Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau

Autor(en): **Hantke, René / Wagner, Gerhart**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft**

Band (Jahr): **59 (2003)**

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-593964

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau

RENÉ HANTKE UND GERHART WAGNER

Mitt. thurg. naturf. Ges.	**59**	32 Seiten	16 Abb. – Tab.	1 Tafel	Frauenfeld 2003

1 EINLEITUNG

Das Gebiet des Kantons Thurgau lag im Eiszeitalter mehrmals unter Eis und ist daher grösstenteils mit Gletscherablagerungen bedeckt. Diese sind in zahlreichen Arbeiten untersucht und beschrieben worden, zusammenfassend 1999 in den «Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1:50'000» (SCHLÄFLI ed. 1999; im Folgenden als «Übersichtskarte 1999» bezeichnet). Dort sind auch die neueren Arbeiten von HOFMANN, KELLER, KRAYSS, MÜLLER u.a. berücksichtigt. KELLER & KRAYSS geben darin (Abbildung 4.11) eine Übersicht der Eisrandlagen in den verschiedenen Abschmelzstadien der letzten Eiszeit (Würm). Die beiden Autoren unterscheiden im Thurgau 10 Gletscherstände W1–W10 und fassen sie in vier Hauptphasen zusammen: 1. Würm-Maximum, 2. Feuerthalen-, 3. Stein am Rhein-, 4. Konstanz-«Komplex».

Als eiszeitliche Ablagerungen werden Grundmoräne, Eisrandwälle (Stirn- und Seitenmoränen), Sander (Schotterfelder), Kames (Eisrandschotter), Drumlins und als Bildungen älterer Eiszeiten hochgelegene Deckenschotter unterschieden.

Der Begriff «Mittelmoräne» kommt in dieser Arbeit nicht vor; er fehlt auch in den Erläuterungen zu den geologischen Atlasblättern. Die vorliegende Studie versucht zu zeigen, dass Mittelmoränen, ein Charakteristikum heutiger Alpengletscher (Abbildung 1), schon in den Eiszeiten als Schuttfliessbänder auf dem Eis ein wichtiges morphogenetisches Element darstellten.

Eine Grundbedingung für die Entstehung von Mittelmoränen besteht darin, dass die Firnoberfläche des Einzugsgebietes vom Gebirge noch überragt wird, so dass sie durch Steinschlag und Bergrutsche mit Seitenmoränenschutt beladen werden kann. Dies war bei den alpinen Gletschern im Gegensatz zu den arktischen in allen Stadien der Kaltzeiten der Fall: Die Firnoberfläche lag selbst während der Höchststände in den östlichen Zentralalpen nach PENCK & BRÜCKNER, 1909 (S. 607) nicht über 2'800 m, das Eis wurde also im Rheingebiet von den höchsten Gipfeln immer noch weit überragt.

Eine Mittelmoräne entsteht beim Zusammenfluss zweier Talgletscher durch Vereinigung der beiden inneren Seitenmoränen. Stösst ein dritter dazu, so entsteht eine zweite Mittelmoräne. Ein aus n Teilgletschern bestehendes Eisstromsystem besitzt also n-1 Mittelmoränen (Abbildung 2). Jede erhält den Schutt von zwei ursprünglichen Seitenmoränen abzüglich des Anteils, der an der Ansatzstelle der Mittelmoräne (beim Zusammenfluss der beiden «Parentalgletscher») liegen bleibt und dort oft typische Strukturen bildet.

Da sich das System des Rheingletschers aus einer Vielzahl von Teilgletschern zusammensetzte, muss es auch eine grosse Zahl von Mittelmoränen besessen haben. Diese wurden damit zu den wichtigsten Transporteuren von Oberflächenschutt. In den späten Abschmelzstadien, als die Firnoberflächen immer reichlicher mit Oberflächenschutt dotiert und die Mittelmoränen dadurch immer mächtiger wurden, können sich diese zu Strängen, zuletzt bis zu mehr oder weniger vollständiger Schuttbedeckung der Gletscherzunge vereinigt haben.

Abbildung 1: Der Unteraargletscher entsteht aus dem Finsteraargletscher (Finsteraarhorn im Bild links oben) und dem Lauteraargletscher (Lauteraarhorn-Schreckhorn rechts oben). Die beim Zusammenfluss sich bildende mächtige Mittelmoräne wird weiter talwärts zur linksseitigen sekundären Seitenmoräne. Der Finsteraargletscher führt auf seiner in Fliessrichtung rechten Flanke schon vor dem Zusammenfluss mit dem Lauteraargletscher einen aus mehreren Mittelmoränen hervorgegangenen sekundären Seitenmoränenstrang. Zwischen der vollständig schuttbedeckten Gletscherstirn und dem Grimselsee entsteht eine «hummocky moraines»-Landschaft. Photo 9.8.1971 © Schweizer Luftwaffe.

Selbst wenn der Ursprungsort einer Mittelmoräne *über* der Firnlinie im Nährgebiet des Gletschers liegt und der Schutt zunächst von Firn und Eis überdeckt wird, apert dieser im Zehrgebiet aus und wird zu einem potenten Oberflächen-Fliessband (zu den beiden Typen von Mittelmoränen vgl. EYLES & ROGERSON, 1978: «ice-stream interaction medial moraines» und «ablation dominant medial moraines»).

Wo das Fliessband einer Mittelmoräne den Eisrand erreicht, terminal oder lateral an der Gletscherzunge, häuft sich während einer Stillstandslage (in einem «Stadium») ihr Schutt lokal zu charakteristisch geformten Hügeln, für welche der Ausdruck «Mittelquappen» vorgeschlagen wurde (WAGNER, 1997). Von Drumlins unterscheiden sie sich im typischen Fall durch einen in Fliessrichtung ansteigenden Sporn, oft durch Zweigipfligkeit und vorgestreckte stummelartige Fortsätze («Finger»), die sich in Wälle verlängern können. In aufeinanderfolgenden Gletscherständen werden von terminal endenden Mittelmoränen Reihen linear hintereinander liegender «Quappen» gebildet, bei lateral endenden sind diese gestaffelt. Seitlich ausufernde Mittelmoränen können sich auf weite Strecken als sekundäre Seitenmoränen fortsetzen, die naturgemäss das Schuttgut von wenigstens zwei primären Seitenmoränen führen. Von solchen unterscheiden sie sich auch durch einen markanten Ansatzpunkt, bei dem ihre Achse rückwärts ins Leere ausstreicht. Eine Typologie der Mittelmoränen-Endaufschüttungen und ihrer Abfolgen in Abhängigkeit vom jeweiligen Grundrelief findet sich bei WAGNER (1997).

Warum sind Mittelmoränen als morphogenetische Faktoren bisher kaum beachtet worden? Im Einzugsgebiet des Aare-Gletschers wurden zwar schon von BALTZER (1896) Mittelmoränen beschrieben. Aber nach PENCK & BRÜCKNER (1909) verschwindet der Begriff fast vollständig aus der Quartärliteratur. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die beiden Autoren damals (u. a. S. 6) erklärten, der Schutttransport geschehe auch bei alpinen Gletschern hauptsächlich an ihrem Grunde, der Oberflächentransport spiele praktisch keine Rolle.

Dieser Auffassung stellen wir in der vorliegenden Studie das «Mittelmoränen-Modell» gegenüber. Es geht von der Annahme aus, dass auch bei den eiszeitlichen Alpengletschern *der Schutttransport auf dem Eis* eine zentrale Rolle spielte. Wir versuchen zu zeigen, dass die vielgestaltigen Quartärstrukturen des Thurgaus mit dem neuen Ansatz verträglich sind und dass sich daraus plausible neue Erklärungen ergeben. Unsere Argumentation ist primär morphologisch. Wo immer möglich, werden aber aus der Literatur bekannte sedimentologische und geröllspektrographische Befunde einbezogen. Sie stehen unseres Erachtens mit dem «Mittelmoränen-Modell» nirgends im Widerspruch. Das «Modell» führt neben morphologischen Umdeutungen auch zu weitreichenden theoretischen Konsequenzen bezüglich der eiszeitlichen Landschaftsgeschichte. Ob der Ansatz richtig ist oder falsch, werden spätere Untersuchungen abzuklären haben. Das «Mittelmoränen-Modell» sollte aber ernsthaft dem derzeitigen «Standard-Modell» gegenübergestellt und auf seine Tauglichkeit geprüft werden.

Bevor wir uns der Beschreibung der angenommenen thurgauischen Mittelmoränen zuwenden, ist es notwendig, den in geologischen Karten sehr oft auftauchenden Begriff «Drumlin» kritisch zu betrachten.

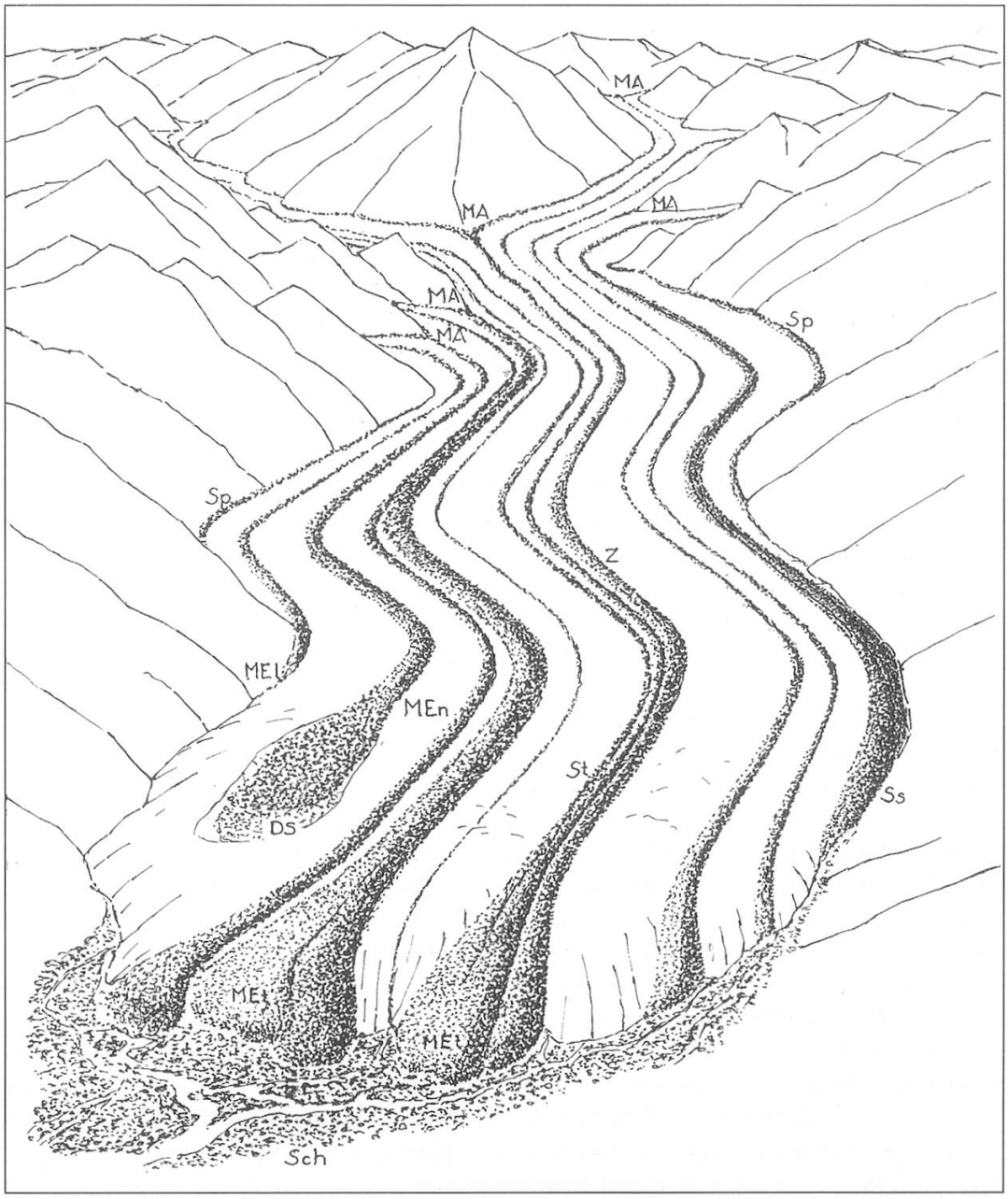

Abbildung 2: Schema eines zusammengesetzten Gletschers mit zahlreichen Mittelmoränen. MA = Mittelmoränen-Ansatzstellen, Sp = primäre Seitenmoränen, Ss = sekundäre Seitenmoräne, MEl = laterale Mittelmoränen-Endaufschüttung, MEt = terminale Mittelmoränen-Endaufschüttungen, MEn = Endaufschüttung auf Nunatak, DS = «Deckenschotter» auf Nunatak, Z = Zusammenfluss von Mittelmoränen zu einem St = Strang, Sch = glazifluviale Schotter, entstehend aus verschwemmtem Ober- und Grundmoränenschutt.

2 WAS SIND DRUMLINS?

Auf geologischen Atlasblättern und auf der Übersichtskarte 1999 sind Hunderte von Drumlins vermerkt, meist verbunden mit einer Häufung von Längswällen. Es handelt sich um meist längliche Hügel aus eiszeitlichem Lockergut, die sich in kein System von Seiten- und Endmoränen einordnen lassen. In Abbildung 3 sind die wichtigsten thurgauischen Drumlin- und Wallfelder dargestellt.

Der aus Irland stammende Begriff «Drumlin» wurde von Früh (1895) in die schweizerische Glazialliteratur eingeführt und im 20. Jahrhundert auf den Atlasblättern 1:25'000 ausgiebig verwendet. Die Kontroverse, wie die Drumlins entstanden, wieviele Typen es gebe, dauert noch an. Es handelt sich grundsätzlich um subglaziäre Bildungen: Das fliessende Eis schiebt das unter ihm liegende Lockergut, Grundmoräne oder schon vorhandene Schotter, teilweise mit. Dabei entstehen, je nach dem vorgegebenen Grundrelief, im Wechselspiel von Akkumulation und Erosion wellige Unebenheiten: Drumlins. Keller & Krayss (in Schläfli et al. 1999, S. 45f.) schreiben: *«Zur Entstehung der Drumlins wird angenommen, dass sie unter bewegtem oder zwischen abschmelzendem Gletschereis geformt wurden. Das komplizierte Zusammenspiel von Abtragung und Ablagerung ist indessen immer noch Gegenstand widersprüchlicher Theorien.»*

Heim (1919, S. 262) gab eine stark erweiterte Definition. Er liess neben subglaziär entstandenen Hügeln auch solche aus Obermoränenmaterial als Drumlins gelten und stellte diese als «Obermoränendrumlins» *(«... lokale Anhäufungen von Mittelmoränen, manchmal transportierte Bergstürze»)* den echten, subglaziären Drumlins gegenüber. Hier hat schon Heim, wie noch an anderen Stellen, den Drumlinbegriff mit Mittelmoränen in Beziehung gebracht.

In der schweizerischen Quartärliteratur besteht in der Folge eine erstaunliche Unschärfe bezüglich dieses Begriffs. Es zeigt sich oft geradezu ein gewisses «Unbehagen» der Autoren bei der Kartierung von Drumlins, besonders in den Erläuterungen zu den Atlasblättern. Im Text zu Blatt Rorschach erklärt Saxer (1965, S. 19) die Entstehung der Drumlinlandschaft von Mörschwil–Wittenbach–Bernhardzell im Kanton St. Gallen wie folgt: *«Auf dem gegen 600 m ansteigenden Felsplateau hatte der Gletscher nicht mehr die Kraft, seine Schuttlast weiter zu schleppen, vermochte sie aber noch zu formen.»* Aus dem Kontext geht hervor, dass mit «Schuttlast» nicht Obermoräne, sondern Lockergut am Grunde gemeint ist. In den Erläuterungen zu Blatt Bischofszell stellt Hofmann (1973) einen Zusammenhang zwischen Obermoräne und Drumlin her: *«Man findet sie immer auf flachem Gelände, auf dem bei offenbar wenig mächtigem, strahlenartig sich auffächerndem Eis zahlreiche Spalten in Fliessrichtung entstanden, die sich mit Obermoränenmaterial füllten* (Suter/Hantke, 1962).» Auch Geiger (1943) hat bei Blatt Frauenfeld die Drumlins mit Eisspalten in Zusammenhang gebracht. Offensichtlich besteht bei ihrer Kartierung ein grosser Ermessensspielraum. Dies bestätigt ein Vergleich der Übersichtskarte 1999 mit den Atlasblättern. Oft wurde dieselbe Struktur auf der einen Karte als Drumlin, auf der anderen als Wall kartiert.

Die hier vorzustellende neue Optik – das «Mittelmoränen-Modell» – erfordert bezüglich der bisher als Drumlins eingestuften und als subglaziäre Bildungen gedachten Moränenhügel ein Umdenken (vgl. Wagner, 2001a–c). Einen Ansatz hierzu bietet Heims «Obermoränendrumlin». Wenn wir diesen Zwitterbegriff von seinem Bestandteil «-drumlin» befreien, so gelangen wir zu der Erkenntnis, dass es sich bei vielen dieser Hügel wirklich um Ober- und nicht um «Untermoräne» handelt und kommen zwangsläufig zu dem schon von Heim anvisierten Begriff der Mittelmoränen: *Sie* sind es in der neuen Sicht, welche Obermoränengut auf der Gletscherzunge transportieren und da, wo sie den Eisrand erreichen, direkt oder zu Schotter verschwemmt absetzen. Der Endpunkt der Mittelmoräne kann in einem Zungenbecken liegen, aber ebenso gut in irgendeiner Höhe am Ran-

de der Gletscherzunge, auch auf einem aus dem Eis auftauchenden Nunatak. Mit dieser Feststellung sind Moränen- und Schotterstrukturen in jeder Höhenlage im Visier bis hin zu den Deckenschottern.

In den Abschnitten 3–5 der vorliegenden Studie werden aus dem grossen Schatz von Mittelmoränenbildungen, die in den drei Hauptphasen des Eisabbaus am Ende der letzten Eiszeit im Thurgau entstanden sind, die auffälligsten Beispiele herausgegriffen. In den Abschnitten 6–8 suchen wir aufzuzeigen, dass auch die «Deckenschotter» des Thurgaus und der angrenzenden Gebiete als verschwemmte Endaufschüttungen von Mittelmoränen verstanden werden können, die auf damals schon erhöhtem Grund aufgefahren sind. Es zeigt sich, dass mit dieser Interpretation viele der mit hochgelegenen Schottern verbundenen offenen Fragen geklärt werden.

3 BEISPIELE VON LETZTEISZEITLICHEN MITTELMORÄNEN-KOMPLEXEN IM THURGAU (Abbildung 3 und Tafel 1)

3.1 GEBIET CHEMEBACH (LK FRAUENFELD UND WEINFELDEN)[1]

Durch den Einschnitt des Chemebach (Chemibach) zwischen Seerücken und Ottebärg (Ottenberg) zieht sich von Illighausen über Märstetten–Müllheim–Pfyn bis über Weiningen hinaus ein 25 km langer und zwischen Märstetten und Lipperswil bis 2,5 km breiter Komplex von Wällen und «Drumlins» (Nr. 3 in Abbildung 3). Ihre Kuppenhöhen fallen von 570 m bei Siegershausen auf 470 m bei Weiningen. Auf der Übersichtskarte 1999 sind hier rund 50 Drumlins und 30 Wälle von 0,5–1,5 km Länge kartiert. Die Wälle bei Siegershausen–Illighausen streichen rückwärts ins Leere.

Nach unserer Interpretation handelt es sich um einen breiten Mittelmoränenstrang des Rheingletschers, der von Illighausen an auf Grund gelaufen ist. Wälle und «Drumlins» wären demnach als ursprüngliche Obermoräne zu betrachten. Zeitlich sind sie zwischen die Stände Stein am Rhein und Konstanz einzuordnen.

3.2 GEBIET LAUCHE (LK WIL)

In der Rückschmelzphase des Komplexes Stein am Rhein, wohl beim Stand W8 nach Schläfli et al. (1999), entstand das Drumlinfeld zwischen Märwil und Wängi am Südrand des Lauche-Einschnittes (Nr. 2 in Abbildung 3). Auf der Übersichtskarte 1999 sind in diesem Feld etwa 100 Drumlins mit Kuppenhöhen zwischen 500 und 530 m, vereinzelt bis 540 m, vermerkt. Das Feld beginnt schmal mit einzelnen Drumlins bei Buch–Affeltrangen, verbreitert sich dann keilförmig und erreicht am Ausgang des Lauchetals an der Murg zwischen Matzingen und St. Margarethen eine Breite von 6 km. Die Murg hat sich ein schmales Bett durch die Moränenlandschaft gegraben.

Im Stadium Stein a. Rh. floss ein Lappen des Thur-Rheingletschers aus dem Thur- ins Murgtal hinüber. Dieser war vermutlich auf seinem S-Teil von einem mächtigen Mittelmoränenkomplex bedeckt, der linksseitig aus-

Tafel 1: Falttafel am Schluss des Buches

[1] LK = Landeskarte der Schweiz 1:25'000.

Abbildung 3: Die wichtigsten Mittelmoränen-Landschaften der letzten Eiszeit mit zahlreichen als Drumlins und Wälle kartierten Hügeln im Thurgau und den benachbarten Gebieten. Die Ziffern geben die Zuordnung zu den in Abbildung 11 dargestellten hypothetischen Mittelmoränen-Strängen. Vgl. Text Kapitel 3.

uferte und seinen Schutt deponierte. Die keilförmige Verbreiterung des Feldes ist typisch für das Ende grosser Mittelmoränen; die Längswälle sind auf Eiskämme zurückzuführen, die sich unter der Schuttdecke bildeten. Beim Abschmelzen kann es teilweise zu «Reliefumkehr» («topo-graphic inversion») gekommen sein, wie sie von Benn & Evans (1998, S. 237) für die Abschmelzphase von schuttbedeckten Gletschern («debris mantled glaciers») beschrieben wird. Jedenfalls handelt es sich um «Obermoränendrumlins» im

Sinne von Heim (1919, S. 262). Auf diese Bezeichnung sollte verzichtet und dafür von «Buckelmoränenlandschaft» («Hummocky moraines») gesprochen werden, ein Begriff, der in der angelsächsischen Literatur (Benn & Evans, 1998, S. 483) für Ablagerungen von «debris mantled glaciers» verwendet wird. Ob auch echte, subglaziäre Drumlins vorhanden sind, bleibe dahingestellt. Dies scheint besonders im Murgtal durchaus möglich. Manche Mittelmoränenhügel mögen durch Wiedervorstösse überfahren, abgeflacht und mit Grundmoräne überzogen (überprägt) worden sein.

3.3 GEBIET AACH (LK WEINFELDEN, Abbildungen 4, 7 und 8)

Das Wall- und Drumlinfeld auf der S-Seite des Aachtals hat eine Länge von 10 km von Amriswil bis Sulgen und eine grösste Breite von über 3 km (Abbildung 3 und 4). Auf der Übersichtskarte 1999 sind hier nur 15 Drumlins kartiert, dafür zwischen und neben diesen etwa 20 bis über 1 km lange Wälle. Drumlins und Wälle wechseln miteinander ab; die Diagnose scheint weitgehend Ermessensfrage zu sein. Beide Strukturtypen weisen Kuppenhöhen zwischen 480 und 550 m auf bei Überhöhungen von 5–30 m. Ähnlich wie das unter 3.2 beschriebene Feld beginnt dieses sehr schmal im Gebiet SE von Amriswil, wo es rückwärts ins Leere streicht. Gegen Westen verbreitert es sich keilförmig, erreicht zwischen Kradolf und Bürglen die Thur und entfaltet sich westlich der Thur besonders eindrücklich in dem 7 km langen, in der Übersichtskarte 1999 teils mit Drumlins, teils mit Wällen markierten Hügelzug, der mit dem steilen Geländesporn von Unter-Buhwil einsetzt, in dem auf der Übersichtskarte als Drumlin kartierten Wertbüel (533 m, Abbildung 8) kulminiert und sich über Egg (502 m)–Ärgeten–Bussnang bis in den Thurberg erstreckt. Im SW wird der Komplex auf der ganzen Länge begrenzt durch das Tal des Furtbach.

Die Interpretation dieser Grossstruktur ergibt sich analog zu der unter 3.2 beschriebenen im Lauchetal: Ein Mittelmoränenstrang des Rheingletschers floss auf dessen Aach-Lappen bis in die Gegend von Amriswil, wo er auf Grund lief und linksseitig ausuferte. Auch diese Landschaft sollte nicht als Drumlin- sondern als «Buckelmoränenlandschaft» bezeichnet werden.

3.4 GEBIET AMLIKON–OPPIKON (LK FRAUENFELD, Abbildung 5)

Das Gebiet Amlikon–Oppikon S der Thur unterscheidet sich von den bisher beschriebenen Feldern dadurch, dass der Mittelmoränenstrang auf frontal ansteigendes Gelände gestossen ist (Nr. 2 in Abbildung 3 und 11). Auf der Übersichtskarte 1999 sind fünf Drumlins und zwei Wälle kartiert. Die «Drumlins» zeigen einen von E nach W, d. h. in der Fliessrichtung, ansteigenden Sporn, ein typisches Merkmal von frontal aufgestossenen «Mittelquappen», nicht von Drumlins. Auch die Wälle steigen in der Fliessrichtung an.

Die drei unter 3.2–3.4 beschriebenen Wall- und Drumlinfelder lassen sich als Endaufschüttungen eines einzigen grossen Mittelmoränenstrangs über drei aufeinanderfolgende Stadien (Stände 7, 8 und 9 in Schläfli et al. 1999, Abbildung 4.11) verstehen.

3.5 GEBIET BUECHBÄRG–EGG S VON DIESSENHOFEN (LK DIESSENHOFEN, Abbildungen 6 und 9)

Die Endmoränen des Würm-Maximums liegen in den Kantonen Schaffhausen und Zürich (Nr. 3 in Abbildung 3 und 11). Doch schon die erste

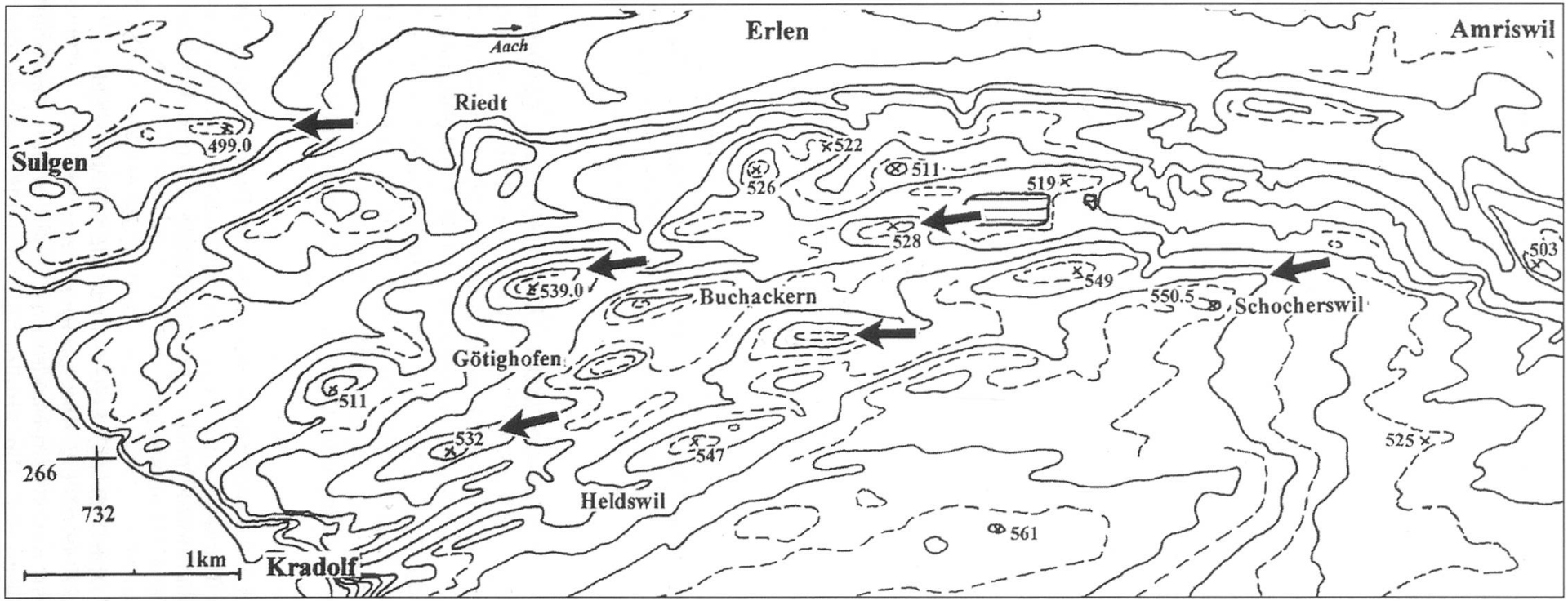

Abbildung 4: Die Moränenlandschaft längs der Aach. Die Hügel sind auf der Übersichtskarte 1999 teils als Drumlins, teils als Wälle kartiert. Die Pfeile zeigen die Fliessrichtung des Gletschers. Vgl. Abschnitt 3.3.

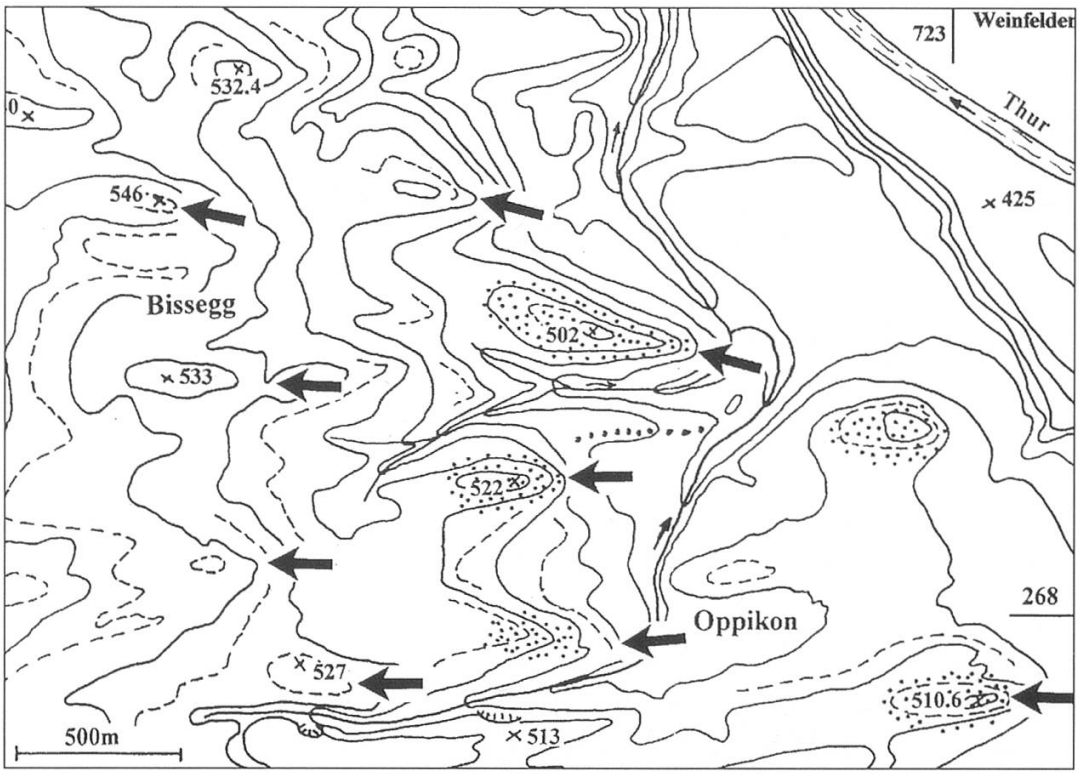

Abbildung 5: Die Moränenlandschaft von Oppikon-Bissegg. Eine Mittelmoräne des Rheingletschers ist auf dem ansteigenden Molasse-Relief frontal auf Grund gelaufen. Die punktierten Strukturen sind auf der Übersichtskarte 1999 als Drumlins vermerkt. Vgl. Abschnitt 3.4.

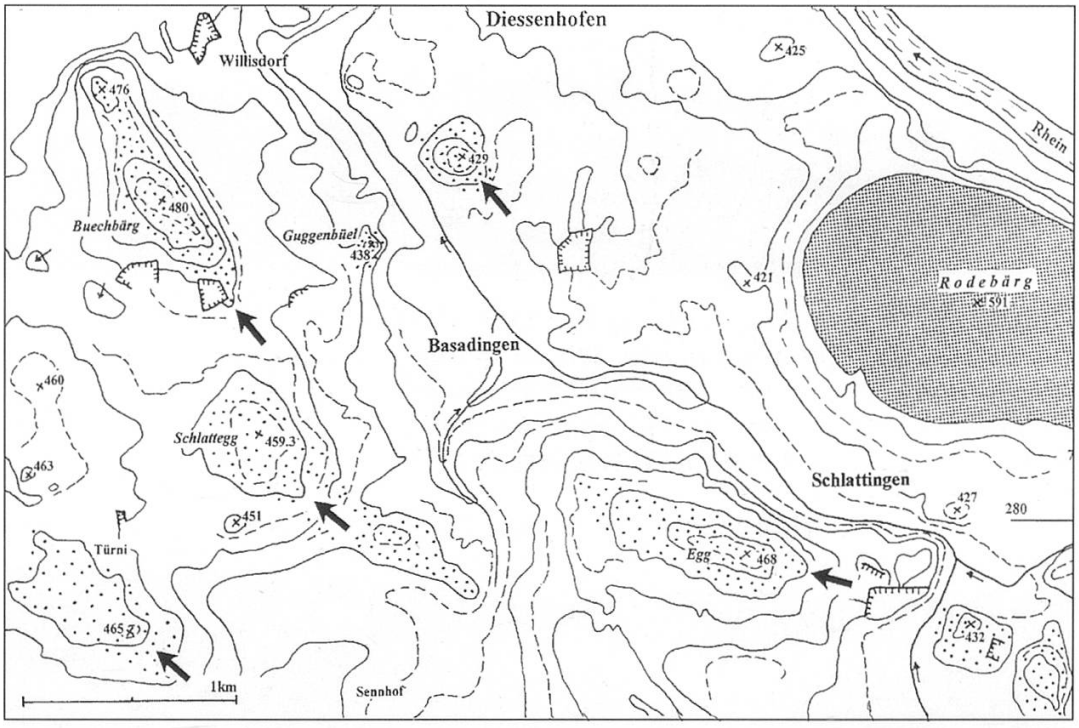

Abbildung 6: Die Moränenlandschaft von Buechbärg–Basadingen–Schlattingen. Die durch Punktierung hervorgehobenen Hügel, insbesondere Egg, Schlattegg und Buechbärg, zeigen die Formen von Endaufschüttungen einer grossen Mittelmoräne. Würm-Moränen liegen auf älteren Schottern. Vgl. Abschnitt 3.5.

Rückschmelzphase des Feuerthalen-«Komplexes» hinterliess im Gebiet S von Diessenhofen markante Spuren auf Thurgauer Boden. Auf dem in Abbildung 6 dargestellten Gebiet verzeichnet HÜBSCHER (1961K) auf dem Atlasblatt Diessenhofen insgesamt 16 Drumlins, darunter die beiden Grossstrukturen von Egg P. 468 und Schlattegg P. 459,3. Auf der Übersichtskarte 1999 tragen nur noch die beiden winzigen Hügelchen P. 451 und P. 421 (1 km SW bzw. NE von Basadingen) das Signum «Drumlin», entsprechend dem bei neueren Karten erkennbaren Trend, mit diesem Begriff vorsichtiger umzugehen. Bei Egg und Schlattegg handelt es sich keinesfalls um echte Drumlins, vielmehr sind es typische Endaufschüttungen einer Mittelmoräne (HEIM'sche «Obermoränendrumlins») zweier aufeinanderfolgender Stadiale. Der Hügel des Buechbärg P. 480 gibt sich durch seine Form als Mittelmoränen-Endaufschüttung zu erkennen. Er ist wie Egg und Schlattegg auf der Übersichtskarte 1999 als «ältere Schotter unter Moränenbedeckung» kartiert. Es muss ein starker Mittelmoränenstrang gewesen sein, der als potentes Förderband das Moränengut herangeschafft hat, aus dem epiglaziäre Schmelzwässer am Eisrand die Schotter beidseits des Buechbärg geschüttet haben. Die drei Hügel Egg, Schlattegg, Buechbärg sind gegenüber ihrer Umgebung um 30–40 m überhöht und besitzen einen in der Fliessrichtung allmählich ansteigenden, rückwärts ins Leere streichenden Sporn, deutliche Merkmale von «Mittelquappen»: Sie bilden eine Serie von drei Rückschmelzstadien einer Mittelmoräne innerhalb des Feuerthalen-Komplexes.

Die Tatsache, dass unter «oft kiesreichen» Würm-Moränen ältere Schotter liegen, ist plausibel: Auch die «älteren Schotter» sind verschwemmte Mittelmoränen; diese nahmen wohl in jeder Kaltzeit bei vergleichbarer

Abbildung 7: Der Buechenberg P. 539.0 N von Götighofen von NE. Der bisher als Drumlin aufgefasste, 800 m lange und 400 m breite Moränenhügel von 40 m Höhe ist eine der vielen typischen Mittelmoränen-Endaufschüttungen in der Moränenlandschaft der Aach. Vgl. Abbildung 3–4 und Abschnitt 3.3. Foto G. Wagner 2001.

Abbildung 8: Der auf der Übersichtskarte 1999 als Drumlin kartierte Wertbüel SW von Istighofen ist ein Teil des in 3.3 beschriebenen Mittelmoränenstranges des Aach-Einschnittes. Foto A. Wiesmann 2001.

Abbildung 9: Der Guggenbüel P. 438 zwischen Basadingen und Willisdorf, eine «Mittelquappe» von nur ca. 100 x 100 m und 20 m Höhe. Vgl. Abbildung 6 und Abschnitt 3.5. Foto G. Wagner 2001.

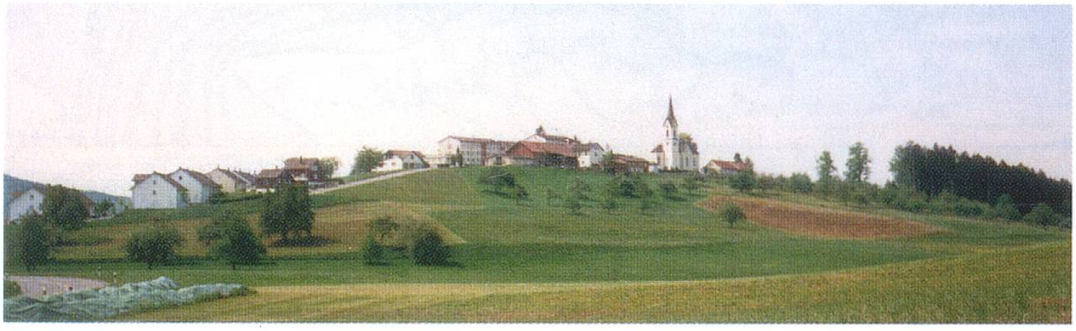

Abbildung 10: Kirche und Siedlung St. Pelagiberg stehen auf einer bisher als Drumlin gedeuteten Mittelmoräne von 700 m Länge, 300 m Breite und 30 m Höhe. Vgl. 4.1. Foto G. Wagner 2001.

Eisrandlage ungefähr denselben Verlauf, so dass Mittelmoräne auf Mittelmoräne geschüttet wurde («Re-Iteration» der selben Mittelmoräne).

Als echte, subgläziäre Drumlins können auf Abbildung 6 vielleicht die beiden genannten Strukturen P. 451 und P. 421 gelten sowie einige weitere flache Hügel von wenigen Metern Höhe.

4 DER MUTMASSLICHE VERLAUF DER MITTELMORÄNEN IN DEN STADIEN DES KONSTANZ-«KOMPLEXES» (Abbildungen 11 und 12)

Im Gegensatz zu Seiten- und Endmoränen haben Mittelmoränen den Charakter von Individuen: Jede Mittelmoräne entsteht durch den Zusammenfluss zweier bestimmter Gletscher, ihrer «Parentalgletscher». Da sich die beiden Eiskörper nicht mischen wie Wasser, verläuft eine Mittelmoräne im Normalfall als Schuttfliessband von ihrem Ursprungsort bis zu ihrem Ende, alle Richtungsänderungen des Gletschers mitmachend und die Grenze zwischen den beiden parentalen Eiskörpern sichtbar markierend. Selbst spaltenreiche Gefällsstrecken können überstanden werden, wie es heute etwa am Grossen Aletschgletscher oder am Komplex des Gornergletschers zu sehen ist. Solange der Gebirgskranz ihres Einzugsgebietes nicht unter Firn begraben liegt und Oberflächenschutt liefert, persistiert eine bestimmte Mittelmoräne auch zeitlich als Individuum über alle Stadien eines Gletschervorstosses und -rückzuges. Zwei oder mehr Mittelmoränen können sich zu einem Strang vereinigen. Es muss daher möglich sein, eine einzelne Mittelmoräne oder einen Strang über die verschiedenen Gletscherstände zu verfolgen und in günstigen Fällen anhand ihres

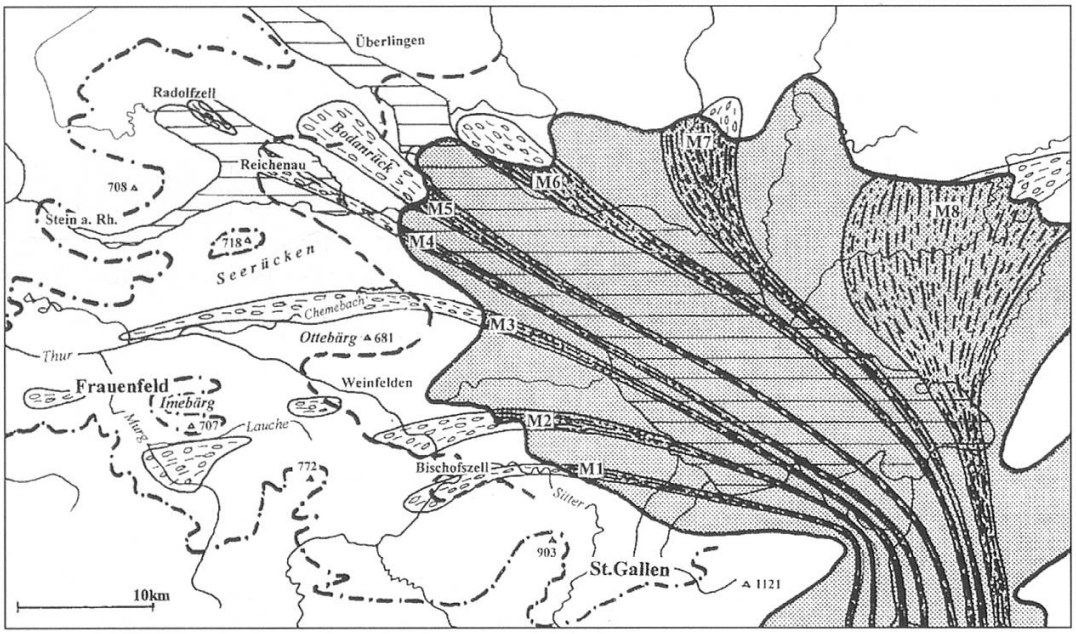

Abbildung 11: Der abschmelzende Rheingletscher mit seinen vermuteten Mittelmoränen im Stadium von Konstanz. Die ausgedehnten Moränenlandschaften dieses Stadiums sowie früherer und späterer Stadien lassen sich auf einige grosse Mittelmoränenstränge zurückführen. Text Kapitel 4.

Gesteinsmaterials ihren Ursprungsort, d.h. ihre Parentalgletscher, zu ermitteln. Noch mehr: Selbst in den verschiedenen Kaltzeiten dürften immer wieder dieselben Mittelmoränen-Muster entstanden sein. Es ist wahrscheinlich, dass sie immer wieder nahezu denselben Verlauf genommen haben, so dass an ihren Mündungsstellen über alle Eiszeiten Mittelmoräne auf Mittelmoräne oder durch epiglaziäre Schmelzwässer aus ihrem Schuttgut Eisrandschotter auf Eisrandschotter gesetzt wurden. Diese Annahme einer «Re-Iteration» der Mittelmoränen-Muster setzt allerdings voraus, dass sich – entgegen bisheriger Auffassung – das Grundrelief im Nähr- und im Zehrgebiet der Gletscher seit dem Frühpleistozän von Kaltzeit zu Kaltzeit nicht grundlegend geändert hat.

Bei der Vielzahl von Seitentälern, die mit ihren Zuflüssen den Gletscher des Vorderrheins zu einem komplexen Eisstrom werden liessen, müssen etwa zwanzig grössere Mittelmoränen angenommen werden, die unterwegs teilweise zusammenflossen und vermutlich auf der Endzunge einige wenige Hauptstränge bildeten. Die heutige Verteilung der grossen Wall- und Buckelmoränenfelder im Gebiet des letzteiszeitlichen Rheingletschers, die nach unserer Diagnose auf Mittelmoränen zurückzuführen sind, erlaubt die Identifikation von wenigstens acht grossen Mittelmoränensträngen. In den Abbildungen 3 und 11 wird versucht, ihren Verlauf für die Stände 9 und 10 des Konstanz-«Komplexes» zu rekonstruieren. Die drei südlichen Stränge M1–M3 lieferten im Wesentlichen das erratische Gesteinsgut des Kantons Thurgau. In Abbildung 3 wird die wahrscheinliche Zugehörigkeit der Mittelmoränengebiete zu M1–M3 auch für die älteren Würm-Stadien (Komplexe Stein am Rhein und Feuerthalen) angegeben.

4.1 DER GOTTSHAUS-STRANG M1 (LK RORSCHACH UND BISCHOFSZELL)

M1 ist im Gebiet Wittenbach–Häggenschwil zwischen Goldach und Sitter aus ENE-Richtung um 600 m Höhe auf Grund gelaufen. Dies zeigt sich

besonders klar an den gegen ENE ins Leere streichenden Moränenhügeln, auf denen die beiden st.gallischen Dörfer stehen, und an vielen weiteren «Mittelquappen» dieses Gebietes (z.B. Pelagiberg, Abbildung 10). Die Mittelmoräne folgte auf dem sie tragenden Gletscherlappen dem Einschnitt von Sitter und Thur und führte in den verschiedenen Abschmelzstadien das Material der zahlreichen, bisher als Drumlins aufgefassten Moränenhügel im Gebiet von Gottshaus–Waldkirch–Hauptwil und weiter bis zum Einschnitt der Glatt mit Kuppenhöhen von 570–630 m heran. Dem selben Mittelmoränenstrang sind auch die vielen auf gleicher Höhe liegenden «Drumlins» links der Thur im Gebiet N und W von Niederhelfenschwil zuzuordnen.

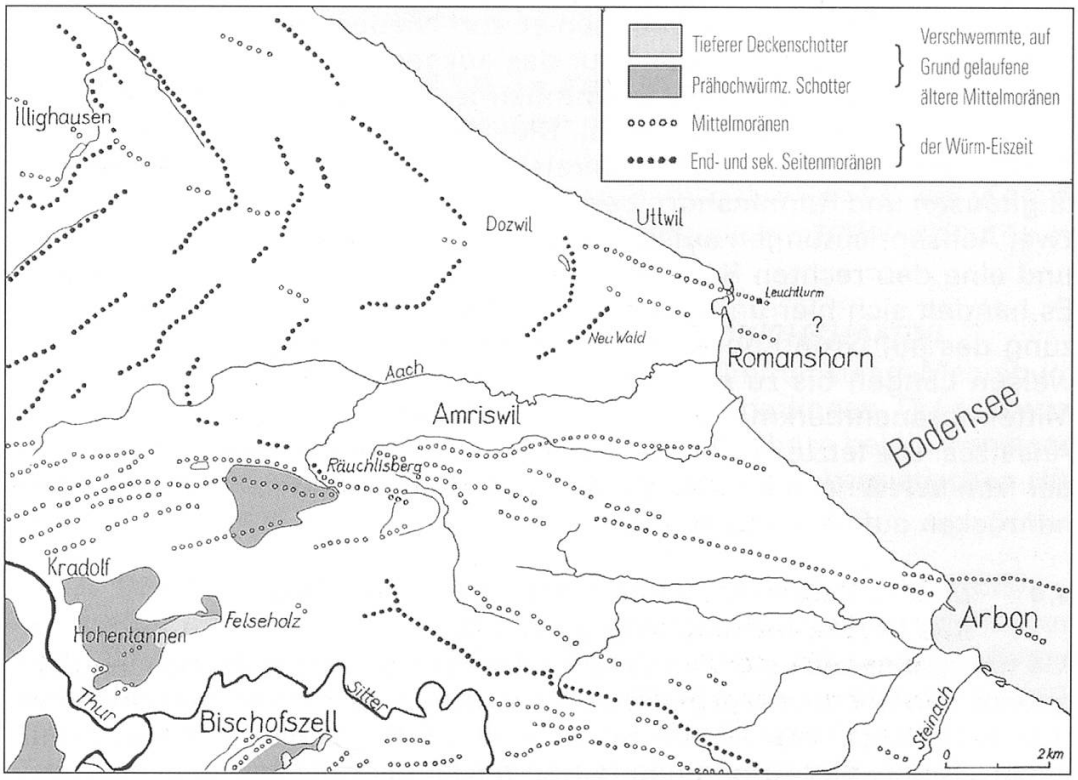

Abbildung 12: Die Uferlinie des Bodensees bei Romanshorn und Arbon ist bedingt durch den Verlauf der Mittelmoränenstränge M2 und M3 (vgl. Abschnitte 4.2 und 4.3). Diese lassen zwischen Illighausen und Romanshorn bzw. zwischen Räuchlisberg und Arbon mehrere Staffeln nach rückwärts ausstreichender Wälle erkennen und können auf dem Seegrund teilweise noch weiter verfolgt werden.

4.2 DER AACH-STRANG M2 (LK WEINFELDEN UND RORSCHACH)

M2 ist in den Ständen des Konstanz-«Komplexes» (W9 und W10) bei einer Eishöhe um 550 m, also gut 150 m über dem heutigen Bodenseespiegel, durch den Aach-Einschnitt ins Thurtal gekommen und hat das ausgedehnte, unter 3.3 beschriebene Wall- und «Drumlin»-Feld zwischen Amriswil und Sulgen–Kradolf geschüttet. In den früheren Ständen von Stein am Rhein war es vermutlich derselbe Mittelmoränenstrang, welcher die unter 3.2 (Lauche) und 3.4 (Amlikon–Oppikon) beschriebenen Wall- und «Drumlin»-Felder gebildet hat. Zwischen Amriswil und Arbon zeigt sich die Rückzugslinie in den Moränenwällen von Räuchlisberg–Almensberg–Steinebrunn–Gristenbüel S von Neukirch und weiter in dem sanften Geländerücken, der über Stocken-Waldhof abfällt und vor dem Abtauchen in den See den

Moränenhügel bildet, auf dem Stadt und Schloss Arbon angesiedelt sind. Die charakteristische Uferlinie von Arbon ist durch diese Mittelmoräne bestimmt.

4.3 DER CHEMEBACH-STRANG M3 (LK FRAUENFELD, WEINFELDEN UND ROMANSHORN)

Wie M2 ist M3 durch den Aach-Einschnitt über den Chemebach-Sattel aus dem Bodenseeraum ins Thurtal gelangt. Im Gebiet von Illighausen ist er um 570 m auf Grund gelaufen und hat in verschiedenen Abschmelzstadien das Baumaterial für den unter 3.1 beschriebenen 25 km langen Wall- und Drumlinkomplex von Illighausen bis Weiningen herangeführt. Bildungen älterer Stadien desselben Mittelmoränenstrangs sind südlich der Thur das Moränengebiet von Niederwil–Kefikon–Ellikon W von Frauenfeld, nördlich der Thur das ausgedehnte «Drumlinfeld», das NW von Waltalingen den Stammheimer Zipfel des Kantons Zürich durchquert (vgl. Wagner, 2003). Die rückwärtige Fortsetzung dieses Stranges findet sich in den zahlreichen Moränenwällen, die zwischen Illighausen und Romanshorn dem Seerücken aufgesetzt sind und sich in zwei Achsenrichtungen aufspalten: eine den linken Rand des Bodensee- und eine den rechten Rand des Aach-Eislappens anzeigende Richtung. Es handelt sich hier um sekundäre Seitenmoränen, welche die Fortsetzung des auf Grund gelaufenen Mittelmoränenstranges darstellen. Sie weisen Längen bis zu mehreren km auf, zeigen aber alle das typische Mittelmoränenmerkmal eines nach rückwärts ins Leere streichenden Ansatzes. Die letzte erkennbare Bildung des Mittelmoränen-Stranges ist der von WNW in den Schlossberg von Romanshorn abfallende Moränenrücken auf Molasseuntergrund.

4.4 DER REICHENAU-STRANG M4 (LK STECKBORN, KREUZLINGEN UND WEINFELDEN)

M4 hat spätestens im Stand W9 an seinem Ende die Insel Reichenau aufgebaut. Ein Teil des Moränenschutts wurde zu Schottern verschwemmt (Erb & Schmidle, 1934 K). Im Stand W10 bildete er die im Raum Kreuzlingen–Tägerwilen–Triboltingen kartierten Längswälle, in einem noch späteren Halt, lateral ausufernd, NW von Güttingen die rückwärts ins Leere streichenden Moränenhügel bei Schieggen.

Die zahlreichen ausgedehnten Moränenlandschaften im benachbarten süddeutschen Raum, die bisher als Drumlinfelder beschrieben wurden (Schwerd, 1986; Habbe, 1988; Ellwanger, 1990 u.a.), verdanken ihre Entstehung unseres Erachtens mächtigen Mittelmoränensträngen. Die Hügel sind sedimentologisch und morphologisch sehr verschiedenartig. Schwerd (S. 56) erwähnt unter den in Frage kommenden Sedimenten auch Ablationsmoräne und Eisrandschotter, also für Mittelmoränen typische Bildungen, und er weist darauf hin, dass die Unterscheidung zwischen Moränenwällen und untypischen Drumlins oft problematisch sei (S. 57). Morphologisch zeigen viele dieser Hügel tatsächlich für Drumlins atypische, aber für «Mittelquappen» durchaus typische Formen (Wagner, 1997): Beliebig steile Böschungswinkel, oft einen in der Fliessrichtung ansteigenden «Sporn», zwei oder drei Kulminationspunkte und nach vorn gestreckte «Finger», alles Eigenschaften, die für echte Drumlins genetisch äusserst unwahrscheinlich sind. Der Einbezug des Paradigmas Mittelmoräne dürfte auch zum Verständnis der ausgedehnten süddeutschen Moränenlandschaften hilfreich sein und manche Fragen klären. So sind

z.B. die von Schwerd erwähnten «Sicheldrumlins» (Schmidle, 1931) und die «Zwillingsbildungen» (Ebers, 1975) typische Elemente von «Hummocky moraines»-Landschaften, also von Mittelmoränen. In vielen Fällen können die primär als Ablationsmoräne entstandenen Aufschüttungen der Mittelmoränenstränge nachträglich von Eis überfahren und überprägt worden sein, ein Prozess, der aber nicht als «Drumlinisierung» bezeichnet werden sollte, da die Hügel unter dem Eis nicht herausmodelliert, sondern sogar abgeflacht wurden. Wagner (2001c, S. 227) hat für solche Strukturen die Bezeichnung «Pseudodrumlin» vorgeschlagen. Anderseits schliesst die von uns ins Auge gefasste Neuinterpretation dieser Landschaften die Existenz von echten Drumlins nicht aus. An diesem Begriff sollte aber nur festgehalten werden, wo es sich klar um rein subglaziäre Bildungen handelt. Diese allgemeinen Bemerkungen gelten für folgende Gebiete:

4.5 DER BODAN-STRANG M5 (LK KREUZLINGEN UND STECKBORN)

M5 lieferte den Schutt für die ausgedehnte Moränenhügel-Landschaft des Bodanrücks NW von Konstanz. Eine rückwärtige Fortsetzung liegt vermutlich in der Seegrundterrasse 3 km NE von Romanshorn mit P. 256 (Koord. 748/273) und ist in einem in der Fliessrichtung ansteigenden «Sporn» zu erkennen.

4.6 DER KIPPENHORN-STRANG M6 (LK FRIEDRICHSHAFEN)

M6 bildete die Moränenhügel-Landschaft von Immenstaad–Meersburg bis zu den der Molasse aufgesetzten Hügeln bei Überlingen. Die rückwärtige Verlängerung ist auf dem Seegrund des Kippenhorn bei Immenstaad durch viele erratische Blöcke angedeutet, durch den subaquatischen Hügel P. 291 und zwei weitere «Sporne» NE davon.

4.7. DER FRIEDRICHSHAFEN-STRANG M7 (LK FRIEDRICHSHAFEN)

M7 drehte mit dem Rotach-Lappen des Rheingletschers nach Norden und bildete die Moränenhügel-Landschaft («Obermoränendrumlins») zwischen Friedrichshafen, Markdorf, Oberteuringen und weiter nördlich.

4.8 DER LINDAU-STRANG M8 (LK LINDAU)

M8 fuhr in der Gegend von Lindau auf Grund. Es muss sich um einen grossen, mehrfach zusammengesetzten Mittelmoränenkomplex handeln. Die Schuttbedeckung breitete sich mit dem Eiskörper gewaltig aus, bildete die Insel Lindau und lieferte das Material für das 20 km lange und 15 km breite «Drumlinfeld» zwischen Lindau, Tettnang und Wangen im Allgäu. Nach W setzen sich die Moränen nach Schwerd (in Herrmann & Schwerd, 1983, S. 14) in Untiefen des Sees S von Bad Schachen (P. 393, 384 und 394, «Schachener Berg») fort, nach E vermutlich im Moränenhügel von knapp 400 m Höhe N des Lindauer Güterbahnhofes von Reutin. Rückwärts lässt sich ein Mittelmoränenkamm SE von Lindau auf dem Seegrund noch 3 km weit bis zu P. 367 verfolgen.

5 ERRATIKER ALS HERKUNFTSHINWEISE

In dem von den verschiedenen Moränensträngen deponierten erratischen Material gibt es neben vielen unspezifischen Gesteinen solche, die sich bestimmten Einzugsgebieten zuordnen lassen. Im Folgenden werden die drei Mittelmoränen-Hauptstränge M1, M2 und M3 auf erratisches Material

geprüft, wobei auch Proben im kantonalen Naturmuseum in Frauenfeld berücksichtigt sind.

Gottshaus-Strang M1
Aus dem Gebiet des Gottshaus-Zipfels sind uns keine Leit-Erratiker bekannt. Der benachbarte st.gallische Weiler Grüenenstein verdankt seinen Namen einem Prasinit-Findling aus dem Oberhalbstein.

Aach-Strang M2
Dieser Strang weist zahlreiche Leit-Erratiker auf. Beim Bahnhof Berg liegt ein Rofna-Porphyr. Am Ottebärg-Südhang besteht das erratische Gestein neben Kieselkalk, Schrattenkalk, Knollenschichten der mittleren Kreide und Seewer Kalk aus dem Alpstein aus Rofna-Porphyr, Suretta-Gneis, Oberhalbsteiner Grüngestein und Albula-Granit. Ausgangs Weinfelden wurde in einer Baugrube gar ein 15 m^3 grosser Block von Knollenschichten der mittleren Kreide freigelegt. Von Buhwil–Neukirch a.d. Thur und vom Mettler Wald erwähnt Geiger (1966) Hornblende-Gabbros aus dem Oberhalbstein. Bei der Kantonsschule Frauenfeld lagen in der Moräne ein Granitporphyr aus dem Medelser Gebiet und ein Zweiglimmer-Gneis. Vom Heldtobel bei Bussnang erwähnt Geiger (1940) einen Somvixer Pegmatit, vom Hünikerbach bei Amlikon einen Punteglias-Granit und von Schönholzerswilen einen Biotit-Granitporphyr aus dem Vorderrheintal. Im Bärgholz NW von Schloss Sunnebärg (Sonnenberg) bei Stettfurt sowie im zürcherischen Wiesendangen wurde Quarzporphyr aus dem hinteren Val Somvix freigelegt. Bei Wiesendangen erwähnt Früh (1906, 1908) zudem Glimmerquarzite vom Piz Aul zwischen Lugnez und Valsertal, Rofna-Porphyre, Albula-Granite, Oberhalbsteiner Grüngesteine, ostalpinen und Ilanzer Verrucano. Von Häuslenen bis Aadorf und bei Egghof N von Aadorf ist Ilanzer Verrucano gut vertreten (Falkner, 1910).

Der Strang M2 weist also Leitgesteine sowohl des Vorder- wie des Hinterrheingletschers auf, oft beides auf kleinstem Raum, so bei der Kantonsschule Frauenfeld und in Wiesendangen. Beide Gletscher müssen bei ihrem Zusammenfluss bereits eigene Mittelmoränen aufgewiesen haben, die sich im weiteren Verlauf des Eisstroms zu einem breiten Strang vereinigten.

Chemebach-Strang M3
Auch in diesem Strang finden sich zahlreiche Leit-Erratiker. Auf dem Hohenklingen liegt ein Albula-Granit. Im Berlinger Tobel lag ein Glimmer-Marmor vom Averser Wissberg (heute bei der Schifflände). Am Ausgang des Eggmülitobel S von Mammern wurde ein ostalpiner Verrucano freigelegt (Geiger, 1940). Im Findlingsgarten Schwaderloh finden sich ostalpine Verrucano-Blöcke aus Mittelbünden, Silvretta-Augengneise und Amphibolite aus dem Landwasser-Quellgebiet (nicht aus dem Landquart-Quellgebiet, Hantke & Wiesmann, 1994) sowie ein Block aus Vizan-Brekzie aus dem Schams. Von Pfyn wird Hornblende-Gabbro aus dem Oberhalbstein und von Ellighausen am östlichen Seerücken ein quarzreicher Bündnerschiefer-Block vom Stätzerhorn erwähnt (Geiger, 1966). Ein Flysch-Glimmersandstein in Hüttwilen stammt von der Fäneren. In der neuen Kiesgrube am Buechbärg bei Basadingen finden sich Gerölle aus dem Oberhalbstein, dem Albula- und Landwassergebiet.

Der Strang M3 charakterisiert sich also durch Erratiker aus Mittelbünden, vom Schams und Avers im Westen bis zum Landwasser-Quell-

gebiet im Osten. Es muss sich somit um einen Mittelmoränenkomplex handeln, an dem die rechte Flanke des Hinterrhein-Avers-Gletschers und die Mittelmoränen aus dem Julia-, Albula- und Landwassergebiet beteiligt sind. Leit-Erratiker des Vorderrheingletschers fehlen.

6 ALLGEMEINES ÜBER DECKENSCHOTTER

6.1 HOCHGELEGENE SCHOTTER ÄLTERER EISZEITEN UND IHRE BISHERIGE INTERPRETATION

Hochgelegene Schotter wurden seit Gutzwiller (1879K, 1883), Penck (1882, Penck & Brückner, 1909) und Frei (1912) als Zeugen älterer Kaltzeiten betrachtet. Auf Grund ihrer Höhenlage wurden die Höheren (Älteren) Deckenschotter der Günz-, die Tieferen (Jüngeren) der Mindel-Eiszeit zugeordnet. Höchstgelegene Schotterrelikte wurden in Oberschwaben noch älteren Kaltzeiten zugewiesen. Auf dem Irchel weisen Kleinsäuger gar auf pliozänes Alter (Bolliger et al. 1996). Im Hochrhein-Gebiet hat Graf (1993) mit deutschen Kollegen zwischen Höherem und Tieferem noch einen Mittleren Deckenschotter unterschieden. Nach der gängigen Lehrmeinung wird angenommen, dass die Deckenschotter glazifluvial weiträumig auf die noch allgemein hochgelegene Landoberfläche geschüttet und dass diese im Laufe des späteren Eiszeitalters sukzessive tiefer gelegt worden wäre.

6.2 NEUINTERPRETATION DER DECKENSCHOTTER ALS VERSCHWEMMTES MITTELMORÄNENMATERIAL

Wie in der Einleitung dargelegt wurde, gelangt bei alpinen Gletschern der weitaus grösste Teil des ursprünglichen Randschuttes bei der Vereinigung zweier primärer Seitenmoränen in Mittelmoränen. Der komplex zusammengesetzte Rheingletscher (Abbildung 11) muss schon in den grössten Eiszeiten zahlreiche Mittelmoränen besessen haben, obwohl diese wegen der höher gelegenen Firngebiete weniger mächtig gewesen sind als in der Würm-Eiszeit.

Eine konsequente Anwendung des Mittelmoränen-Modells auf frühere Eiszeiten führt zwangsläufig zum Schluss, dass als wichtigste Schuttlieferanten auch für die Deckenschotter Mittelmoränen angenommen werden müssen. Hantke sah schon 1963 (S. 56) in den Deckenschottern nicht Reste einer altpleistozänen Landoberfläche, sondern «Eisrandschotter, die über eisfreie Hochflächen geschüttet wurden». Gegenüber unserer heutigen Auffassung fehlte nur die explizite Nennung von Mittelmoränen als potente Schuttzubringer.

Für die Mittelterrassenschotter hat Hantke schon 1959 gezeigt, dass ihre Ausdehnung als randglaziäre Schotter bedeutend geringer war, als die Lehrmeinung fordert. Mit der Annahme von Mittelmoränen als Schuttlieferanten auf damals schon erhöhten Molassegrund, sei es auf plateauartige Nunataks oder auf terminal ansteigendes Relief, und der Schüttung hochgelegener Schotter aus Mittelmoränengut durch epiglaziäre Schmelzwässer und Meteorwasser auf Hochflächen verringert sich die angenommene Ablagerungsfläche der Deckenschotter um Zehnerpotenzen. Aus der Höhenlage kann dann logischerweise nicht auf ihr Alter geschlossen werden.

Wenn aber, wie wir annehmen, das Grundrelief von Eiszeit zu Eiszeit grundsätzlich dasselbe blieb – die Täler wurden durch die Gletscher zwar verbreitert, aber wohl kaum vertieft – dann nahmen auch die Eisströme und mit ihnen die Mittelmoränen in den verschiedenen Kaltzeiten einen ähnlichen Verlauf. Es ist daher nicht verwunderlich, wenn die Deckenschotter als Spuren von Mittelmoränen früherer Kaltzeiten bei vergleichbaren Eisständen einen analogen Verlauf zeigen wie die grossen Mittelmoränenstränge der Würm-Eiszeit (Abbildungen 3 und 11). Wohl sind in den einzelnen Kaltzeiten durch ungleiche Stärke der Teilgletscher, durch ungleiches Aufspalten in Arme und Lappen, durch aufs Eis niedergebrochene Felsstürze usw. gewisse Differenzen im Verlauf der Mittelmoränen zu erwarten. Die häufige Nähe von Deckenschotter-Vorkommen zu Würm-Mittelmoränen ist aber doch auffällig (Tafel 1 am Schluss des Buches).

7 DIE DECKENSCHOTTER-VORKOMMEN IM THURGAU UND SEINEN GRENZGEBIETEN

7.1 DER HÖHERE DECKENSCHOTTER VON SALEN-REUTENEN AUF DEM HÖCHSTEN SEERÜCKEN (LK STECKBORN)

Während Penck (in Penck & Brückner, 1909, S. 417, 419) und Früh (1910) die Zuordnung der Schotter von Salen-Reutenen zum Älteren (= höheren) Deckenschotter als gesichert angenommen haben, hat Frei (1912, S. 81) dies in Zweifel gezogen und sie der Mindel- oder einer jüngeren Eiszeit zugewiesen. Die Schotter wären in einem durch den Gletscher oder durch Moräne gestauten See abgelagert worden, da der schönste Aufschluss Deltastrukturen mit Übergussschichten zeigt. Die von Frei betonte Frische der Gerölle erklärt Geiger (1943, S. 16) durch Überdeckung mit Moräne. Bei der Geröllzählung von Salen (Koord. 719.1/278.85) hat er eine Differenz gegenüber den Tieferen Deckenschottern festgestellt. NW von Haidenhaus beschrieb Früh (1910, S. 10) über löcheriger Nagelfluh mit Blöcken von subalpiner Molasse einen Kieselkalk-Block *«(Blockfazies? Moräne?)»*, darüber eine Ablagerung *«wie feinster Sand und Schlamm der Gletscherbäche»* und aus der Haidenhaus-Moräne Albula-Granit, Verrucano aus dem Landwasser- und Albulatal sowie Schrattenkalk aus dem Alpstein.

Auf den Schottern von Salen-Reutenen liegen gegen W sich öffnende Moränenwälle des Würm-Maximums, die vor- und rückwärts ins Leere ausstreichen. Dies lässt den Schluss zu, dass derselbe Mittelmoränenstrang, der schon die Deckenschotter geliefert hat, dort in der Würm-Eiszeit erneut auf Grund gelaufen ist.

Über Jahrzehnte hat Geiger (1928, 1930, 1943, 1947, 1961, 1968, 1969) den Deckenschottern im Gebiet des Rheingletschers mit Analysen der kristallinen Gerölle nachgespürt. Dabei ging er davon aus, dass sie als riesige Fluren über ein flaches Vorlandrelief geschüttet worden wären. Dieses wäre im Laufe des Quartärs von den Gletschern und ihren Schmelzwässern sukzessive ausgeräumt worden. Zugleich wäre das alpine Liefergebiet kräftig erniedrigt worden, so dass im Deckengebäude immer tiefere Bereiche der Erosion anheim gefallen wären.

Bei der Annahme einer so weitflächigen Schüttung blieb bemerkenswert und schwer verständlich, dass jeder Deckenschotterstrang sein eigenes Geröllspektrum besitzt und dass anderseits benachbarte Aufschlüsse ver-

schiedene Spektren aufweisen können. Mit dem Mittelmoränen-Modell wird beides plausibel, ebenso die Tatsache, dass die Schotter randlich eine an Moräne erinnernde Fazies aufweisen. Am Eisrand zeigt sich Schrägschichtung (Graf, 1993). Am E-Rand des Vorkommens, im Schnäggenbüel (719.6/278.35), ist kiesig-sandige Moräne auf- und angelagert. Ihr Verwitterungsgrad zeigt, dass würmzeitliche Ablagerung nicht in Betracht fällt (Geiger, 1943, S.18).

Das Geröllspektrum[2] des Deckenschotters von Salen-Reutenen entspricht dem des Mittelmoränen-Hauptstrangs M3 (vgl. S. 70f). Es weist mit helvetischen und Flyschgeröllen auf das St. Galler Rheintal als Liefergebiet und mit Geröllen aus Mittelbünden auf den Konfluenzbereich von Albula- und Hinterrheingletscher; linksseitige Vorderrhein-Erratiker fehlen.

7.2 DIE DECKENSCHOTTER AUF DEM SCHIENER BERG UND RAUHENBERG (LK STECKBORN, DIESSENHOFEN)

Die Insel Reichenau, von Erb & Schmidle (1934K) aufgefasst als würmzeitliche *«eisrandnah abgelagerte Schotter, mit Moränenmaterial wechselnd und davon bedeckt»*, deuten wir (S. 68, auch schon Wagner, 2001c, S. 233) als verschwemmte, sich gabelnde Mittelmoräne. Ihr nördlicher Ast zieht über Mettnau nach Radolfzell, südliche Äste über Horn gegen den Schiener Berg, wo unter würmzeitlicher Mittelmoräne wiederum Schotter, auf dem Schiener Berg Deckenschotter liegen. Die Vorkommen auf Ferdinandslust, Langenmoos, Ruine Schrotzburg und Herrentisch werden dem Höheren Deckenschotter zugewiesen, jene im N über der Fundstelle der fossilen Pflanzen im Schrotzburger Tobel, im S und SW auf Bahnholz, Eichen, Hohenklingen, Wolkenstein, Länge, Breitloh, Kressenberg (mit eingelagerten Erratikern), Im Gfäll und auf Schossen dem Tieferen (Hantke, 1954; Rutte, 1956a, b; Hübscher, 1961K; Schreiner, 1992). Sie alle haben nicht den Charakter von Resten einst zusammenhängender Schotterfluren, sondern von auf der Molasse in verschiedenen Höhenlagen aufgesetzten Einzelvorkommen, von oft nur wenig verschwemmten Mittelmoränen, die in ihrer Gesamtheit eine Buckelmoränen-Landschaft («Hummocky moraines») bilden, wie sie als Aufschüttung breiter Mittelmoränenstränge oder eines auf breiter Front schuttbedeckten Gletschers typisch ist. Einzelne Hügel lassen die Fliessrichtung des Eises erkennen. Die Landschaft wurde vom würmzeitlichen Eis überprägt und teils mit neuen Mittelmoränen überschüttet. Würmzeitlich scheint jedoch im Gegensatz zu den Zeiten der Deckenschotter bei dieser Eishöhe keine länger andauernde stationäre Phase bestanden zu haben. Die Vorkommen sind randlich verkittet und fallen mit steilen Rändern gegen die Täler ab. Die Schmelzwässer flossen jeweils durchs Schiener-/Hemishofer Tal ab, das in diesen Phasen vertieft worden ist.

Westlich der Ramsener Talung lässt sich der grosse Mittelmoränenstrang im fast 5 km langen und bis 800 m breiten Deckenschotter-Vorkommen von Rauhenberg–Fronberg wiedererkennen (Abbildung 13). Auch dieses zeigt nicht den Charakter einer einstigen Hochfläche, sondern in der

---

[2] Neben Albula-Graniten, Dioriten, Quarzporphyren der Bergüner Gegend, Oberhalbsteiner Gabbro und Diabasen, Strahlsteinschiefer aus dem Val Faller, Serpentin, Adula-Gneise, Granat-Glimmerschiefer aus dem Valsertal, Granat-Amphibolite vom Sertig, erwähnt Geiger (1928) Kalke, dolomitische Kalke, Bündnerschiefer, Flysch-Sandkalke, rote und grüne Radiolarite sowie ostalpinen Verrucano. Durch den Sturm Lothar (26.12.1999) umgelegte Bäume haben neue Aufschlüsse gebracht, die Geigers petrographische Ergebnisse bestätigen.

Fliessrichtung des Eises verlaufende Hügel und Wälle. Typisch für lange Mittelmoränenstränge ist die Quereintiefung zwischen Rauhenberg und Fronberg: sie weist auf zwei aufeinander folgende Stände. Am Westende des Fronberg setzt eine würmzeitliche Mittelmoräne an, die sich bis gegen das Herblingertal verfolgen lässt (Tafel 1 am Schluss des Buches).

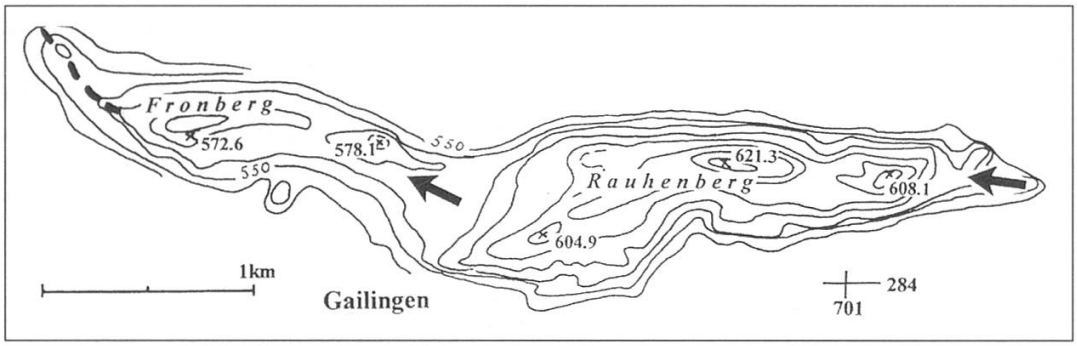

Abbildung 13: Der markante Deckenschotter-Höhenzug von Rauhenberg–Fronberg zeigt für Mittelmoränenstränge typische Oberflächenstrukturen. Er ist durch einen Quereinschnitt zweigeteilt, was auf zwei aufeinanderfolgende Stillstandslagen schliessen lässt. An der Westseite setzt er sich in einer Würm-Mittelmoräne fort.

Ferner sei auf die Tieferen Deckenschotter auf dem NW-Ende des Bodanrück zwischen Untersee und Überlinger See, auf der Homburg NW von Stahringen und auf dem Sipplinger Berg N des Überlinger Sees hingewiesen. Sie erwecken ebenfalls nicht den Eindruck einer einst zusammenhängenden Schotterplatte, liegen aber im Stromstrich würmzeitlicher Mittelmoränen. Erst im Bereich der Wasserscheide gegen die Donau stellen sich im schwäbisch-bayerischen Rheingletschergebiet zusammenhängendere hochgelegene Deckenschotterfluren ein (Ellwanger, 1995). Doch selbst dort dürfte Mittelmoränengut massgebend an der Schuttflieferung beteiligt gewesen sein.

7.3 TIEFERE DECKENSCHOTTER AUF DEM WESTLICHEN SEERÜCKEN (LK ANDELFINGEN UND FRAUENFELD)

Auf dem westlichen Seerücken liegt zwischen Thurtal und Untersee, vom Hörnli zum Stammerberg, eine langgezogene Schotterflur (Abbildung 14, Tafel 1). Auf Grund ihrer Höhenlage ist sie als Tieferer Deckenschotter eingestuft worden. Beim Vorkommen auf dem Stammerberg verrät grobblockiges, schlecht sortiertes Geschiebe – der Inhalt wurde von Geiger (1928) untersucht – Gletschernähe (Hofmann, 1967). Die Altersfrage ist noch weitgehend offen. Im Deckenschotter vom Chleebuck NW von Herdern hat Früh (1910, S. 17) grosse Blöcke notiert. Neben hohlen Geröllen beobachtete er Eindrücke an Kalk- und Nagelfluh-Geröllen. Die Vorkommen im Hörnliwald entsprechen einer würmzeitlichen Eisrandlage wenig ausserhalb des Stadiums von Hemishofen–Stein am Rhein (= Innere Jungendmoränen). Im Hörnliwald und auf dem Heerebärg (Heerenberg) N von Hüttwilen sitzt eine würmzeitliche Mittelmoräne mit kristallinen Erratikern: Rofna-Porphyr und Hornblende-Gabbro aus dem Oberhalbstein. Sie bezeugen eine Herkunft aus dem Bereich von Albula- und Hinterrheingletscher. Im über 10 km sich erstreckenden Deckenschotter-Vorkommen zeichnen sich durch Quereinschnitte drei Eisstände ab. Die Achsenrichtung stimmt mit der Fliessrichtung des Thur-Rheingletschers überein. Für eine Mittelmoräne typisch ist der vom Heerebärg E von P. 637.3 anstei-

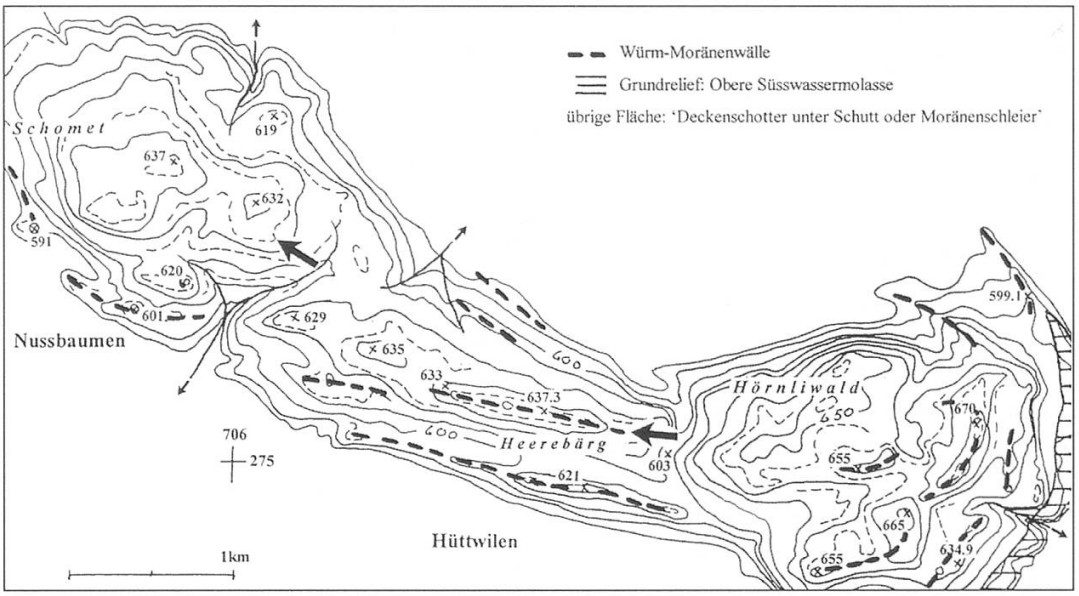

Abbildung 14: Der Deckenschotter-Komplex Hörnliwald–Heerebärg–Schomet zeigt in seinen Oberflächenstrukturen eine Buckelmoränen-Landschaft («Hummocky moraines»), wie sie für breite Mittelmoränenstränge typisch ist. In der Fliessrichtung des Eises (Pfeile) ist er durch zwei markante Quereinschnitte dreigeteilt, die nicht auf Erosion zurückgeführt werden können: Sie lassen auf drei aufeinander folgende Stadien schliessen. Nach NW setzt sich der Komplex in die Deckenschotter des Stammerberg als viertes Stadium fort. Den Deckenschottern sind würmzeitliche Moränenwälle aufgesetzt, entgegen der Übersichtskarte 1999 auch der markante Wall mit P. 637.3 und 633. Die Tatsache, dass Würm-Wälle auf einer älteren verschwemmten Mittelmoräne liegen, beruht auf der Re-Iteration der Mittelmoränen-Muster, d.h. auf der Tatsache, dass ein bestimmter Mittelmoränenstrang in verschiedenen Eiszeiten mehr oder weniger denselben Verlauf genommen hat, hier der Chemebach-Strang M3 (S. 68, Abbildung 3 und 11).

gende Sporn und die mit kurzen Fingern abfallende Stirn im Wald von Schomet N von Nussbaumen. Die gesamte Morphologie hat nicht den Charakter einer einstigen Ebene, weit mehr den einer ursprünglichen Hügellandschaft.

Das Geröllspektrum bezeugt einen Mittelmoränenstrang aus dem Einzugsgebiet zwischen Hinterrhein- und Albula/Julia-Gletscher.

Am W-Ende des Deckenschotter-Komplexes, am Stammerberg bei P. 621, ruht eine Kappe von verkittetem Tieferem Deckenschotter mit versackten Partien auf Glimmersanden der Molasse und älterer Moräne. Nach der tektonisch bedingten Senke zwischen Stammheim und Schlatt ist dieselbe Mittelmoräne am zürcherischen Cholfirst (HOFMANN, 1967) auf Grund gelaufen. Auch dieses Deckenschotter-Vorkommen lässt sich als verschwemmte Mittelmoräne deuten.

7.4 DIE DECKENSCHOTTER AUF DEM TANNENBERG (LK BISCHOFSZELL)

Eine analoge Eisrandlage wie bei Salen-Reutenen (Abschnitt 7.1) zeichnet sich W von St. Gallen auf Ätschberg-Tannenberg ab (GUTZWILLER, 1900). Dort sind Eisarme aus der Bodensee-Senke ins Bischofszeller und Weinfelder Thurtal vorgestossen, und auf dem Molassehorst lief eine Mittelmoräne

auf Grund. Falkner & Ludwig (1903, 1904, 1904K) haben die Schotter dem Höheren Deckenschotter zugewiesen. Keller (1981) deutet jene von Grimm als eisrandnah, mindel- oder risszeitlich. Ihre Bedeckung mit wallartiger Würm-Mittelmoräne weist darauf hin, dass in allen Kaltzeiten ähnliche Eisrandlagen gegeben waren wie schon bei den pliozänen Tannenwald-Schottern und -Sanden.

7.5 FELSEHOLZ-, FREUDEBÄRG-, HOHENTANNEN-SCHOTTER UND DIE SCHOTTER AUF DEM BISCHOFSBÄRG (LK BISCHOFSZELL)

Die verkitteten Schotter von Felseholz (Felsenholz) N von Bischofszell (Abbildung 15 und Tafel 1) hat Hofmann (1973K) dem jüngeren Deckenschotter zugewiesen. Dabei verspürte er hinsichtlich des Alters eine gewisse Unsicherheit, was aus der Legende *«evtl. teilweise auch hochgelegene Vorstoss-Schotter der Würm-Eiszeit?»* hervorgeht. Die Felseholz-Schotter mit ihrem Wechsel von Geröll- und Sandlagen in Deltaschüttung können in einer Vorstossphase geschüttet worden sein bei einem Eisstand, wie er etwa im Untersee-Gebiet zwischen Randlagen von Konstanz und Stein am Rhein vorgelegen hat. Hipp (1986) beschreibt sie als präwürmzeitliche murgangartige Ausbrüche randglaziärer Schmelzwässer. Sie liegen genau im Bereich der «Hummocky moraine»-Landschaft des Gottshaus-Stranges (S. 67).

Die Schotter von Freudebärg (Freudenberg) NNE von Sittertal und jene von Hohentannen deutet Hofmann (1973K) als würmzeitliche Vorstoss-Schotter. SE von Kradolf liegen sie auf grauer Grundmoräne; diese betrachtet Hofmann mit analogen Vorkommen im unteren Sittertal als risszeitlich.

Bei den mächtigen älteren Quartärablagerungen von Muolen–Amriswil–Kradolf unter den jüngeren Mittelmoränen des Aach-Strangs (S. 67) be-

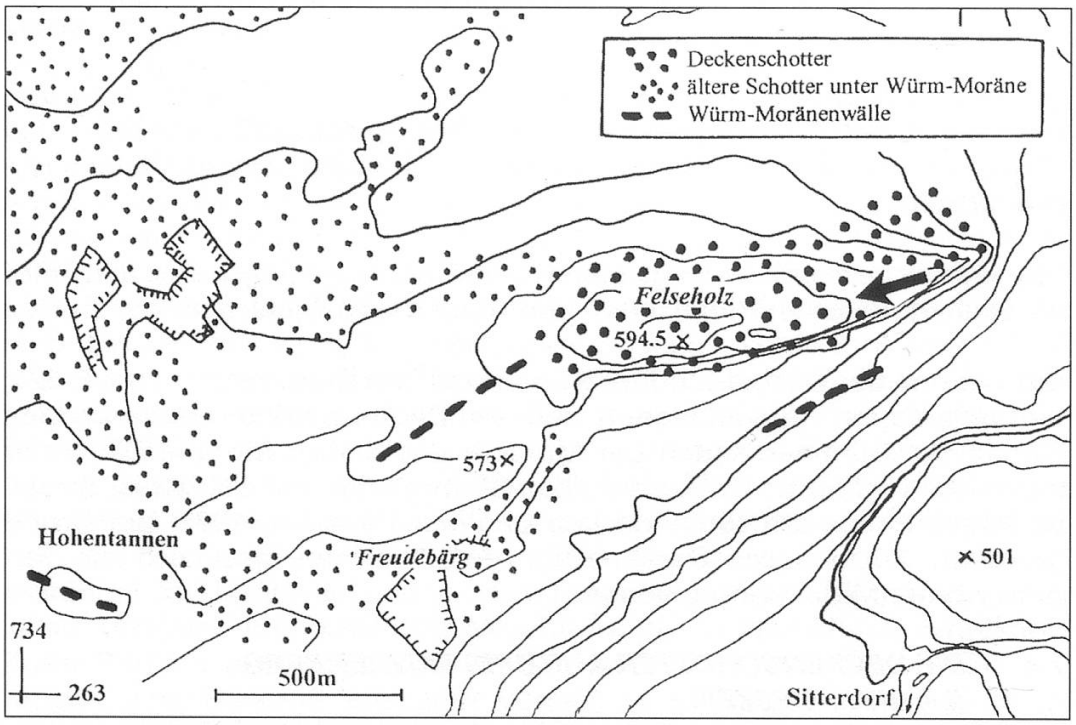

Abbildung 15: Der Deckenschotter von Felseholz zeigt ebenfalls Mittelmoränen-Merkmale. Derselbe Strang lieferte das Schuttgut für die vorgelagerten Schotter. Der Pfeil zeigt die Fliessrichtung des Eises.

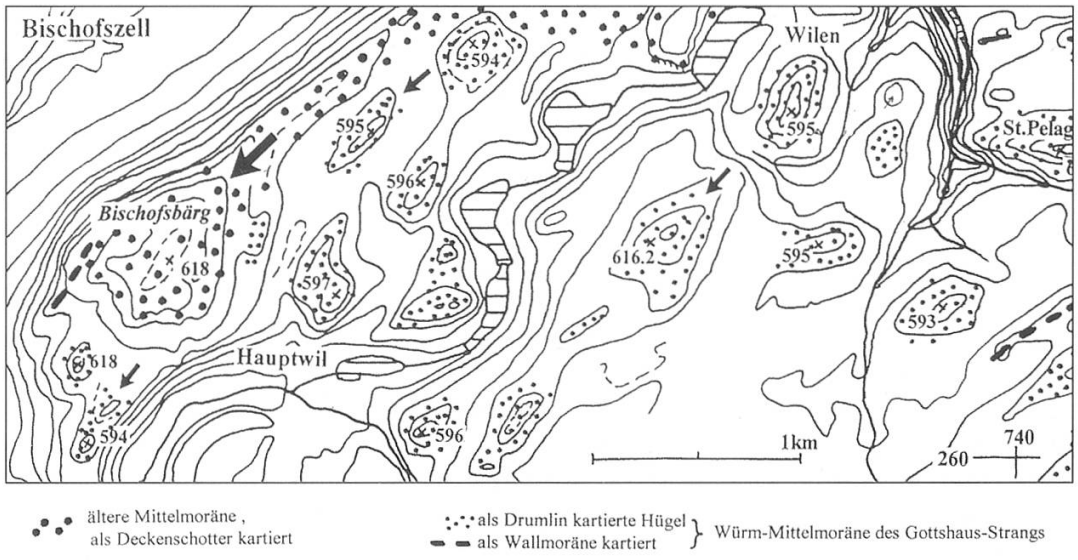

Abbildung 16: Das Deckenschotter-Vorkommen des Bischofsbärg zeigt mit seinem in der Fliessrichtung des Eises ansteigenden Sporn (grosser Pfeil) und den kurzen vorgestreckten «Fingern» die Struktur einer grossen Mittelmoränen-Aufschüttung. Es befindet sich im Bereich von «Mittelquappen» (kleine Pfeile) des würmzeitlichen Gottshaus-Strangs M1. Vgl. Abbildung 3 und 11.

steht nach ihrer Morphologie ebenfalls Verdacht auf Mittelmoräne. Bohrungen im Hau SE von Amriswil (741.5/266.5) haben selbst in 163 m Tiefe die Molasse nicht erreicht (Müller in Hipp, 1993, S. 15). Für Partien von verwitterter Obermoräne und liegende kiesig-sandige «Bachalluvionen» und gebänderte, siltig-tonige Seeablagerungen über bis zu 10 m Grundmoräne bietet sich verschwemmte Mittelmoräne mit ihren Schmelzwässern und Randseelein als Erklärung zwanglos an.[3]

Die von würmzeitlichen Mittelmoränen bedeckten, gegen SSW einfallenden Deltaschotter von Oberau–Schocherswil S von Amriswil, die Groblagen von 20–50 cm mit häufigen Radiolarit- und ostalpinen Verrucano-Geröllen sowie «grünen Kristallingesteinen» enthalten und mit sandigen bis tonig-siltigen, oft gebänderten Lagen wechseln, zeigen eine gewisse Verwandtschaft mit den Felseholz-Schottern (Hipp, 1993, S. 14). Da sich vom Felseholz über Winkensteig gegen E stets Moränen vorfinden und um Wittenbach eine Drumlin-Schar, sind die Felseholz-Schotter wohl aus älteren, jene von Freudebärg und Hohentannen-Öttlishusen aus jüngeren Mittelmoränen verschwemmt worden.

Die Schotter des Bischofsbärg (Bischofsberg, Gutzwiller, 1900) deutet Hofmann (1973) «mit grosser Wahrscheinlichkeit» als würmzeitliche Vorstossschotter[4]. Hipp hält sie weder für würmzeitlich noch für «ältere Thur-

[3] Holzstückchen in Seesedimenten in 13,5 bzw. 11,5 m Tiefe ergaben C14-Alter von 38480 + 1490 bzw. 31930 + 580 Jahre vor heute. Die Pollenproben aus den Seesedimenten zwischen 14,65 und 39,5 m zeigten gegen unten ausdünnende Pollenfrequenz, so dass die untersten 123 m bis 318 m ü. M. gar nicht mehr beprobt wurden. Lockere warmzeitliche Sedimente können durch vorstossendes Eis wieder ausgeräumt worden sein, so dass kühlzeitliche Seetone auf Seetone zu liegen kommen.

[4] Gerölle: Kalke, Sandkalke, Kieselkalke, Nummulitenkalk, Hauptdolomit, ostalpiner Verrucano, Radiolarite, Oberhalbsteiner Grüngesteine, Amphibolite, Augengneise, grünliche Gneise und Diorite.

Ablagerungen» (Müller, 1982). Sie zeigen keine Hinweise auf einen Zusammenhang mit den Schottern von Felseholz oder Hohentannen. In Schläfli et al. (1999K) werden sie als Deckenschotter zusammengefasst. Damit tritt die Unsicherheit erneut zu Tage. Der Bischofsbärg (Abbildung 16) bekundet eine eindrückliche Mittelmoränen-Landschaft mit kurzen, gegen SW-SSW vorgestreckten Mittelmoränen-Fingern.

7.6 PRÄWÜRMZEITLICHE VORSTOSSSCHOTTER? (LK FRAUENFELD)

Die schon von Geiger (1943K) als präwürmzeitlich gedeuteten *«fluvioglazialen Schotter»* des Friltscher Büechli NE von Märwil können mit den begleitenden Moränenwällen und den Schottern zwischen Reuti und Rothenhausen S von Weinfelden (Geiger, 1968K) ebenfalls als verschwemmtes Mittelmoränengut gedeutet werden. Die mehrfach untersuchten Ittinger Schotter (Früh, 1906; Geiger, 1943; Andresen, 1979; Kaden, 1990) liegen genau im Chemebach-Mittelmoränenstrang M3 (S. 68). Müller (1996) verbindet sie mit seinen Buechbärg-Schottern, die teilweise als verschwemmte Mittelmoränen gedeutet werden können.

7.7 DIE DECKENSCHOTTER AUF DER HEID NE VON WIL (LK WIL)

Das von Wegelin & Gubler (1928) auf der Heid entdeckte Deckenschotter-Vorkommen fügt sich zwanglos in einen Mittelmoränenstrang, der über Waldhof-Böhl und SW der Querstörung von Üerental über Muggenbüel–Sömmeri – P. 723 (N von Wil) zu verfolgen ist. Damit liegt das Vorkommen im Grenzbereich zwischen Bischofszeller- und Lauche-Arm des Rheingletschers. Hofmann (1973K) deutet die 0,3–0,4 m^3 grossen Blöcke – meist Appenzeller Sandstein der Unteren Süsswassermolasse – als eisrandnah. Das Geröllspektrum[5] und die sanft gegen NW abdachende Höhenlage liessen Hofmann die verkitteten Schotter der Mindel-Kaltzeit zuweisen, wobei er risszeitliches Alter nicht ausschliesst.

Gegen E lässt sich die aufliegende würmzeitliche Mittelmoräne über Held zum Molassegupf des Stutz (771 m) verfolgen, wo sie auf Grund lief. Die als künstliche Erdwälle kartierten Strukturen (Hofmann, 1988K) sind versackte Moränen. S von Schönholzerswilen lässt sich derselbe Mittelmoränenstrang über Neukirch a.d. Thur gegen Hohentannen ins Felseholz zurück verfolgen. Appenzeller Sandstein-Geschiebe beweisen die Herkunft aus dem Appenzeller Vorderland.

Eine tiefer gelegene, würmzeitliche Mittelmoräne zeichnet sich NE von Wil in den «Vorstoss- und Eisrandschottern» von Nollenberg–Rossrüti ab. Vom W-Ende des Nieselberg löst sich gegen WSW eine jüngere Mittelmoräne des Bischofszeller Arms des Rheingletschers und setzt sich in jene der Altstadt von Wil fort.

8 ARGUMENTE FÜR DIE MITTELMORÄNEN-NATUR DER DECKENSCHOTTER IM ÜBERBLICK

Die in der Einleitung und in früheren Arbeiten (Wagner, 2001c u.a.) beschriebenen Eigenschaften von Mittelmoränen der Würm-Eiszeit finden sich, wenn auch in abgeschwächter Form, bei den Deckenschottern und

[5] Helvetischer Kieselkalk, ostalpiner Verrucano, Dolomit, Roter Radiolarit, niedriger Kristallin-Anteil, Julier-Granit, Amphibolit, Oberhalbsteiner Grüngesteine

den mit ihnen verbundenen Moränen früherer Eiszeiten wieder. Im Folgenden seien die Hauptargumente zugunsten der Mittelmoränen-Natur der Deckenschotter kurz zusammengestellt.

Deckenschotter und andere ältere Schotter lassen sich nicht befriedigend zwei oder mehreren bestimmten Höhenniveaus zuordnen; sie kommen vielmehr fast in jeder Höhenlage, oft gar isoliert an Hängen vor.

Grössere Vorkommen weisen den Charakter von Strängen in der Fliessrichtung des Eises auf. Dabei zeigen sich oft ausgeprägte Quereinschnitte, welche aufeinander folgende Stillstandslagen markieren.

Die Deckenschotter weisen im Thurgau nirgends den Charakter einer einst zusammenhängenden Decke auf. Vielmehr zeigen sie oft ein stark kupiertes Relief vom Typ einer «Hummucky moraine» (Buckelmoränen)-Landschaft. Dabei weisen einzelne Hügel noch für Würm-Mittelmoränen typische Strukturen auf: in Fliessrichtung ansteigende Sporne, steile Stirnseiten, oft in Fliessrichtung vorgestreckte «Finger».

Die Bearbeiter von Deckenschotter-Vorkommen erwähnen immer wieder eine auffällige, in den Sedimenten sich widerspiegelnde Nähe zum Eisrand.

Die Auflagerungsfläche zeigt vielfach ein ausgeprägtes Relief, was gegen eine einst ebene Auflage spricht.

Zu einer und derselben Mittelmoräne gehörende, in Fliessrichtung hintereinander liegende Schotterkörper zeigen ein ähnliches Geröllspektrum. Benachbarte Aufschlüsse können sich dagegen im Spekrum unterscheiden, wenn sie von verschiedenen Seiten einer und derselben oder von zwei verschiedenen Mittelmoränen stammen.

Schutt jeder Korngrösse, geschichtet und ungeschichtet, oft mit eingelagerten Blöcken, tritt chaotisch auf.

Die Gerölle sind innerhalb eines Komplexes oft ganz unterschiedlich eingeregelt.

Die oft bedeutende Mächtigkeit (nach Graf, 1993, bis 70 m) entspricht den bei Würm-Mittelmoränen beobachteten Werten. Eine Lieferung solcher Schuttmassen als Grundmoräne ist kaum vorstellbar. Da Innenmoräne kaum in Frage kommt, muss der Schutt auf der Eisoberfläche herangebracht worden sein.

Auf manchen Höhen, wo nach der Schotterflur-Vorstellung Deckenschotter vorkommen müssten, fehlen solche (Imebärg, Wellebärg, Ottebärg); es sind Gebiete, wo keine Mittelmoränen auf Grund gelaufen sind.

9 AUSBLICK

Der Einbezug der bisher vernächlässigten Mittelmoränen in die Interpretation der Deckenschotter ermöglicht die Klärung erstaunlich vieler Fragen. Ein konsequentes Durchdenken des neuen Modells führt allerdings zu Schlussfolgerungen, welche einige Grundannahmen der klassischen Quartär-Morphologie in Frage stellen. Mit der Deutung der NE-schweizerischen Deckenschotter als auf Horste der flachliegenden Molasse, in der N-Schweiz auf solche des Tafeljura aufgefahrenes, von epiglaziären Schmelzwässern und Meteorwasser verschwemmtes Mittelmoränengut, wird die

Auffassung einer sukzessiven allgemeinen Eintiefung der Landoberfläche hinfällig. Die Unterscheidung von Deckenschottern nach ihrer relativen Höhenlage verliert in der NE-Schweiz ihren Sinn, da diese keine Rückschlüsse mehr auf ihr Alter erlaubt.

Neue Möglichkeiten ergeben sich auch hinsichtlich der Deutung von randglaziären Entwässerungsrinnen bei länger eingenommenen Eisrandlagen. Bisher meist der Würm-Eiszeit, vor allem den Maximalständen und dem Stadium von Stein am Rhein zugewiesene Rinnen können bereits in früheren Kaltzeiten bei analogen Eisrändern entwässert haben. Sicher funktionierten solche schon in den Vorstossphasen. Randglaziäre Täler und paraglaziäre Rinnen erhalten damit eine weiter zurückreichende Geschichte. Bei ähnlichen Eisständen gilt es, einzelne Kaltzeiten auseinander zu halten. Für ihre zeitliche Einstufung vermag das «Mittelmoränen-Modell» keine Anhaltspunkte zu liefern. Dazu bleibt neben pedologischen und magnetostratigraphischen Methoden das Fahnden nach Fossilien – Pollenabfolgen und Vergesellschaftungen von Kleinsäugern – sowie nach entwicklungsgeschichtlichen und klimatischen Kriterien unerlässlich.

ZUSAMMENFASSUNG

Mittelmoränen, ein Charakteristikum heutiger Alpengletscher, führten auf den eiszeitlichen Gletschern besonders in den späten Stadien grosse Mengen von Oberflächenschutt zu Tale. Da sich die Eiskörper der verschiedenen Teilgletscher eines Eisstromes nicht vermischen, verläuft eine Mittelmoräne als Schuttfliessband von ihrem Ursprungsort ununterbrochen bis zu ihrem Ende, alle Richtungsänderungen des Gletschers mitmachend und die Grenze zwischen den beiden parentalen Eiskörpern markierend. Wo sie den Eisrand erreicht, terminal, lateral oder auf einem Nunatak, wird bei stationären Gletscherständen (in «Stadien») das Gesteinsgut in Form charakteristischer Hügel abgesetzt. Solche kommen im Thurgau in grosser Zahl vor. Sie wurden bisher meist als Drumlins aufgefasst.

Echte Drumlins sind subglaziäre Bildungen. Heim (1919) prägte allerdings den Begriff «Obermoränendrumlin» und brachte diesen mit Mittelmoränen in Beziehung. Nur in diesem Sinne dürften die meisten Thurgauer Drumlins als solche oder als «Pseudodrumlins» bezeichnet werden.

Grosse Teile des Mittelmoränenmaterials wurden durch Schmelzwässer zu Schottern verschwemmt. Damit erklärt sich die Nachbarschaft von Schottergebieten zu Mittelmoränen-Landschaften.

In den Höchststadien der letzten Eiszeit lag der Eisrand ausserhalb des Thurgaus. Auf den höchsten Erhebungen des Seerückens (N und S von Salen-Reutenen) liegen jedoch teilweise den Deckenschottern aufgesetzte Würm-Moränenwälle. Sie werden als Aufschüttungen von Mittelmoränen gedeutet, die auf das aus dem Eis ragende Molasse-Grundrelief, d.h. auf einen Nunatak, aufgelaufen sind.

In den Abschmelzstadien von Feuerthalen, Stein am Rhein und Konstanz lassen die Gletscheraufschüttungen im Thurgau drei Hauptstränge von Mittelmoränen des Rheingletschers erkennen (vgl. Abbildungen 3 und 11):

- Der grösstenteils auf st.gallischem Boden liegende Gottshaus-Strang stammt vermutlich von Mittelmoränen innerhalb des Vorderrheingletscherkomplexes.

- Der Aach-Lauche-Strang kann aufgrund seiner Erratiker den Mittelmoränen zwischen Vorder- und Hinterrhein und dessen rechtsseitigen Zuflüssen zugeordnet werden.

- Der Chemebach-Thur-Strang ist den Mittelmoränen zwischen Avers-Hinterrheingletscher und seinen rechtsseitigen Zuflüssen (Julia-, Albula-, Landwasser-Gletscher) zuzuordnen.

Fünf weitere Stränge liegen auf süddeutschem Gebiet.

An manchen Stellen liegt Würm-Mittelmoräne auf älteren Schottern oder Moränen. Dies legt die Vermutung nahe, dass die einzelnen Mittelmoränen in früheren Eiszeiten einen ähnlichen Verlauf nahmen wie in der Würm-Eiszeit: «Re-Iteration» der Mittelmoränen-Muster.

Die bisher als Reste zusammenhängender Schotterfluren gedeuteten Deckenschotter und anderer höher gelegener, prä-hochwürmzeitlichen Schotter im Thurgau und in Nachbargebieten werden auf Grund morphologischer und sedimentologischer Kriterien in Analogie zu den würmzeitlichen Verhältnissen neu als verschwemmte Mittelmoränen gedeutet. Diese sind am Eisrand, lateral oder terminal, auf damals schon erhöhtem Gelände auf Grund gelaufen. Die Gletscher flossen in allen Kaltzeiten in den schon im Pliozän vorgegebenen Tälern und Senken. Die vielen Mittelmoränen, die der Rheingletscher auf seinem Rücken mitgeführt hat, können auf jeder Eisrandhöhe ausgeufert und ihren Schutt deponiert haben.

Die bisherige Annahme einer im Laufe des mittleren und jüngeren Quartärs erfolgten sukzessiven allgemeinen Eintiefung des nordostschweizerischen Mittellandes und der Bodensee-Gegend wird damit hinfällig. Es muss darauf verzichtet werden, aus der relativen Höhenlage von Schottern auf ihr Alter zu schliessen. Erst jenseits der Wasserscheide zur Donau lassen sich zusammenhängende hochgelegene Schotterfluren erkennen; doch selbst dort kommt vermutlich ausufernden Mittelmoränen eine kardinale Bedeutung als Schuttlieferanten zu.

LITERATUR UND KARTEN (K)

Andresen, H. (1979): Beiträge zur Kenntnis des Ittinger Schotters. Mitt. thurg. natf. Ges. **43**, 75–81.

Baltzer, A. (1896): Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beitr. geol. Karte Schweiz **30**, 169 S.

Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (1998): Glaciers & Glaciation. – Arnold, London, New York, Sydney, Auckland, 734 S.

Bolliger, T., Fejfal, O., Graf, H., & Kälin, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. **89**/3, 1043–1048.

Ebers, E. (1975): Neue Ergebnisse der Erforschung von Drumlins. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 5/6, 289–295.

ELLWANGER, D. (1990): Würmzeitliche Drumlinformung bei Markelfingen (Westlicher Bodensee, Baden-Württemberg). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. **72**, 411–434.
ELLWANGER, D. (1995): Alpenvorland: Oberschwaben, Bodensee und Hochrhein. In: Benda, L.: Das Quartär Deutschlands. 258–270, Borntraeger, Berlin.
ERB, L. & SCHMIDLE, W. (1934K): Blatt 161 Reichenau. – Geol. Spez.-Karte Baden 1:25'000. – Bad. geol. L.-A, Freiburg i. Br.
EYLES, N. & ROGERSON, R.J. (1978): A Framework for Investigation of Medial Moraine Formation: Norway and Canada. J. of Glaciology 20/82, 99–113.
FALKNER, C. (1910): Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf. – Jb. st.gall. natw. Ges. (1908/09), 190–263.
FALKNER, C. & LUDWIG, A. (1903, 1904): Beiträge zur Geologie der Umgebung St. Gallens. – Jb. st. gall. natw. Ges. (1901/02, 474–620, 1902/03.
FALKNER, C. & LUDWIG, A. (1904K): Geologische Karte der Umgebung von St. Gallen 1:25'000. In: FALKNER & LUDWIG (1904).
FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. – Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 37 – Schweiz. geol. Komm.
FRÜH, J. (1895): Die Drumlins-Landschaft mit spezieller Berücksichtigung des alpinen Vorlandes. – Ber. st. gall. natw. Ges. 1894/95, 325–396.
FRÜH, J. (1906): Zur Morphologie des unteren Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. **17**, 45–67.
FRÜH, J. (1908): Erratische Blöcke und deren Entstehung im Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. **18**, 3–17.
FRÜH, J. (1910): Die beiden Deckenschotter auf dem westlichen Seerücken zwischen Untersee und Thurtal. – Mitt. thurg. natf. Ges. **19**, 3–21.
GEIGER, E. (1928): Petrographische Untersuchungen an kristallinen Geröllen des jüngern Deckenschotters. – Mitt. thurg. natf. Ges. **27**, 116–136.
GEIGER, E. (1930): Die Zusammensetzung thurgauischer Schotter. – Mitt. thurg. natf. Ges. **28**, 167–183.
GEIGER, E. (1940): Die erratischen Blöcke im mittleren und unteren Teil des Kantons Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. **32**, 123–145.
GEIGER, E. (1943K): SA Blätter 56–59 Pfyn–Märstetten–Frauenfeld–Bussnang, mit Erläuterungen. – Blatt 16 Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
GEIGER, E. (1947): Die erratischen Blöcke und Gesteine im Thurlauf. – Mitt. thurg. natf. Ges. **34**, 18–31.
GEIGER, E. (1961): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im allgemeinen und im besondern um Winterthur. – Mitt. natw. Ges. Winterthur **30**, 33–53.
GEIGER, E. (1966): Die erratischen Blöcke im Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. **39**, 29–37.
GEIGER, E. (1968K): LK Blatt 1054 Weinfelden, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein. – Jb. geol. L.-Amt Baden-Württ. **11**.
GRAF, H.R. (1993): Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr. 10205, 151 S.
GUTZWILLER, A. (1883): Molasse und jüngere Ablagerungen. – In: GUTZWILLER, A. & SCHALCH, F.: Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. – Beitr. geol. Karte Schweiz **19**/2.
GUTZWILLER, A. (1900): Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und von Bischofszell. – Eclogae geol. Helv. **6**/4, 371–374.
GUTZWILLER, A., SCHALCH, F. & SCHILL, J. (1879K): Blatt IV Frauenfeld. – Geol. Karte Schweiz 1: 100'000. – Schweiz. Geol. Komm.

HABBE, K.A. (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland. – Z. Geomorph. N.F. Suppl. **70**, 33–50.
HANTKE, R. (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Öhninger Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden). – Denkschr. schweiz. natf. Ges. **80**/2, 31–118.
HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter – Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **104**/1, 1–47.
HANTKE, R. (1963): Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. **45**, 45–60.
HANTKE, R. (1980, 1983): Eiszeitalter Bd. 2. – Ott, Thun, 703 S., 730 S.
HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun, 312 S.
HANTKE, R. & WIESMANN, A. (1994): Der Findlingsgarten Schwaderloh bei Kreuzlingen (Kanton Thurgau). – Mitt. thurg. natf. Ges. **52**, 41–58.
HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz 1. – Tauchnitz, Leipzig, 704 S.
HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1982K, 1983): Bregenz. – Blatt 82 Geol. Karte Republik Österreich 1:25'000, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A. Wien.
HIPP, R.A. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell – eine glazialmorphologische Arbeit. – Mitt. thurg. natf. Ges. **47**, 3–117.
HIPP, R.A. (1993): Geologie und Landschaftsgeschichte des Hudelmooses und seiner näheren Umgebung. – Mitt. thurg. natf. Ges. **51** (1992), 9–27.
HOFMANN, F. (1967K): LK Blatt 1052 Andelfingen, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
HOFMANN, F. (1973) K: LK Blatt 1074 Bischofszell, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
HOFMANN, F. (1977): Eiszeitliche Landschaftsgeschichte im Bodensee- und Hochrheingebiet. – Schrr. Ver. Gesch. Bodensees **95**.
HOFMANN, F. (1988K, 1993): LK Blatt 1073 Wil, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. Geol. Komm.
HÜBSCHER, J. (1961K): LK Blatt 1032 Diessenhofen mit Anhängsel von Blatt 1031 Neunkirch. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm. Erläuterungen von F. HOFMANN & R. HANTKE 1962.
KADEN, D. (1990): Geomorphologische Untersuchungen zwischen Thur und Seerückenwasserscheide: Kartierung, morphometrische und petrographische Geröllananalysen. – Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Zürich.
KELLER, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St. Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft. Ber. st. gall. natw. Ges. **81**, 29–71.
KRAYSS, E. & KELLER, O. (1989): Die eiszeitliche Reliefentwicklung im Bodenseeraum. – Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik **1**/89, 8–12.
KRAYSS, E. & KELLER, O. (1996): Hydrographie des Bodenseeraumes während der letzten Vorlandvereisung. – Schrr. Ver. Gesch. Bodensees **114**, 111–143, Friedrichshafen.
MÜLLER, E. (1979): Die Vergletscherung des Kantons Thurgau während der wichtigsten Phasen der letzten Eiszeit. – Mitt. thurg. natf. Ges. **43**, 47–73.
MÜLLER, E. (1982): Eisabbauprozess des würmeiszeitlichen Rheingletschers in der Ostschweiz. – In: Gamper, M. (ed.): Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz. – Phys. Geogr. 1. – Zürich.
MÜLLER, E. (1995): Neues zur Geologie zwischen Thur und Rhein. – Mitt. thurg. natf. Ges. **53**, 9–42.
MÜLLER, E. (1996): Die Ittinger Schotter und ihr morphogenetisches Umfeld. Eclogae geol. Helv. **89**/3, 1077–1092.
PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen. – Tauchnitz, Leipzig.

Penck, A. & Brückner (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter 1, 2. – Tauchnitz, Leipzig.
Rutte, E. (1956a): Die Geologie des Schienerberges (Bodensee) und der Öhninger Fundstätten. – N. Jb. Geol., Paläont. **102**, 143–282.
Rutte, E. (1956b): Zur Geologie des westlichen Schienerberges zwischen Herrentisch und Stein am Rhein. – Eclogae geol. Helv. **49**/1, 97–111.
Saxer, F. (1964K, 1965): LK Blatt 1075 Rorschach, mit Erläuterungen. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
Schläfli, A., Baumann, M., Hipp, R., Hofmann, F., Keller, O., Krayss, E., Naef, H., Wieland, C. & Wyss, R. (1999K): Geologische Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1:50'000 mit Erläuterungen. – Mitt. thurg. natf. Ges. **55**, 1–101.
Schmidle, W. (1931): Die Geschichte der geologischen Erforschung des Bodensees. – Bad. Geol. Abh. **3**, 1–40, 81–95.
Schreiner, A. (1992): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz 1:50'000 (3. Aufl.). – Geol. L.-Amt Baden-Württ., Freiburg i. Br.
Schwerd, K. (1986): Geologie des deutschen Staatsgebietes der Blätter 8423 Kressbronn am Bodensee und 8424 Lindau (Bodensee) – Geologica Bavarica **90**, 17–90, München.
Suter, H. / Hantke, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. – Leemann, Zürich.
Wagner, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. Mitt. Natf. Ges. Bern N.F. **54**, 91–137.
Wagner, G. (2001a): Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis – Eine morphologische Studie. – Mitt. Natf. Ges. Bern, N.F. **58**, 63–96.
Wagner, G. (2001b): Drumlins im Berner Mittelland? – Eine begrifflich-morphologische Studie. – Mitt. Natf. Ges. Bern N. F. **58**, 97–114.
Wagner, G. (2001c): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz – Eine morphologische Studie. – Eclogae geol. Helv. **94**/2, 221–235.
Wagner, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich, 2. Teil. Vjschr. natf. Ges. Zürich **148**, 67–77.
Wegelin, H. & Gubler, E. (1928): Deckenschotter auf der Heid. – Mitt. thurg. natf. Ges. **27**, 107–115.

Adresse der Autoren:
Prof. Dr. René Hantke, Glärnischstr. 3, 8712 Stäfa
Dr. Dr. h.c. Gerhart Wagner, Im Baumgarten 10, 3066 Stettlen BE