapitel 2.2, e, aufgeworfene Frage nach der Ursache für zwei Schieferkohle-Pakete (zwei Klimaerwärmungen oder Verschürfung?) kann aus palynologischer Sicht nicht entschieden werden: Zwar spräche die hohe Ähnlichkeit der Spektren in Mu 1 und Mu 2 für Gleichzeitigkeit (und Verschürfung), doch zeigen vollständigere Abfolgen, dass solche Pollenspektren zu recht verschiedenen Zeiten des jüngeren Quartärs vorkamen (WELTEN 1981a, b, 1982a, b, GRÜGER 1979a, b, KÜTTEL 1983).

Im Profil Murg 97 unterscheiden wir die folgenden vier lokalen Pollenzonen:

Pollenzone Mr 1 = *Picea-Pinus*-Zone (2535 und 2470 cm):

Die Subdominanz der Föhre liegt prozentual nahe der Dominanz der Fichte.

Grenzen: Es liegen nur zwei Einzelproben in den pollenarmen periglazialen Ablagerungen vor.

Pollenzone Mr 2 = *Pinus-Picea*-Zone (2175–2090 cm):

*Pinus* und *Picea* pendeln meist zwischen 35% und 55%. Die NBP sind ziemlich hoch, desgleichen auch Polypodiaceae und die lichtliebende *Selaginella selaginoides*. Untere Grenze: pollenarme Sedimente.

Obere Grenze: Zunahme von *Picea*, Abnahme von *Pinus* und NBP.

Pollenzone Mr 3 = *Picea*-Laubholz-Zone (2070–1970 cm):

Fichte dominiert den Abschnitt, Erle, Birke und Weisstanne finden sich regelmässig (letztere bis 5%).

Die NBP sind minimal (höchstens 3%).

Obere Grenze: Rückgang von *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus*.

Pollenzone Mr 4 = *Picea-Abies*-Zone (1930–1820 cm):

Die Fichtenherrschaft dauert an, neben Erle und Birke erreicht die Weisstanne gelegentlich Werte über 5%.

Eine Interpretation der Pollendiagramme in bezug auf die reflektierte *Vegetation* ergibt: Fichtenwälder beherrschten die Region. An trockeneren Standorten stockten Föhren, an feuchteren Erlen und Birken. Lokal waren Farne von grosser Bedeutung. Mr 2 repräsentiert eine Zeit mit weniger geschlossenem Nadelwald und in diesem mit höherem Föhrenanteil. Ein Äquivalent zu Mr 2 fehlt im Profil Murg 93. Wahrscheinlich entsprechen sich Mu 2 und Mr 3 einerseits sowie Mu 3 und Mr 4 andererseits. Es taucht wiederum die Frage auf, ob der Laubholzpollen in Mu 2 und Mr 3 als Anzeichen von Fernflug (oder sogar Rückwanderung) der Wärmeliebenden oder aber als Anzeichen verstärkter Umlagerung älteren Materials zu verstehen ist. Im zweiten Fall wäre aber verstärkt mineralisches Material im Sediment zu erwarten, was nicht beobachtet wurde. Bemerkenswert ist, dass in den beiden folgenden Pollenzonen, also Mu 3 und Mr 4, etwas erhöhte *Abies*-Werte gefunden wurden, was an die Entwicklung im Brörup von Sulzberg erinnert (WELTEN 1983a, S. 111, und 1981a). In bezug auf das *Klima* können wir schliessen: Da die heutige Lindenmischwald- und Buchenwaldregion von einem Nadelwald (vorwiegend Fichte) bedeckt war, herrschte wohl ein Klima, das zwar für Nadelwald genügte, aber kühler war als das heutige (z. B. ein «boreal/hochmontanes» Klima). Die *zeitliche Einstufung* der Schieferkohlen ist aufgrund des Polleninhaltes allein nicht möglich, da zu wenige walddeschichtliche Entwicklungen erfasst werden konnten. Aus der Stratigraphie wissen wir, dass die Schieferkohlen jünger als die Seebodenlehme sind und von diesen sogar durch eine Moräne getrennt sind. Falls die für die Seebodenlehme vermutete Zuordnung zu Spättriss und Früheem richtig ist, wird eine Einstufung der Schieferkohlen in ein Frühwürm-Interstadial denkbar. Die Funde von *Picea omoricoides* (vgl. Kapitel 5) stehen dazu nicht im Widerspruch.



*Zusammenfassend* lässt sich sagen: In Form einer Arbeitshypothese möchten wir vorschlagen, die Seebodenlehme von Tiefenwinkel und Murg ins Spättriss und Früheem und die Schieferkohlen von Murg in eines (oder zwei) der Frühwürm-Interstadiale zu stellen.

#### 4.3.4 Radiokarbondatierungen an den Schieferkohlen von Murg (Nachtrag von H. Oeschger und B. Ammann)

Neuerdings konnten im Tieflabor des Physikalischen Instituts der Universität Bern zwei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an den Schieferkohlen von Murg 97 ausgearbeitet werden:

B-4477	Murg 97, 18,62–18,76 m	48 800	$\begin{matrix} +1230 \\ -1070 \end{matrix}$	Jahre BP
B-4479	Murg 97, 20,40–20,60 m	43 560	$\begin{matrix} +750 \\ -800 \end{matrix}$	Jahre BP.

Die beiden Proben zeigen geringe, aber noch messbare  $^{14}\text{C}$ -Aktivitäten, etwa das 10fache des statistischen Fehlers. Aufgrund der Homogenität des Materials kann eine Kontamination mit jüngerem Material praktisch ausgeschlossen werden, so dass die Ergebnisse auch bezüglich der oberen Altersgrenze als gesichert zu betrachten sind. Die Inversion der beiden Daten kann verschiedene Ursachen haben: Einerseits sind die Schieferkohlen möglicherweise nicht in situ, sondern verschürft, andererseits liegt die Differenz in diesem Altersbereich nur knapp ausserhalb der generellen Unsicherheiten der Methode. WELTEN (1982) publizierte Messreihen, die vergleichbare Alter ergaben: Ambitzgi-Wetzikon (drei Proben aus dem Labor Bern) und Mutten-Signau I, II und III (Probenzahlen 3, 1 dreifach und 3 je dreifach gemessen im Labor Groningen). Die Mehrzahl dieser Schieferkohlenpakete ist pollenanalytisch durch eine *Picea*-Dominanz charakterisiert und wurde ins Frühwürm oder dessen Endphase gestellt. Die beiden neuen Datierungen bestätigen nun, dass diese aus palynostratigraphischen Gründen vermutete Einstufung auch für die Schieferkohle von Murg gilt.

#### Verdankung

Technische Hilfe erfuhr ich von Frau Th. Berger, Frau M. Kummer, Herrn Ph. Hadorn und Herrn R. Quillet. Zu Diskussionen bereit waren die vier Mitautoren sowie M. Welten†, B. Urban-Küttel und M. Küttel. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

### 5. Pflanzliche Makroreste aus den Schieferkohlen des Walensees (K. T.)

#### 5.1 Aufbereitung der Proben

Für die Untersuchung pflanzlicher Grossreste standen 18 getrocknete Proben aus zwei Bohrprofilen zur Verfügung, Profil Murg 93 und Murg 97. Alle Proben wurden mit 10prozentiger Kalilauge behandelt. Im Gegensatz zu den minerogenen Proben haben sich die Schieferkohleproben nur sehr schlecht und langsam gelöst. Nach einem Monat war es erst möglich, den zehnten Teil dieser organogenen Proben zu untersuchen. Einige Proben (wie Murg 97: 18.30, 19.00 und 20.80) waren nach einer ein Jahr dauernden Behandlung mit 10%-KOH noch zu etwa 40% nicht gelöst.

Aus diesem Grund ist es nicht möglich, die Ergebnisse quantitativ zu beschreiben; sie wurden vielmehr in den Tabellen 1 und 2 qualitativ dargestellt.

Tabelle 1: Murg 93, pflanzliche Makrofossilien

Tiefe	Picea omoricoides		Picea abies	Picea sp.	Betula "alba"	Betula sp.	Holz, unbestimmt	Comarum palustre	Sphagnum sp.	Ceratophyllum sp.	Coenococcum geophilum	
	Na	Na										Bo
5.10m												
5.20m	+		+		+			+	+			+
5.30m												
5.40m												
5.60m												
5.90m												
7.20m												
7.40m												
8.10m	+	+	+	+	+			+	+			+
8.25m			+	+	+	+		+		+	+	+

Ohne Makroreste

" "

" "

" "

Na = Nadeln  
 Bo = Borke  
 Zw = Zweige  
 Fr = Früchte  
 Frs= Fruchtschuppe  
 Kns= Knospenschuppe  
 Bl = Blatt  
 S = Sklerotien  
 V = vegetative Reste

## 5.2. Übersicht

Die untersuchte Makroflora ist in den beiden Profilen recht arm und umfasst nur wenige Taxa. Zu den häufigsten Makrofinden gehören Fichtennadeln und Holz. Die Fichtennadeln sind in allen Proben repräsentiert (besonders reichlich in den Proben Murg 97: 19.00 und 19.40). Die Holzreste übersteigen in einigen Proben (Murg 97: 18.30, 20.33) 50% des Probenvolumens. Das fossile Holz zeigt starke Pressung, was sich besonders bei Zweigen und Wurzelholz beobachten lässt. In einigen Fällen erlaubt die erhaltene Borke die Bestimmung als Fichtenholz. Ausser Nadeln und Holz wurde von der Gattung der Fichte auch ein halber Zapfen sowie Borke und Knospenschuppen gefunden. Der Zapfen ist in seiner Längsachse geteilt (vermutlich durch den Kernbohrer). Leider sind die Zapfenschuppen stark korrodiert. Basis und oberer Teil des Zapfens fehlen. Die Länge ist 6,9 cm, die Breite 2,5 cm. Diese Dimensionen scheinen *Picea omoricoides* fast sicher auszuschliessen. Die Länge der rezenten *Picea-omorica*-Zapfen beträgt 4–6,5 cm (SCHMIDT-VOGT 1977); kleiner als 6,9 cm sind auch die Zapfen von *P. omoricoides* (C. A. WEBER 1898, 1904). In den Proben von Murg sind flügellose Früchte von baumförmigen Birken (*Betula «alba»*) ziemlich regelmässig anwesend. Einmal wurden auch Fruchtschuppen und Knospenschuppen von dieser Kollektivart gefunden.

Tabelle 2: Murg 97, pflanzliche Makrofossilien

Tiefe	Picea omoricooides		Picea abies		Picea sp.		Betula "alba"		Holz unbestimmt	Holzkohle unbestimmt	Selaginella selaginoides	Carex sp.	Cyperaceae	Gramineae	Phragmites	Bryales	Coenococcum geophilum
	Na	Na	Za	Flü	Kns	Bo	Fr			Mg	Fr	R	V	R	Bl	S	
18.30m	+	+			+	+	+										
19.00m	+	+				+	+										+
19.40m	+	+					+										
20.10m	+	+					+	+						+			
20.33m	+	+	+				+	+					+				
20.80m	+	+					+	+		+			+	+			+
21.00m	+	+		+			+			+						+	+
21.45m		+					+	+		+		+	+			+	

Na = Nadeln  
 Kns= Knospenschuppen  
 Fr = Früchte  
 Mg = Megasporen  
 R = Radizellen  
 Bl = Blätter  
 S = Sklerotien  
 Bo = Borke  
 Flü= Samenflügel  
 Za = Zapfen  
 V = vegetative Reste

### 5.3 Klimatische Hinweise

Makrorestanalysen erlauben festzustellen, dass die Schieferkohlen von Murg im Pleistozän während eines kühlen, borealen Klimas abgelagert wurden. Ausser den Fichtenwäldern mit vereinzelt Baumbirken unterstützt auch das Vorkommen von *Selaginella selaginoides* den Schluss auf solche klimatische Bedingungen. In diesen borealen (oder damals hochmontanen?) Nadelwäldern ist das Vorkommen von zwei verschiedenen Fichtenarten interessant: Neben der Rottanne (*Picea abies*) wurden sehr regelmässig auch Nadeln von *Picea omoricooides* gefunden. In einigen Schieferkohleproben (Murg 97: 18.30 und 19.00) gehören sogar  $\frac{2}{3}$  aller Nadeln zu dieser omorikaartigen Fichte (vgl. Fig. 8).

### 5.4 Picea-Nadeln

Die wichtigsten Merkmale, um *Picea-omoricooides*-Nadeln zu bestimmen, sind:  
 — die Verteilung der Spaltöffnungen (Stomaten) auf die Nadelflächen,  
 — die Zahl der Stomatenreihen,  
 — die Breite und die Form der Nadelspitzen.

Zu *Picea omoricooides* gerechnet wurden breite (1,45–1,65 cm) und flache Nadeln mit Stomaten auf nur einer Seite. (Die morphologische Oberseite nach unten gerichtet! Vgl.

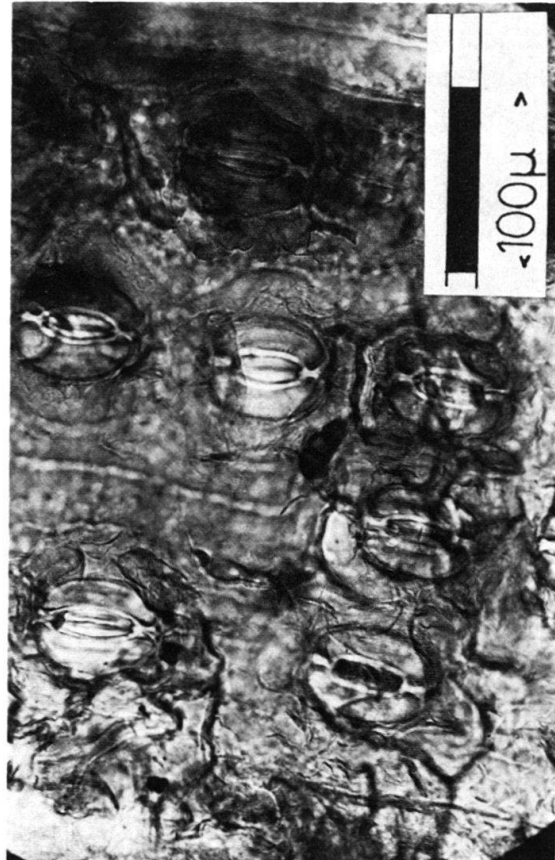
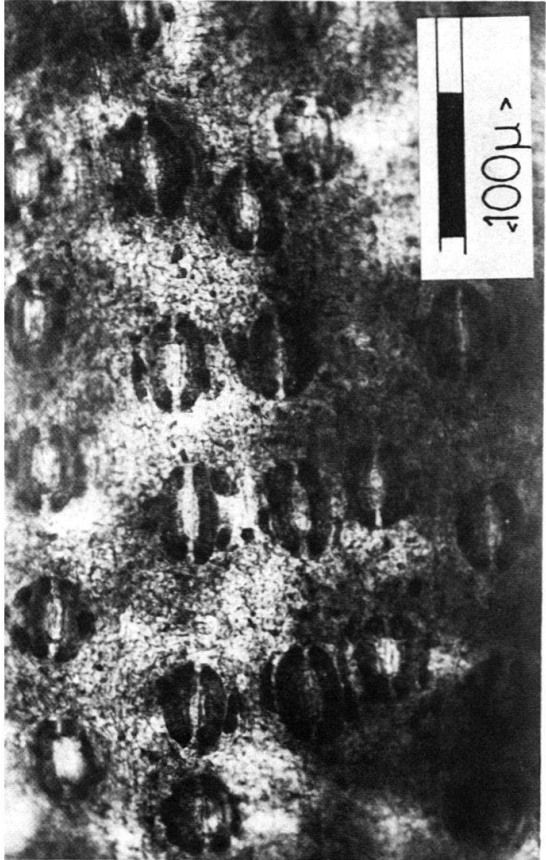
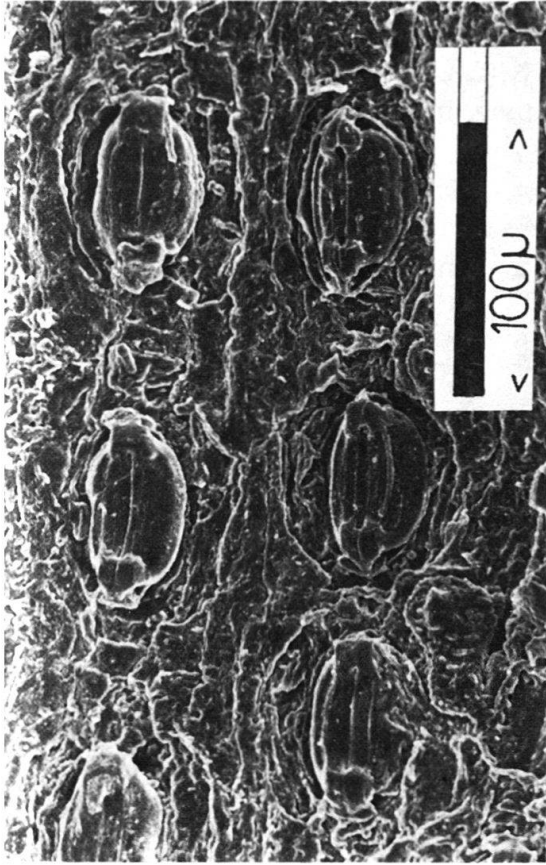


Fig. 8. Vier Photos von *Picea omoricooides*. Photo 1: *Picea omoricooides*, fünf Reihen mit Stomaten (Lichtmikroskop Leitz Ortholux), Murg 97: 19,00 m. Photo 2: *Picea omoricooides*, Stomaten von der inneren Seite gesehen (Lichtmikroskop Leitz Ortholux), Murg 97: 19,00 m. Photo 3: *Picea omoricooides*, Stomatenreihen im Raster-Elektronenmikroskop. Murg 97: 19,00 m. Photo 4: *Picea omoricooides*, Spaltöffnung im Raster-Elektronenmikroskop, Murg 97: 19,00 m. (Alle Aufnahmen Botanisches Institut der Universität Bern.)

SCHMIDT-VOGT 1977, S. 87; WEBER 1897, S. 516.) Diese morphologische Oberseite besitzt eine breite und flache Mittelrippe; zu ihren beiden Seiten sind Stomaten angeordnet in 4–6 (manchmal 3–7) ziemlich deutlichen Spaltöffnungslinien. Der obere Nadelteil ist schwach zugespitzt oder meist nur abgerundet.

Dagegen sind die in unseren Proben gefundenen Nadeln von *Picea abies* meist deutlich schmaler, die Spaltöffnungen kommen auf allen vier Seiten der im Querschnitt rhombischen Nadeln vor. Jede Nadelseite zeigt 2–3 (manchmal 1–4) Spaltöffnungslinien. Die Nadeln sind lang zugespitzt.

### Verdankung

Frau L. Wick und Frau C. Scherrer sei für die Raster-EM-Aufnahmen herzlich gedankt.

## 6. Ausblick auf die Nachbargebiete

### 6.1 Altersfrage

Die von B. Ammann vorgeschlagene Einstufung von Seeablagerungen und Schieferkohle scheint auch geologisch gesehen plausibel zu sein. In den vorbelasteten Seebodenlehm fanden sich im östlichen Ulmstollen des Kerenzertunnels auf Kote 455 m (45 m unter dem damaligen Seespiegel) Teile des Schädels eines Höhlenbären. K. Hünermann, der ihn bestimmte, gab zudem die Auskunft, der Höhlenbär erscheine erstmals sporadisch im Mindel–Riss-Interglazial, werde im Riss sehr häufig und sterbe bald nach dem Hochwürm aus. Die den Schädel einschliessenden Seebodenlehme sind aufgrund der Pollenanalyse als späteiszeitlich zu betrachten, wobei der Fund des Höhlenbären das Spätmindel praktisch ausschliesst, so dass am ehesten Spättriss vorliegen dürfte.

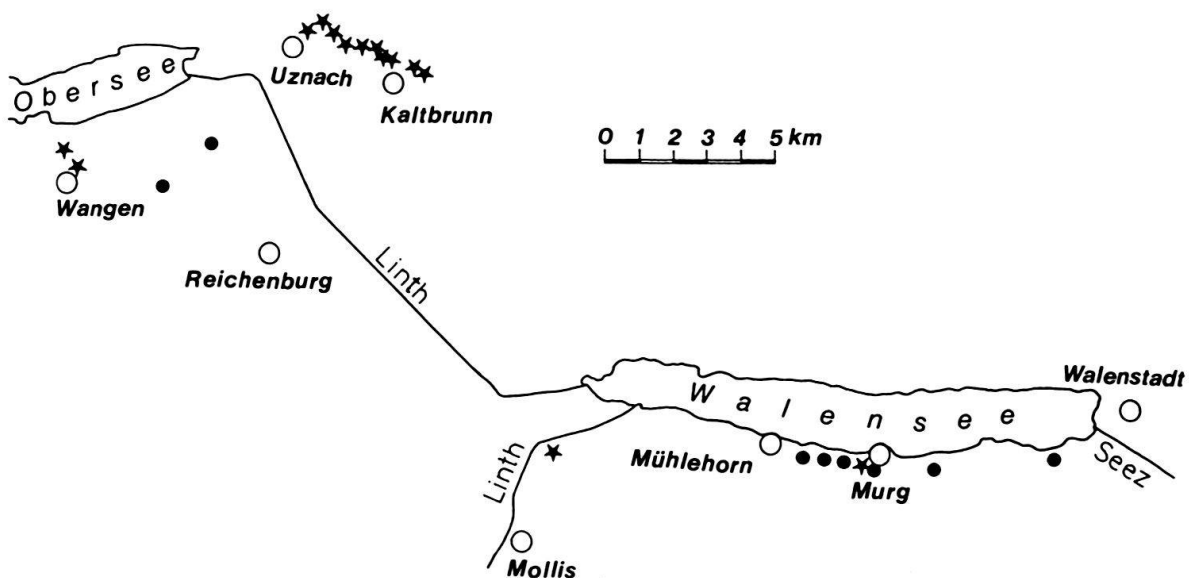
Der nachfolgende Gletschervorstoss, welcher die noch weich gelagerten See- und Ufersedimente grösstenteils ausräumt, käme somit ins Würm zu liegen. Die nächstjüngeren, periglazialen Schichten samt den eingeschalteten Schieferkohlen lassen sich aufgrund von  $^{14}\text{C}$ -Datierung und Pollenanalyse mit grosser Wahrscheinlichkeit ins Frühwürm oder an dessen Ende stellen. Der vorangehende Eisvorstoss hätte demnach in der frühen Würmeiszeit stattgefunden – ein Ergebnis, welches mit dem Modell von WELTEN (1982a) gut zu verbinden ist. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung des in abgerutschten Bachablagerungen von Tiefenwinkel eingeschlossenen Holzes ( $41\,400^{+2400}_{-1800}$  Jahre B. P. [B-3201]) gibt ein gegenüber den Schieferkohlen leicht jüngeres Alter, fügt sich aber gut in den Rahmen ein, sofern man annimmt, das Holz sei erst beim Abrutschen in diese Bachablagerungen hineingeraten. (Der Rutsch ist jünger als mindestens der erste frühwürmeiszeitliche Vorstoss, aber älter als das Hochwürm.)

### 6.2 Vergleichbare Aufschlüsse, regionale Zusammenhänge

Nimmt man im Spättriss und im Eem einen alten «Walensee» mit der erstaunlichen Spiegelhöhe von rund 500 m an, so stellt sich sofort die Frage nach stauenden Riegeln sowohl in Richtung Sargans–Rheintal wie auch gegen Rapperswil. Dieser See hatte langfristigen Bestand und war nicht von Eis abgestaut, sollte also auch anderswo Spuren hinterlassen haben.

Östlich der Aufschlüsse nahe Walenstadt (Fig. 9) sind uns bisher keine eindeutig vergleichbaren Relikte bekannt geworden, während gegen Westen und Nordwesten hin seit langem Vorkommen von Schieferkohle und Seeablagerungen beschrieben worden sind. Die meisten unter ihnen sind heute allerdings sehr schlecht aufgeschlossen, weshalb sich unsere Betrachtungen hauptsächlich auf den Band «Die Schieferkohlen der Schweiz» von BAUMBERGER et al. (1923) abstützen. Naturgemäss konzentrieren sich hier die Angaben auf den damals intensiv ausgebeuteten Rohstoff, während die darunterliegenden Schichten nur summarisch behandelt werden. Hier sei nur ein kurzer Ausblick gegeben:

Am *Walenberg* im NNE von Mollis sind vom Rande der Linthebene bis mindestens auf Kote 480 m hinauf teilweise verkittete Kiese mit Deltaschichtung zu finden. Die Schichten fallen gegen Nordosten hin ab. Zweifellos liegt das Vorkommen in einem vor Glazialerosion ausserordentlich gut geschützten Winkel zwischen Rhein- und Linthgletscher, doch beweist dies nicht die Annahme von HANTKE (1980), es handle sich um Stauschotter zwischen beiden Eismassen. Die beiden Bearbeiter JEANNET und OBERHOLZER (in E. BAUMBERGER 1923) betonen vielmehr, der Schutt stamme eindeutig von Lokalbächen, welche ihr Delta gletscherfern in einen See geschüttet hätten (siehe auch OBERHOLZER 1933 und OCHSNER 1969 und 1975). Dieser könnte unserem spätriss-eiszeitlichen See entsprechen, wobei der Schuttkegel sich seitlich an die Ablagerungen der Linth angefügt hätte. Leider maskiert die Moränendecke aus dem Hochwürm alle höherliegenden Aufschlüsse bis zu den um Kote 560 m aufgefundenen Schieferkohlen. Umstritten sind sowohl deren Alter (nach LÜDI 1953 interglazial) wie auch der Aufbau



**Im Text erwähnte Vorkommen von vorbelasteten:**

★ **Schieferkohlen + Seeablagerungen**

● **Seebodenlehmen**

Fig. 9. Lage der im Text erwähnten Vorkommen von glazial vorbelasteten Seebodenlehmen und Schieferkohlen.

der Lockergesteine im näheren Untergrund (Moräne oder verschwemmtes Material), so dass erst umfassende neue Untersuchungen mit Bohrungen Klarheit bringen könnten.

Im Gebiet *Uznach–Kaltbrunn* wurde einst an vielen Orten Schieferkohle ausgebeutet, so dass hier BAUMBERGER et al. (1923) umfangreiche Daten publizieren konnten. M. Welten konnte vier tiefe, bis auf den Fels greifende Bohrungen auswerten, welche zudem die Lockergesteine zwischen der um 490 m schwankenden Untergrenze des Schieferkohlenkomplexes und Kote 390 m – tief unter der Linthebene – erschlossen. Seine provisorische Auswertung wurde im Exkursionsführer für die Deuqua 1982 publiziert. Über der schräg aufsteigenden, glazial überarbeiteten Felsoberfläche folgt vorerst Grundmoräne, dann eine grosse Mächtigkeit von Seebodenlehmen und andern Seeablagerungen. Ohne offensichtliche Diskordanz folgt darüber lokal etwas Seekreide, dann eine Wechsellagerung von Schieferkohle und Lehm, welche einer Warmzeit zugehören. Diese Schichten wurden schief abgeschnitten und von Moräne und kiesigen Ablagerungen überdeckt. Möchte man vorerst die Seebodenlehme in Analogie zum Profil Tiefenwinkel ins Spättriss, die Kohlen ins Eem stellen, so widerspricht diese Verbindung den Ergebnissen von M. Welten, welcher die Warmzeit dem Holstein (Mindel–Riss-Interglazial) gleichstellt.

Die *Ölbohrung Tuggen* in der Linthebene fand den Fels in 236 m Tiefe, darüber folgten zwischen zwei Lagen von Moräne vorbelastete Seebodenablagerungen. Grosse Mächtigkeit erreichen spät- und postglaziale Ablagerungen sowohl hier (101,5 m) wie nahe Bilten, wo eine Bohrung bei 70 m im Spätglazial steckenblieb (WELTEN 1982c).

Im *westlichen Teil des Buechbergs* liegen grosse Kiesgruben mit Bändern von Schieferkohle, welche von KLÄY (1969) näher untersucht wurden. Er beschreibt folgendes Profil: Über Fels folgt Grundmoräne, dann Seebodenlehm mit Obergrenze um 440 m. Dieser wird von 5 m flachgelagerter Schieferkohle und Lehm überdeckt, worauf bis Kote 467 m hinauf Kiese mit Deltaschichtung einsetzen. Darüber liegen weitere Schieferkohlen und flachgelagerte Schotter, wobei die höchsten Kohlen um Kote 506 m auftreten. Nach KLÄY (1969) gehören diese der Würmeiszeit an, wären also alters-, nicht aber kotenmässig mit den Schieferkohlen von Murg zu vergleichen. Die unterste Lage hätte ähnliches Alter oder wäre allenfalls ins Eem zu stellen, was wiederum die Seebodenlehme ins Spättriss oder Frühwürm einstuft. In scharfem Widerspruch dazu steht die Deutung von WELTEN (1982c), welcher alle Schieferkohlen ins Holstein stellt, womit die Seebodenlehme wie bei Uznach–Kaltbrunn als Spätmindel zu betrachten wären.

Dies ist deswegen besonders schwerwiegend, weil Bohrungen für die Nationalstrasse beweisen, dass diese vorbelasteten, flachgeschichteten Seebodenlehme bis zu den prächtigen Aufschlüssen der Zürcher Ziegeleien an der *Südostecke des Buechbergs* durchgehen und sehr grosse Mächtigkeit erreichen, wobei die Obergrenze der Seeablagerungen auch hier viel tiefer als 500 m liegt.

Stellt man diese in die späte Mindelzeit, so kommt man kaum um die Folgerung herum, die glaziale Übertiefung des Felstogs in der Linthebene sei der Mindelzeit zuzuschreiben, während die beiden letzten Eiszeiten sich merkwürdig passiv verhalten hätten. Geologisch gesehen spricht vieles gegen diese Annahme – Beobachtungen z. B. im Tal des Zürichsees und der Limmat (SCHINDLER 1974), der weit grössere Vorstoss der Risseiszeit, in welcher die fluviatile Erosionsbasis im Vorland tiefer liegt als im Mindel, und schliesslich auch die Hebungstendenz des Alpenkörpers –, die mindelzeitliche

glaziale Übertiefung würde dadurch noch um 100 m oder mehr gesteigert. Da bei der Pollenanalyse Leitfossilien oder absolute Zeitmarken hier fehlen, bleibt ein breiter Spielraum für die Interpretation, und es ist zu hoffen, dass zukünftige Detailuntersuchungen in der Linthebene die vielen scheinbaren Widersprüche lösen werden. Heute kann nur festgestellt werden, dass in diesem Bereich wie auch im Zürcher Oberland hochliegende, alte Seespiegel durchaus aufgetreten sind, die Beobachtungen am Walensee also keineswegs isoliert dastehen. Die zeitlichen und räumlichen Zusammenhänge bedürfen aber noch einer Abklärung.

### 6.3. Aufschlüsse bei Wangen im Südwestteil des Buechbergs

Eine Beobachtung aus dem Herbst 1971 mag zeigen, welche zusätzlichen Komplikationen am Buechberg möglich sind (Fig. 10 und 11): 300–450 m im Osten der Kirche Wangen wurde unterhalb des Kirchenrains eine Kiesgrube betrieben, wo man erstaunlicherweise selbst unter dem bei Kote 425 m liegenden Talboden Kies fand, während nach KLÄY solcher erst oberhalb 445 m zu erwarten war.

Beim Abbau stiess man bergseits aber plötzlich auf eine steile, glatte Störung, hinter welcher die erwarteten Seebodenlehme und – etwas höher als erwartet – darüber der unterste Schieferkohlenkomplex lagen. Die ursprüngliche Topographie liess keinerlei Stufe erkennen und war fugenlos von Moräne des Hochwürms überdeckt. Dem Verdacht auf einen steil südwärts absinkenden jungquartären Bruch widersprach der gebogene, weitgeschwungene Verlauf der Störung, von welcher eine Abspaltung auch in einer benachbarten Kiesgrube gefunden wurde (850 m östlich der Kirche Wangen, über dem

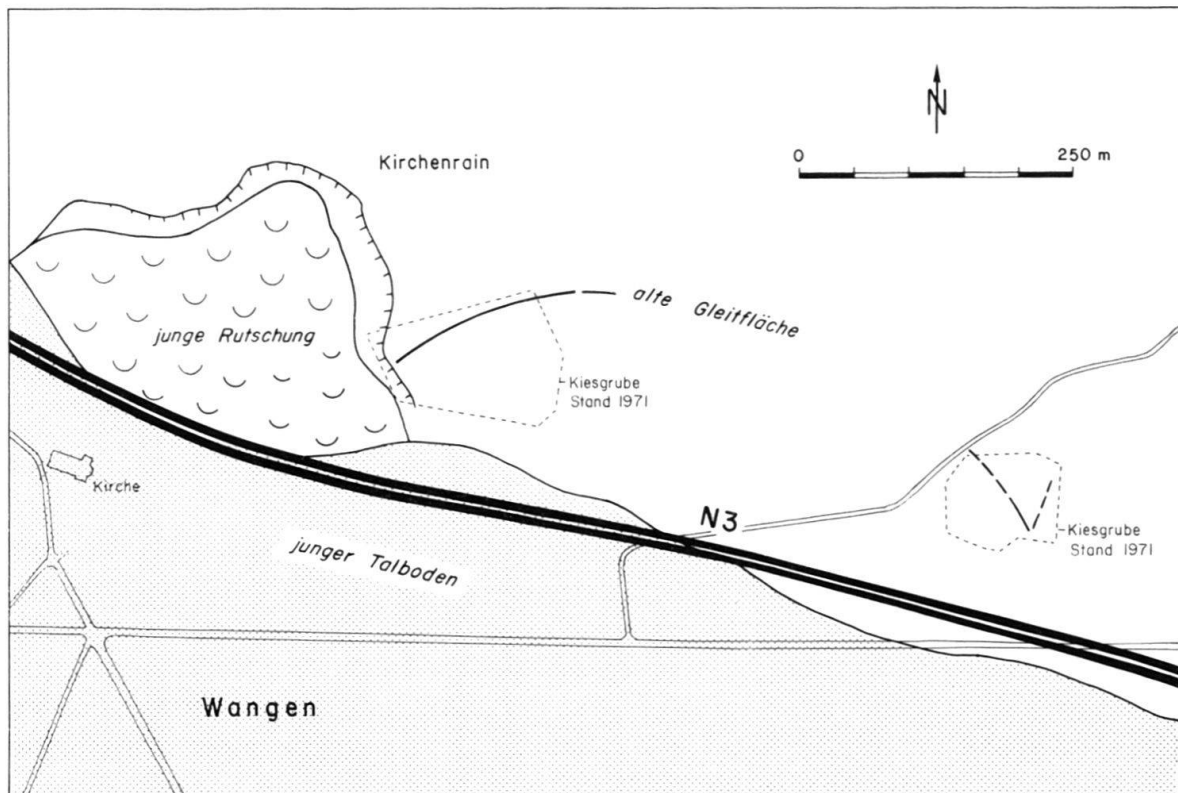


Fig. 10. Lage der alten Gleitflächen in Lockergestein nahe Wangen, Kt. Schwyz, im Südwestteil des Buechbergs.





Fig. 11. Photo der Aufschlüsse in einer heute aufgefüllten Kiesgrube, (Lage siehe Figur 10). Photo 1: Blick nach Westen. Hinter dem Trax: Gleithorizont in Seebodenlehm, nahe oberem Rand des Bildes: Schieferkohle. Photo 2: Blick nach Nordosten. Gut sichtbare Gleitfläche und abgesunkene Scholle aus Kies, rechts. (Aufnahme: C. Schindler, Herbst 1971.)

Deckerhof). Alle Merkmale weisen auf eine En-bloc-Rutschung von glazial bereits verdichtetem Material, doch muss diese tief unter den heutigen Talboden greifen. Das Tal zwischen Buechberg und Siebnen war demnach noch *vor* dem letzten Vorstoss des Gletschers und der Ablagerung der Moränendecke tief erodiert, seine Nordflanke wurde bei einem Eisrückzug instabil. Es kann, aber muss sich nicht um eine Rutschung im Spätwürm handeln, z. B. vor dem Hurdenstadium. Die Verwischung der Abrissborde spricht eher für höheres Alter (Früh- bis Mittelwürm?).

## 7. Geotechnische Probleme

### 7.1 Tiefenwinkel

Der Kerenzerbergtunnel der N3 durchfährt in seinen östlichsten 200 m schief die bereits beschriebene Lockergesteinsserie, welche einen mässig steilen Hang aufbaut. Infolge einer durch Landschaftsschutz begründeten tunnelwärtigen Verschiebung des Betriebsgebäudes ergab sich ein gewaltiger offener Einschnitt, welcher unser Profil knapp erreicht (Fig. 13). Der tiefere Teil der Baugrube wurde im Schutze einer massiv verspriessten, verankerten Rückwand erstellt. Schon bald nach Beginn des Aushubs im Herbst 1979 zeigten sich Hangbewegungen, welche in der Folge vorerst durch Fixpunkte, später auch durch in lange Bohrungen versetzte Slope Indicators verfolgt wurden. Sie standen in engem Zusammenhang mit den Bauvorgängen im Einschnitt und im Tunnel, wie in Abschnitt 7.1, b, beschrieben wird (siehe auch Fig. 14). Vorerst seien aber kurz ältere Rutschbewegungen beschrieben.

#### a) Natürliche Rutschbewegungen, Wasserverhältnisse

Wie bereits beschrieben (2.1, f), wurde der Hang nach dem Rückzug des frühwürmeiszeitlichen Gletschers instabil, was zum Abgleiten von Seeboden- und Bachablagerungen führte. Diese relativ kleine Rutschmasse wurde nachträglich glazial hart vorbelastet und durch Moräne bedeckt (Fig. 13).

Nach dem Abschmelzen der Eismassen des Hochwürms ergab sich erneut eine instabile Situation. Versteckt im Wald finden sich bis über Kote 600 m hinauf zum Teil hohe Anrissborde, in welchen Moräne mit einzelnen Horizonten von gerolltem Kies freigelegt wurde (Fig. 12). Das darunterliegende Gebiet scheint sich als geschlossene Masse seewärts verschoben zu haben. Die Gleitfläche sank rasch 30–50 m tief unter das Terrain und folgte offenbar unterhalb Kote 500 m ungefähr der Untergrenze der Seebodenlehme (Fig. 13). Wo diese flacher wird und zudem der Rotbach sein Delta zu schütten begann, ergab sich eine Stauchung und Aufwölbung des Hangfusses. Die Gleitfläche brach also nicht an die Oberfläche durch. In diesem übersteilen Bereich – den später die N3 durchschneidet – glitt an durchfeuchteten Stellen später lokal ein Teil der Moränendecke ab. Diese flachgründigen Verschiebungen hielten bis zum Bau an und griffen zum Teil auch hangaufwärts zurück (Fig. 12).

Grundwasser durchsickert diesen Hang dank seiner wechselhaften, meist aber bescheidenen Durchlässigkeit in verschiedenen Niveaus, wobei sich verschiedene, voneinander weitgehend unabhängige Systeme und zahlreiche Quellen oder Feuchtstellen ausbilden konnten. Unterhalb Kote 500 m bewirken die Seebodenlehme zudem eine massive Aufspaltung und einen Rückstau des unterliegenden Grundwassers, was für die Hangstabilität ungünstig ist. Bohrungen im Bereich der Trasse zeigten Spiegel, welche bis Kote 460 m aufstiegen, doch muss es sich dabei nicht um die maximalen Werte handeln.

#### b) Bewegungen während des Baus

Weiträumige Verschiebungen bis zu 50 cm an der Oberfläche bedrohten den Bauvorgang. Dank eingehender Beobachtung konnten sie recht gut umgrenzt werden. Sie erfass-

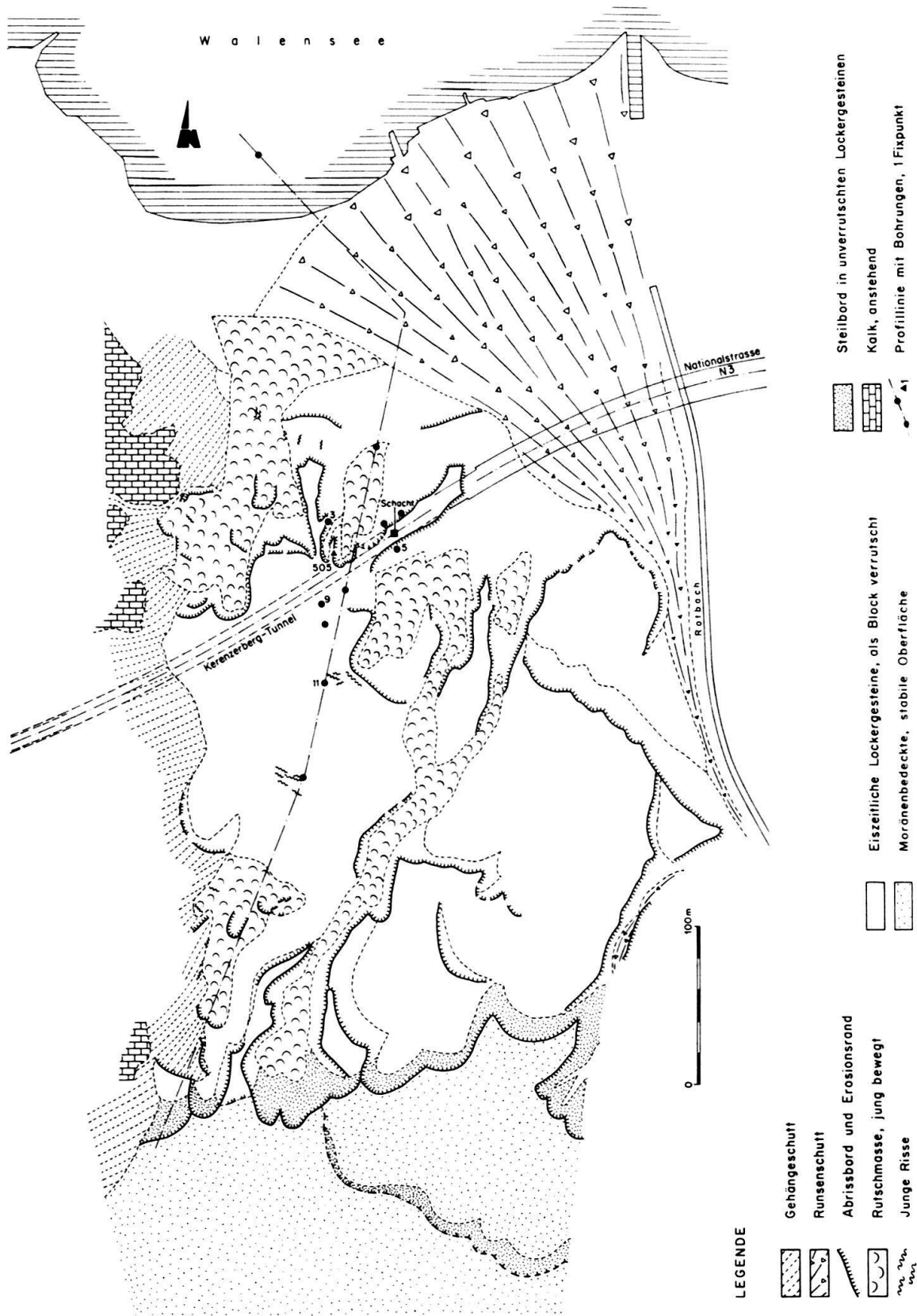


Fig. 12. Geologische Karte der Umgebung von Tiefenwinkel; Zustand vor dem Bau der N3, vereinfacht. (Aufnahme: C. Schindler.)

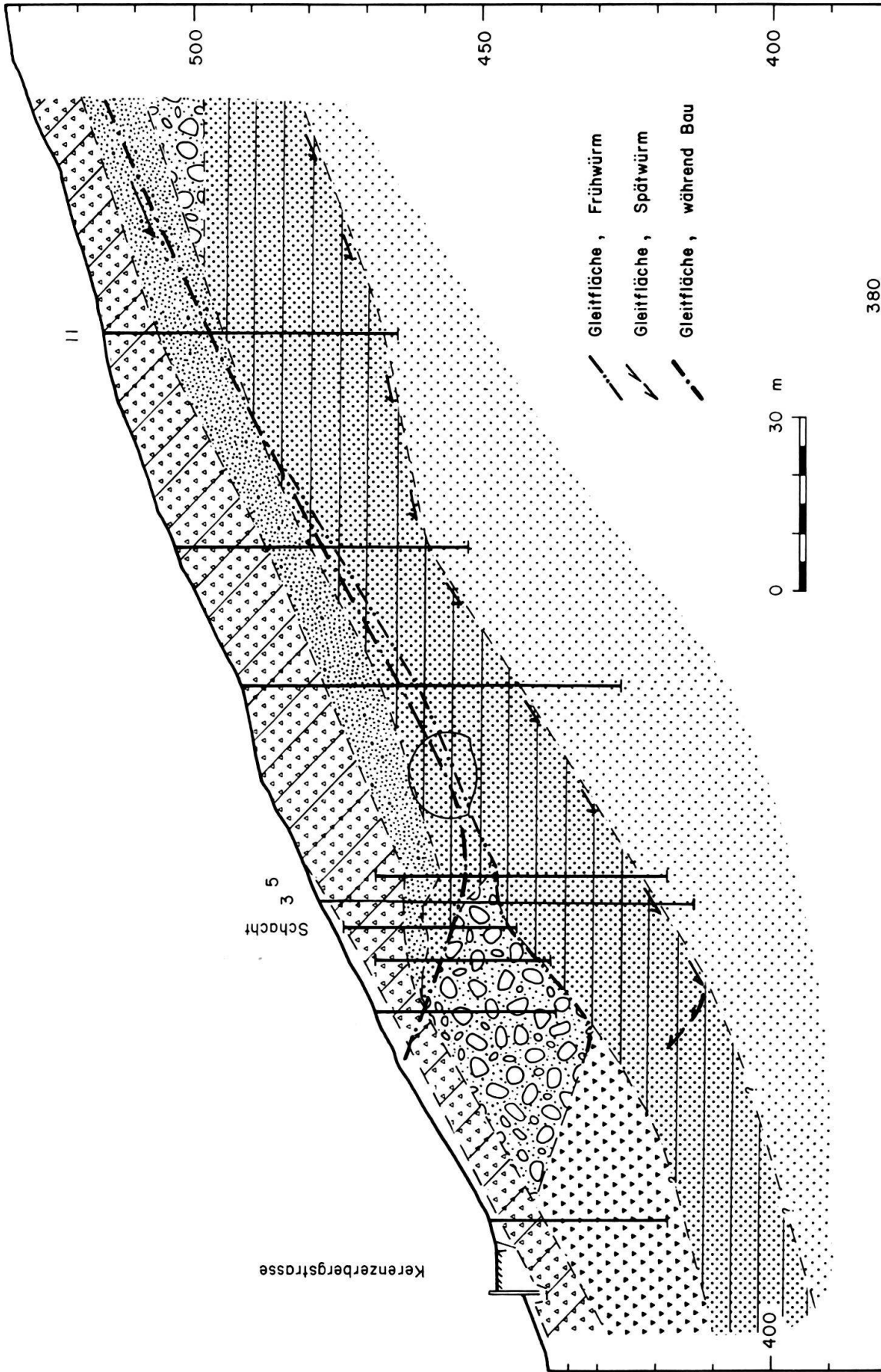


Fig. 13. Detail des Querprofils von Tiefenwinkel (Figur 2) mit Verlauf der verschiedenenaltrigen Gleitflächen und Lage des Kerzenbergtunnels.

ten die gesamte Breite zwischen Egg und der Felswand (200 m) und griffen bis Kote 580 m hinauf, waren aber im Bereich der Kerenzerbergstrasse (442–452 m) nicht mehr festzustellen. Sie querten eindeutig Baugrube und Tunnel und verschoben auch talseits anschließende Hangteile (Fig. 12 und 13), doch knickte hier die Gleitfläche zu einer Gegensteigung auf und erzeugte zur Hauptsache eine Aufwölbung. In der Baugrube übertrug die Spriessung den Schub talwärts, wobei sehr grosse Kräfte auftraten (in der zweitobersten Spriesslage von vier im Messprofil bis 250 t). Die in Slope Indicators scharf erkennbare Gleitfläche folgte oberhalb der Baugrube ungefähr der Obergrenze der unverrutschten Seebodenlehme und stieg oberhalb Kote 500 m schief durch die periglazialen Ablagerungen auf, verlief also bedeutend höher als die spätglaziale Absackung.

Vorerst wurde die Baugrube ausgehoben, gleichzeitig im Pressvortrieb ein Sondierstollen bis zum Fels erstellt. Dabei setzten erste Bewegungen ein, welche im Spätwinter 1980 allmählich abklangen, dies auch infolge der Betonierung einer Stützdecke im Betriebsgebäude (Fig. 14). Der Bau des Tunnels in deutscher Bauweise löste massive neue Verschiebungen aus, so der Aushub der Widerlagerstollen im Mai–Juni 1980. Nach einer allmählichen Beruhigung infolge Fertigstellung des Rohbaus des Betriebsgebäudes und teilweiser Auffüllung des Hangeinschnitts zeigte sich Ende Oktober eine bedrohliche Beschleunigung, dies offensichtlich in Verbindung mit dem Ausbruch der Kalotte, welchem der Abbau des Kerns und die Erstellung eines Sohlgewölbes rasch folgten. Trotz der gefährlichen Situation wurde der Ausbruch zügig weiter vorgetrieben, worauf sich ab Ende März 1981 eine bleibende Beruhigung einstellte: Die Kalotte war damals nahezu vollständig betoniert. Das Sohlgewölbe wurde im Mai 1981 fertiggestellt. Seither klangen die Verschiebungen allmählich auf Beträge unter 1 cm/Jahr aus.

#### Verschiebungsbetrag / Zeit — Diagramm

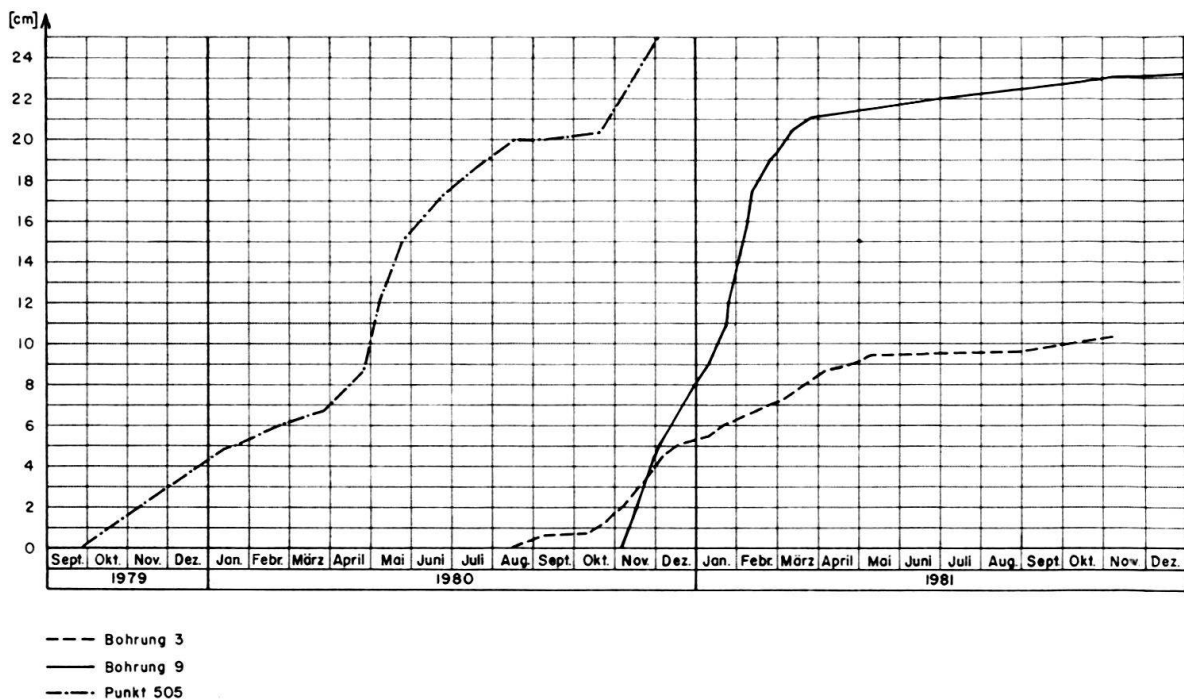


Fig. 14. Horizontalverschiebungen nahe dem Kerenzerbergtunnel während und nach dem Bau. Oberflächenpunkt 505 und Slope Indicators in den Bohrungen 3 und 9 (Lage siehe Figur 12).

## 6.2 Gebiet südwestlich von Murg (*Katzenguët*)

Direkt nach dem Austritt des Tunnels Murgwald aus der Verrucanoserie westlich von Murg gelangte man mit dem Trassebau in die unter Kapitel 2.2 beschriebene Lockergesteinsserie, welche bei gestaffelten Fahrbahnen mit Stützmauern durchquert werden musste. Aufgrund vereinzelter Sondierungen für das Vorprojekt wurden hier keine Inhomogenitäten innerhalb des Moränenkomplexes festgestellt, doch zeitigten zahlreiche weitere, nach der Waldrodung ausgeführte Bohrungen besonders auf dem Abschnitt Katzenwald/Katzenguët überraschende Ergebnisse, wie sie aus den beiliegenden Profilen hervorgehen. Gewisse Stauchungen oberhalb der bestehenden Staatsstrasse deuteten auf ehemalige Hangbewegungen hin, diese konnten aber anhand geodätischer Messungen über eine längere Zeitdauer nicht nachgewiesen werden.

In bautechnischer Hinsicht stellten sich, auch im Hinblick auf die Steilheit des Hanges, aufgrund der Einschaltung von periglazialen und Seeablagerungen sowie von Schieferkohlen gewisse Stabilitätsprobleme, welche vom Büro Dr. Vollenweider untersucht wurden. Obwohl die Eingriffe im Hang infolge Staffelung der Fahrbahnen nicht erheblich waren, die Hangstabilität jedoch knapp über 1,0 eingeschätzt werden durfte, musste eine Lösung getroffen werden, welche für das Bauwerk selbst eine ausreichende Sicherheit gewährleistet. Aufgrund der Stabilitätsuntersuchungen wurde eine Verankerung der einzelnen Stützmauern vorgesehen, zum Teil mittels Erd-, teils mittels Felsankern.

Während des Baus stellten sich jedoch sowohl in vertikaler als auch in verschiedenen Tiefen horizontaler Richtung Hangbewegungen ein, welche speziell in einem westlichen Bereich, wo eine Materialauswechslung am Hangfuss vorgenommen wurde, beträchtliche Ausmasse bis etwa 10 cm annahmen. Die Messungen wurden geodätisch und mit zahlreichen Slope Indicators vorgenommen. Zum Teil handelte es sich um oberflächliche Rutschungen in verlehnten Deckschichten, teilweise um Grundgleitungen entweder direkt auf dem Fels, in den Seebodenlehmen und periglazialen Ablagerungen oder sogar innerhalb der Moräne. Wasser war nur wenig im Spiel, traten doch nur geringfügige Wasseraustritte in den Deckschichten und im westlichen Teil aus Moräne und, wie die letzten Ankerbohrungen gezeigt haben, direkt über dem Fels auf. Dort, wo die Seebodenlehme angeschnitten wurden, konnten an deren Oberfläche gewisse Ausschwemmungen beobachtet werden, die auf Aufweichung der obersten Schichten zurückzuführen waren. Ganz im Westen, bei der Galerie Stein, musste wegen der Seebodenlehme ein kleinerer Materialersatz unter den Fundamenten vorgenommen werden. Die Gleitungen sind unterdessen, nachdem die mittlere Stützmauer durchgehend im Fels verankert wurde, auf minimale Beträge zurückgegangen und zeigen stark abnehmende Tendenz. Im Bereich der bestehenden Strasse und der SBB, d. h. in Seenähe, wurden nie Bewegungen registriert.

### LITERATURVERZEICHNIS

- BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A., & WEBER, J. (1923): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz, geotechn. Ser. 8.
- FRENZEL, B. (1978a): Das Problem der Riss/Würm-Warmzeit im deutschen Alpenvorland. – Führer zur Exkursionstagung des IGCP 73/1/24, Sept. 1976, S. 103–114.
- (1978b): Über das geologische Alter einiger Interglazialvorkommen im südlichen Mitteleuropa. – Führer zur Exkursionstagung des IGCP 73/1/24, Sept. 1976, S. 172–180.

- GRÜGER, E. (1979a): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 29, 23–34.
- (1979b): Spättriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern. Ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – *Geol. bavar.* 80, 5–64.
- HANTKE, R. (1980): *Eiszeitalter*, Band 2. – Ott, Thun.
- KLÄY, J. (1969): *Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene*. – Diss. Nr. 4254 ETH Zürich.
- KÜTTEL, M. 1983: *Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz*. – Habilschr. Univ. Hohenheim.
- LAMBERT, A. (1984): *Eine geologische Karte des Walensees*. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1.
- LÜDI, W. (1953): *Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im N Vorland der Schweizer Alpen*. – Veröff. geobot. Inst. Rübel Zürich 27.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 28.
- OCHSNER, A. (1975): *Erläuterungen zum Blatt Linthebene (Atlasblatt 53) des geologischen Atlas 1:25000*. – Schweiz geol. Komm.
- RHYNER, K., DÜNKI, E., EGLI, R., & FISCH, W. (1980): *Walenseestrasse, Teil Glarus*. – *Strasse u. Verkehr* 2/80.
- SCHINDLER, C. (1974): *Zur Geologie des Zürichsees*. – *Eclogae geol. Helv.* 67/1.
- (1976): *Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung*. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1.
- (1985): *Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung; Erläuterungen zu den Baugrunderkarten*. – *Njbl. natf. Ges. Schaffhausen*.
- SCHMIDT-VOGT, H. (1977): *Die Fichte*, Band 1. – Paul Parey, Hamburg, Berlin.
- TREPP, W. (1947): *Der Lindenmischwald (*Tilieta-Asperuletum taurinae*) des schweizerischen voralpinen Föhn- und Seebezirkes, seine pflanzensoziologische und forstliche Bedeutung*. – *Beitr. geobot. Landesaufn.* 27.
- WEBER, C. A. (1898): *Über eine omorikaartige Fichte aus einer dem älteren Quartäre Sachens angehörenden Moorbildung*. – *Englers bot. Jb.* 24/4.
- (1904): *Über eine fröhdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg*. – *Abh. (k.) preuss. geol. Landesanst. [N. F.]* 40.
- WEGMÜLLER, S. (1982a): *Die Schieferkohlen von Gondiswil/Ufhusen (Schweiz; Mittelland) und ihre Stellung im Jungpleistozän*. – *Phys. Geogr.* 5, 23.
- (1982b): *Die Schieferkohlenlager von Gondiswil-Ufhusen*. – *Phys. Geogr.* 7, 81–89.
- WELTEN, M. (1981a): *Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa*. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 31, 187–202.
- (1981b): *Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre. Vorläufige Mitteilung*. – *Jb. schweiz. natf. Ges., wiss. Teil* 1978, 5–18.
- (1982a): *Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 156, 1–174.
- (1982b): *Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand*. – *Geogr. Helv.* 1982/2, 75–83.
- (1982c): *Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich, Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz*. – *Geogr. Inst. Univ. Zürich (Hrsg.)*.
- ZÜRCHER, J. (1971): *Seismische Untersuchungen im Walenseegebiet*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.

#### Karten

- HEIM, ARN., & OBERHOLZER, J. (1907): *Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:50000*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 20, Spez.-Karte 44.
- OBERHOLZER, J. (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50000*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, Spez.-Karte* 117.
- OCHSNER, A. (1969): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt Linthebene, Atlasblatt 53*.

Manuskript eingegangen am 20. Dezember 1984,  
angenommen am 30. Dezember 1984