Zeitschrift: Bericht über die Tätigkeit der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft

Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft

Band: 80 (1969-1972)

Artikel: Untersuchungen zur Glazialmorphologie des Neckertales (Nordostschweizer Voralpen)

Autor: Keller, Oskar

Kapitel: 2.: Untersuchungen von Einzelformen

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-832790

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Siehe Rechtliche Hinweise.

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. Voir Informations légales.

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. See Legal notice.

Download PDF: 01.06.2025

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

2. UNTERSUCHUNGEN VON EINZELFORMEN

2.1. Allgemeines

Das Neckertal weist eine grosse Fülle von Ablagerungen und Formen auf, welche darauf hinweisen, dass die Eiszeiten diese Talschaft kräftig modelliert haben. Die glazial bedingten Reliefformen sind nahezu ebenso häufig vertreten wie die typisch fluvial gestalteten. Weit verfolgbare, zusammenhängende glaziale Komplexe fehlen in diesem kupierten Gelände allerdings; die Tektonik, die Kammerung und die steilen Tobel sorgen für grössere Unterbrüche.

In diesem Hauptabschnitt sollen Formen, die mit den Eiszeiten in Beziehung gebracht werden müssen, beschrieben und diskutiert werden. Die Korrelationen räumlich und zeitlich werden aber erst in den nachfolgenden Kapiteln erfolgen, so dass dort grossenteils auf Einzelbeschreibungen verzichtet werden kann. Gelegentlich habe ich aber trotzdem besonders wichtige, aussagekräftige Aufschlüsse erst dort beschrieben, damit die Zusammenhänge und Belege klarer werden.

2.2. Das Erratikum

Als erster stellte Gutzwiller (1873) fest, dass während den Eiszeiten ein "Sentisgletscher" existiert haben muss, welcher sich aus Thur-, Necker-, Urnäsch- und Sittergletscher zusammensetzte und die e Hälfte des Appenzellerlandes und das Toggenburg überdeckte. Seine Untersuchungen basierten im wesentlichen auf der Verbreitung erratischen Materials, welches er den verschiedenen Gletschersystemen zuordnen konnte. Er stellte im Neckertal bereits das Vorhandensein von helvetischem Alpsteinmaterial und das Fehlen von kristallinen Erratikern fest.

2.2.1. Zusammensetzung

Das Erratikum lässt sich in drei Gruppen entsprechend dem Material einteilen. Eine erste Gruppe sind die aus der Molasse stammenden Findlinge. Häufig treten aus der subalpinen Speer-Stockbergzone Kalknagelfluh-Erratiker mit oft rötlicher Eisenoxidfärbung auf. Aus der subalpinen Molasse stammen ferner die Appenzeller Sandstein-Erratiker, Kalksandsteine mit schwärzlichen, jedoch ohne rote granitische Körner.

Die mittelländische Molasse verfügt nur im "Appenzeller-Granit" über resistentes, Erratiker bildendes Gestein. Diese brekziöse Nagelfluh wurde von Büchi und Welti (1950) als katastrophenartige, mit einem gewaltigen Murgang vergleichbare Schüttung interpretiert. Der AG lässt sich vom mittleren Zürichsee ne-wärts über das Thur- und Neckertal bis Abtwil nw St. Gallen verfolgen (Fig 1 und 2). In grossen Schichtflächen anstehend findet man ihn einzig im Raume Degersheim. Hier zeigt er auch typische Ausbildung als Kalknagelfluh oder Kalkbrekzie mit hellem, kalkigem Bindemittel und zahlreichen schwarzen Kalk- und Dolomitkomponenten. Er ist wegen seiner Lage in der OSM nur im n Untersuchungsgebiet als Erratikum zu erwarten. Andere Molasse-Findlinge sind wegen der schlechten Verkittung selten und nur lokal, nahe dem

Herkunftsort, anzutreffen.

Die zweite Gruppe stellen die aus dem Helvetikum des Alpsteins und der Churfirsten stammenden Kreidekalk-Erratiker: am häufigsten harte, dunkle Kieselkalkblöcke, daneben mittelgrauer, spätiger Schrattenkalk und heller Seewerkalk mit dunklen Tonhäutchen, selten sandige oder glaukonitische Gault-Erratiker.

Die dritte Gruppe umfasst das aus dem Bündnerland stammende, kristalline Erratikum: Granite (vor allem Punteglias-Granit mit charakteristischen grossen, weissen Feldspäten aus dem Vorderrheintal, aber auch grünliche Granite aus dem Juliergebiet), helle Gneise und seltener Grüngesteine. Als Rheingletscher-Leitgestein ist der Ilanzer Verrucano zu erwähnen.

2.2.2. Verteilung über das Untersuchungsgebiet

Ganze Erratikerzeilen und -nester finden sich weitverbreitet entlang des Neckerlaufes und an seinen Zuflüssen, sofern die Blöcke nicht wegen des Gefälles abrutschten. Hier hat sie die Erosion der Bäche freigelegt. Teilweise liegen sie nicht streng autochthon, sondern wurden aus den Wiesen zusammengetragen und in die Tobel geworfen, wenn sie nicht beim Hausbau Verwendung fanden. Findlingsgruppen ausserhalb der Wasserläufe blieben leider meist nur in Wäldern oder auf hochgelegenen Weiden erhalten.

Im hinteren Neckertal finden sich hochgelegene Erratiker im Bereich der Pässe Alp Horn und Ellbogen, n der Hochalp bei Schwänteli und im Chräloch. Zudem sind die untern Abhänge zum Tellbach oft geradezu mit erratischen Blöcken gespickt. Am Hochhamm sind die gegen S gerichtete Mulde des Tüfenbergs und der Sporn zwischen Schlipfersegg und P 1091 zu erwähnen. Die Anhöhen und Mulden w und s Hemberg weisen viele Findlinge auf. Auffallend ist die Häufung in der Umgebung von St. Peterzell. Eine grosse

Zahl Blöcke liegt auch verstreut in der Talweitung von Dicken, meist entlang von Wasserläufen. Die Wasserscheide zwischen Nekker und Thur von der Wasserfluh bis n Oberhelfenschwil dürfte einst stark mit eistransportierten Blöcken überstreut gewesen sein. Davon zeugen Gruppen s Schwanden, in Oberhelfenschwil und bei Rohrgarten. N der Furche Degersheim-Nassen-Lütisburg liegen Findlinge rund um und auf dem Schauenberg, auf den Hügelkuppen n Oberrindal, s Magdenau in der Umgebung des Rotmooses und an den Hügeln s Flawil.

Da Findlinge heute als Gartenschmuck gerne Verwendung finden, bleiben diejenigen, die bei Aushubarbeiten zutage treten, erhalten. Leider werden oft auch ortsfremde Blöcke zugeführt.

2.2.3. Abgrenzung der Gletschergebiete

Mit Hilfe der Verbreitung erratischer Blöcke und der Kenntnis ihrer Herkunftsgebiete können im Untersuchungsraum die Gletschersysteme gegeneinander abgegrenzt werden. Daraus ergibt sich, wie im folgenden zu zeigen ist, dass die heutigen Wasserscheiden oft nicht auch die Begrenzung der Eisströme dargestellt haben.

Das hintere Neckertal (Abb 26 in 10.3)
Oberhalb Mistelegg (s Hemberg) fehlen im Necker kalkalpine Erratiker sowie solche aus der Molasse der Speerzone, während sie n recht häufig anzutreffen sind. Daraus kann geschlossen werden, dass das hinterste Neckertal von Lokaleis erfüllt war, während n Mistelegg Zuschüsse aus dem Thurtal und ab der Schwanzbrugg (e Hemberg) auch aus dem Urnäschgebiet zum eigentlichen Neckereis über die Wasserscheiden überflossen.

Die bei Alp Horn und Ellbogen auf der Neckertalseite liegenden Blöcke aus dem Helvetikum des Alpsteins deuten auf ein Ueberlaufen des Eises aus dem grossen eiszeitlichen Firngebiet der

Schwägalp. Dass sie aber auf dem Ampferenboden bereits wieder fehlen, beweist die Eigenständigkeit der Firnmulde im hintersten Neckertal zwischen Hochalp-Spicher-Hinterfallenchopf-Gössigenhöchi, indem das von S eindringende Säntiseis vom Neckereis durch einen gegenseitigen Stau aufgehalten wurde.

Die Passlücke von Färenstetten n der Hochalp wurde zeitweise vom Urnäschgletscher überfahren, was Kreidekalkblöcke bei Schwänteli und am mittleren Rötelbach belegen. S von P 1084, wo die beiden Quellbäche zusammenfliessen, fehlt jeglicher kalkalpine Erratiker; es kommen nur lokale NF- und Sandstein-Blöcke vor. Bis hierher bedeckte somit Lokaleis der Hochalp-Nordabdachung die Täler.

Mittleres und unteres Neckertal

Im Thur- und Neckerquerschnitt ist der Leithorizont des AG im Gegensatz zur Wasserfluh in typischer Ausbildung nicht vorhanden. (Büchi und Welti, 1950). Im Tobel, das von der Neu Toggenburg über Oberwald gegen das Dorf Necker hinunterzieht, liegen ab 900 m ü M bis Loch gehäuft AG-Blöcke. Diese Tatsache zeigt ein Ueberfliessen eines Thurgletscherlappens über die Wasserfluh an, wo die AG-Blöcke weggeschürft wurden, und deutet zudem darauf hin, dass der im Haupttal n-wärts stossende Neckergletscher das überfliessende Thureis an den W-Rand abgedrängt hat, so dass es ins erwähnte Tal hineinfloss. Weiter gegen N finden sich dann vorerst keine AG-Erratiker mehr.

Bei Anzenwil (Kiesgrube) im grossen Neckerknie ist eine erstaunliche Häufung von AG-Findlingen zu beobachten (8.2). Ferner sind solche Blöcke im Nassenfeld und im Aachtal festzustellen. S Degersheim steht der AG in typischer Prägung in grossen Schichtflächen an. Er ist hier von dem aus E über Degersheim ins Aachtal eingedrungenen Eis erfasst und bis Anzenwil verfrachtet worden. Unterhalb Anzenwil sind AG-Blöcke nicht mehr vertreten. Die neckerabwärts vorstossenden Eismassen müssen bei Anzenwil gestoppt worden sein, und zwar vom Eis, das aus dem Thurtal

neckeraufwärts eingedrungen war. Im Gegensatz dazu liessen Frey (1916) und Kesseli (1926) den Neckergletscher bis Ganterschwil bei der Einmündung ins Thurtal vorrücken und ihn dort sich mit dem Thurgletscher vereinigen.

Im Bereiche der Hügelzone Schauenberg-Altenberg-Wolfensberg sw Flawil trafen der Rheingletscher von St. Gallen her und der Neckergletscher von S im Maximum der letzten Eiszeit (4.3) aufeinander. Dabei war der Rheingletscher der stärkere und stiess deshalb an mehreren Stellen über die Wasserscheide gegen das Neckertal vor. Auch hier geben die Erratiker die Abgrenzung an, indem der Rheingletscher durch Kristallin-Erratiker und -Geröll gekennzeichnet ist, während der durch Thur- und Urnäscheis verstärkte Neckergletscher nur kalkalpine und Molasse-Erratiker aufweist. Am Ruerbach (e Nassen) liegt die Kristallingrenze bei Ruermüli, am Jomerbach (n Nassen) bei Altigel. Damit ist der Rheingletscher bei Baldenwil (843 m) und sw Magdenau (778 m) übergeflossen. Mit Hilfe der AG-Erratiker, welche vom Neckergletscher herangeführt worden sind, lässt sich zudem zeigen, dass es sich um einen Grenzsaum handelt, in welchem die gemeinsame Front der beiden Gletscher hin und her pendelte. Am Ruerbach liegt nämlich der letzte AG-Erratiker 400 m oberhalb des äussersten Kristallin-Blockes, während dies am Jomerbach rund 300 m ausmacht. Diese Kampfzone kann allerdings noch wesentlich breiter gewesen sein, denn Kristallin- und AG-Erratiker geben nur über die minimale Pendelbewegung Auskunft.

Bereits Gutzwiller (1877, 1883) stellte im Jomerbachtal die südlichsten Kristallin-Erratiker nahe bei Altigel fest. Ebenso zieht er anhand der Findlinge die Rhein-"Sentis"-Gletschergrenze über Degersheim. Ludwig (1930 geol Karte) hat dagegen noch weiter neckerwärts liegende Kristallinblöcke am Ruer- und am Jomerbach, sowie Amphibolite im Neckerknie und im Aachtal vermerkt. Hier konnte nirgends Kristallin festgestellt werden, so dass es scheint, dass Ludwig, da er in den fraglichen Bereichen nur Amphibolite ausschied, aus der Molasse stammende grössere Gerölle als kristallines Erratikum auffasste.

Thur- und Rheingletscher in der Rindaler Talung

N Tufertschwil (unterstes Neckertal) liegt die Passlücke P 715, über die der Thurgletscher gegen N vorstiess und bis gegen den Rindaler Talboden hinunter Molasse- und Kalkerratiker zur Ablagerung brachte, darunter auch einige Speer-NF-Blöcke, welche als Thurgletscher-Leitgesteine anzusehen sind. Im nur 200-300 m östlicher liegenden Tobel, das von Rimensberg ins Rindal absteigt, fanden sich nebst einigen Speer-NF-Blöcken auch mehrere kristalline Erratiker. Damit ist dieses Tal wieder als Grenzsaum zwischen den beiden Eisströmen anzusehen.

N der Rindaler Talung verlief die Grenze über den Wildberg, indem in den obersten Tobelabschnitten, welche gegen N weisen, kristalline Findlinge auftreten, an den Abhängen gegen W jedoch nur nichtkristallines Material vorhanden ist.

Rhein- und Sitter-Urnäschgletscher im Raume Degersheim - Flawil - Gossau

Wenn man feststellt, dass Sitter- und Urnäschgletscher sw St. Gallen von S her in das Rheingletschergebiet einmünden, so wird man einen Widerspruch in der Ueberschrift zu finden glauben, da schliesslich der genannte Raum runde 10 km w der Konfluenz dieser Gletscher liegt. Nun ist aber für das Würm-Maximum nicht anzunehmen, dass die Gletscher aus dem Appenzellerland den Rheingletscherarm, der vom Bodensee über St. Gallen gegen Wil vorstiess, gerade noch erreichten, sondern dass sie diesem vielmehr einen bedeutenden Eiszuschuss lieferten. Folglich wurde das vom Säntis her n-wärts drängende Eis beim Zusammentreffen mit dem w-wärts fliessenden Bodensee-Rheingletscher bei St. Gallen gezwungen, sich ebenfalls gegen W zu bewegen. So floss dem Voralpenrand entlang Richtung Degersheim zunächst der Sitter- Urnäschgletscher ab, und erst weiter im N schoben sich die Eismassen des eigentlichen Rheingletschers gegen W.

Diese Ueberlegungen werden durch das Bild der Erratikerverteilung bestätigt. S der Linie Wissenbach (n Schachen) - Tal -

Tannen (nw Degersheim) - Ruermüli (mittleres Ruertal) - Moos - Altigel (mittleres Jomerbachtal) - Schauenberg - Winzenberg fehlen kristalline Erratiker, während sie n öfters auftreten. Diese Erratiker, zum Teil hoch gelegen, müssen mehrheitlich dem Würm-Maximum zugeordnet werden. Somit ist also das Säntiseis vom Urnäschgletscher über den Pass von Degersheim ins Neckertal abgedrängt worden, denn jenseits der Transfluenz von Baldenwil finden sich im oberen Ruertal bereits wieder auffallend viele kristalline Erratiker als Beleg für den hier überfliessenden Rheingletscher. Ueber das Eis des Sittergletschers lässt sich nichts bestimmtes aussagen, weil dieser über die Pässe aus dem Rheintal (Eggerstanden, Stoss) kräftigen Eiszuschuss vom Rheingletscher erhielt. Deshalb ist auch gelegentlich Kristallin unter seinem Erratikum festzustellen.

Um die durch die Erratikums-Verteilung belegten Gletscherwege sicherstellen zu können, wurden Geröllzählungen in eisrandnahen Schottern durchgeführt (10.4). Es handelt sich dabei um Schottervorkommen, die auf Grund ihrer Lage eindeutig bestimmten Stadien des Rheingletschers zugeordnet werden können. Die Zählungen bestätigen das anhand der Erratiker-Verteilung gewonnene Bild, indem die beiden Aufschlüsse Untergampen und Büel (se und e Degersheim) keine Kristallingerölle aufweisen, während in Alterswil bereits etliche auftreten. Dabei verläuft die durch die Erratiker gekennzeichnete Grenze als Bestätigung zwischen Büel und Alterswil.

2.3. Zungenbecken, Moränenwälle und Schotterfluren

Diese drei Begriffe werden oft als "glazialer Komplex" zusammengefasst, da sie im offenen, flacheren Mittelland häufig eine charakteristische Einheit bilden. Sobald wir uns aber den Voralpen nähern, verhindert die Topographie oftmals eine vollständige Ausbildung, wie etwa im unteren Toggenburg und im Fürstenland (Talung St. Gallen - Gossau - Wil). Gar nur Bruchstücke

dieser Formen sind im stark kupierten Voralpenraum (Neckertal) zu erwarten. Daher sollen hier zuerst die übersichtlicheren Verhältnisse im Fürstenland und Thurtal, nachher die Formrelikte im Neckertal diskutiert werden.

2.3.1. Der S-Rand des Fürstenlandes zwischen Gossau und Jonschwil

Vergleiche dazu die Kartenbeilage 1.
Vom Tannenberg herunter n an Gossau - Flawil - Bichwil vorbei ziehen bis an die SE-Abhänge des Vogelsberges bei Oberuzwil markante Wallmoränenzeilen. Sie bilden die bereits von Falkner (1909) beschriebenen Stirnmoränen des über Bischofszell von NE her gegen das Degersheimer Bergland vorgestossenen Rheingletscherlappens, welcher beim damaligen Stand eben noch das Plateau von Waldkirch - Gossau - Flawil zu überdecken vermochte, jedoch den Fuss des Berglandes nicht mehr erreichte. Die Struktur dieser Moränenwälle wurde beim Nationalstrassenbau und in Kiesgruben sichtbar. Aufschlüsse zeigen überwiegend den Charakter von Schottermoränen (Penck, 1909), indem sandiges und lehmiges Feinmaterial zurücktritt. Hier dürfte die Geologie der Umgebung von ausschlaggebender Bedeutung gewesen sein, liegen doch die Moränen nagelfluhreichen Molasseserien der OSM auf, aus welchen das aufgearbeitete Material in erster Linie stammt. Dies bezeugen die zahlreichen NF-Gerölle in allen Aufschlüssen, welche an den folgenden drei Merkmalen zu erkennen sind:
1. Den Geröllen haften noch Reste des sandigen Bindemittels an.
2. Viele Gerölle weisen typische Lösungseindrücke der NF-Komponenten auf. 3. Die rötliche Eisenoxidfärbung, welche für NF-Serien oft charakteristisch ist, blieb teilweise an den Geröllen erhalten. - In den Schottern der Aufschlüsse fehlt eine einheitliche Schichtung, ebenso eine Sortierung der Korngrössen. Ferner sind bis mehrere m^3 mächtige Erratiker eingeschlossen. Wo Aufschlüsse fehlen, gibt die Reihenbildung und die unruhige Topographie der langgezogenen Hügel Hinweise auf den Moränen-

wallcharakter. Weitere Indizien liefern aufliegende erratische Blöcke und die girlandenförmige Anordnung der Wälle, welche dem Streichen der Molasse oft widerspricht (4.5).

Von St. Gallen-Winkeln über Gossau bis Flawil wurde ausserhalb dieser Moränenwallserie, also s vorgelagert, eine gewaltige Schotterflur geschüttet, in die besonders die Kiesgruben zwischen Gossau und Flawil guten Einblick gewähren. Schichtung und Sortierung in den Schottern sowie die geringe Anzahl grosser Blöcke weisen diese als fluviale Bildung aus. Einzig in der Kiesgrube Niderdorf sind auffallend viele Erratiker eingebettet (10.4). Zieht man in Betracht, dass wenig n der Wall Moosburg - Grund durchzieht, so ergibt sich, dass von dort Blöcke während der Aufschotterung hineingerutscht sind. Während der Schüttungsphase stand das Eis knapp n, so dass hier periglaziale Bedingungen mit Auftauboden und Solifluktion herrschten. Diese ausgedehnte Schotter-Hochfläche wurde nach dem Rückzug des Eises durch Schmelzwässer und durch die Glatt cañonartig quer zerschnitten (4.5).

N der Wälle liegt das Haupt-Zungenbecken, welches von Waldkirch bis nahe vor das Städtchen Wil reicht. Hier ist die Topographie meist unruhig, wellig kuppiges Gelände wechselt mit sanften, teils versumpften Mulden, und das meiste ist mit Moränenmaterial überkleistert.

N Gossau lässt sich noch eine internere Wallmoränenreihe von Geretschwil über Degenau bis Gebhardschwil mit eingeschalteten Rundhöckern verfolgen. Zwischen den beiden Wallmoränenreihen von Moosburg im S und Degenau im N blieben im Egelmoos und im Moos, wie die Flurnamen aussagen, einige Mulden des früheren Zungenbeckens mehr oder weniger erhalten.

In Teilen konserviert findet sich bei Jonschwil ein glazialer Komplex mit dem Zungenbecken von Riet, dem Moränenwall von P 593 bis P 600.1 und dem Schotterfeld von Jonschwil (Andresen, 1964).

Zwischen Herisau - Degersheim - Rindaler Rinne im S und Gossau - Flawil - Jonschwil im N liegen verstreut und oftmals unterbrochen mehrere Serien von Wallmoränenresten (Ludwig, 1930; Hantke, 1967). Sie können aufgrund ihrer Anordnung, der Höhenlage und der randglazialen Entwässerungswege zu Systemen zusammengefasst und geordnet werden (4.3 und 4.4). Hier war der Rheingletscher von N her die Abdachung des Degersheimer-Berglandes emporgestiegen und hatte entlang der Abhänge Moränenwälle abgelagert. Zwischen den Wällen und dem gegen S weiter ansteigenden Bergland blieb wenig Raum für Schotterfluren, wobei auch die Schmelzwässer erodierend wirkten. Typische Zungenbecken fehlen meist wegen der Hangneigung.

Einige Reste von Moränenwällen und Schotterfluren lassen sich doch ausscheiden, so bei Ramsen w Herisau und bei Alterswil s Flawil. Die Terrassen von Tüfi (um 710 m), ob Zellersmüli (gut 700 m) und von Schwänberg (700 m) nw Herisau gehören aufgrund von Lage und Höhe als Schotterfeldreste zum grossen Moränenwall Rain-Hueb (715-727 m) s Gossau (4.4.3). Aus NE schiebt sich ein Zungenbecken bis Degersheim vor, von wo aus eine Schotterflur über den Sattel von Degersheim ins Aachtal geschüttet wurde.

Ein markantes Zungenbecken ist dasjenige von Matt n Degersheim. Gegen N wird es durch den Moränenzug bei Chalberstadel abgeschlossen. Der Abfluss erfolgte von Matt Richtung Chrüzstrass. Ein Schotterfeld konnte wegen des Engpasses n Matt nicht entstehen.

2.3.2. Das Thurtal zwischen Bütschwil und Jonschwil

Vergleiche dazu Kartenbeilage 6.
Im Raume Bazenheid zeichnen sich mehrere eng gestaffelte Eisrandlagen ab, welche durch Moränenkränze gut markiert sind. Auf der W-Seite der Thur sind die von den Hängen gegen die Talmitte absteigenden und einbiegenden Wälle besser erhalten als auf der

steileren E-Seite längs der Thur (Frey, 1916; Andresen, 1964). Charakteristisch ist das Fehlen von moränenbedeckten Zungenbekken. Bei jedem nächst interneren Gletscherstand wurde jeweils das verlassene Zungenbecken überschottert, so dass sich Schotterfeld an Schotterfeld reiht, unterbrochen durch talwärts vordringende Moränenwälle. Die Schotterfluren bilden heute durchwegs Terrassenflächen, da sich die Thur kräftig in diese eingeschnitten hat. Die Zugehörigkeit und Einordnung der Terrassen wird später erläutert (8.1). Der auffälligste Moränenwall zieht von Nuetenwil bogenförmig bis zur Kirche Bazenheid hinunter. N davon sind zwei nahe beieinander liegende Wälle in Unterbazenheid und ein äusserster bei Zwizach festzustellen. Auch hier handelt es sich wie w Gossau um Schottermoränen, wie die Aufschlüsse w Unter Bazenheid bekunden. Zu diesem System sind auch die Wälle von Stocken und Gartikon e ob Ganterschwil zu rechnen (Abb 27 in 10.3). Sie sind dem Thurgletscher zuzuordnen, obwohl sie sich bereits im Neckertal befinden. Dafür sind folgende Gründe anzuführen:

1. Ihre Anordnung, neckeraufwärts gegen das Tal vorspringend, weist auf einen aus dem Thurtal eingedrungenen Gletscherlappen hin.
2. Der Wall von Stocken geht thurwärts in ein Zungenbecken über.
3. Gegen E schliesst an den Stockenwall eine grössere Schotterflur an, welche durch das tiefe Ibachtobel und den Necker stark zerstört wurde.
4. Dieser Schotter weist in drei Aufschlüssen keine charakteristische Neckergerölle (AG) auf; dafür sind Stücke gut verkitteter subalpiner NF häufig, vorab rötliche Speer-NF sowie "Schäniser Kalk-NF", welche im Neckertal nirgends anstehen.
5. Einregelungsmessungen ergaben Schüttungsrichtungen gegen 135° bis 80°E, was die vom Gletscherrand bei Stocken her gegen E erfolgte Schotterfeldbildung belegt.

Eine tiefer und interner gelegene Reihe von Moränenwällen lässt sich beidseits der Thur über weite Strecken verfolgen. Sie setzt auf der e Talseite bei Grämigen (2 km n Bütschwil) ein und ver-

läuft mit Unterbrechungen über Langenrain bis Bräägg. Hier wird sie durch das Ober Bazenheider Schotterfeld und den Thurlauf abgelöst, lässt sich aber auf der e Talseite bei und s Haslen wieder feststellen, um dann bis Feld n Ganterschwil nur durch Terrassen und Rundhöcker markiert zu werden. Ab hier zieht, gegen das Neckertal vorstossend, in weitem Bogen ein Moränenkranz e um Ganterschwil herum bis gegen Halden. Das zugehörige Zungenbecken von Ganterschwil bis Bräägg wurde im zentralen Teil mehrfach überschüttet und treppenförmig zerschnitten. Nur der W-Rand zwischen Grämigen und Bräägg sowie der ins Neckertal einspringende Bogen von Ganterschwil weisen noch Zungenbeckencharakter auf, da sie höher liegen. Der Abschnitt bei Ganterschwil ist aber teilweise durch Bachschutt von S her übergossen worden. Als zum Gletscherstand von Bräägg gehörig ist die Schotterflur von Ober Bazenheid zu betrachten, welche ebenfalls nur noch ein kleiner Rest des einst bis gegen Wil reichenden Sanders des Thurgletschers ist (4.5 und 8.1).

2.3.3. Das Neckertal

Im engen Talabschnitt von Anzenwil w Nassen blieben nur wenige Reste eines einstigen Gletscherstandes erhalten, charakterisiert durch die Wallmoränen bei Bleiken (2.6.2) und ne des grossen Neckerknies (8.4) sowie durch die Erratikerhäufung bei Anzenwil (2.2.3 und 8.2).

1 km n Necker endet die Ebene des mittleren Talabschnittes. Hier sind bei Schoren (Abb 3) moränenartige Schotter aufgeschlossen, welche nahe dem Talgrund einen Gletscherstand belegen 4.4.2 und Abb 24 in 10.3). Auf der W-Seite fehlen Moränenwälle, dafür steigt dort die auffällige Schmelzwasserrinne von Metzwil zum Necker ab. Von hier an s-wärts erstreckt sich das U-Tal-förmig überprägte Zungenbecken von Necker-Brunnadern, welches später vom Necker überschottert wurde. Ein einstiges zusammenhängendes Schotterfeld ist heute nur noch in den Terrassenresten von Rennen, Egelten, Mettlen erkennbar (8.1).

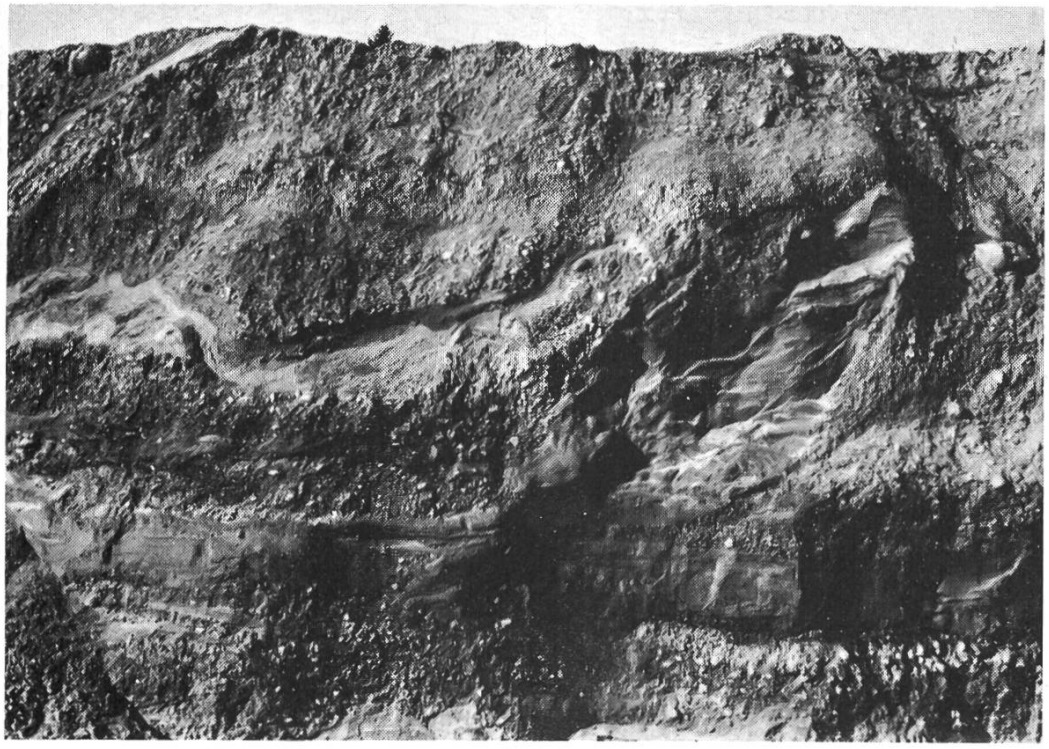


Abb 3: Kiesgrube Schoren, Aufnahme gegen N, randglaziale Schotter, wirre Lagerung, Stauchendmoräne mit eingeschlossenen Erratikern.

Die Talaue n St. Peterzell ist wiederum als Zungenbecken mit nachfolgender Ueberschotterung aufzufassen (Kartenbeilage 7). Im Engpass von Gass fehlen allerdings Moränenwälle mit Ausnahme eines kleinen Wallrestes 100 m ne Mühle. Dafür sind randglaziale Stauterrassen bei Gass erhalten. Als zugehöriger Sander ist die Schotterebene von Furt-Brunnadern-Necker zu erwähnen (4.5.3). Moränenwälle bei und s St. Peterzell, welche sich s-wärts bis Bächli verfolgen lassen, umschliessen das durch Rundhöcker unruhig gestaltete und teilweise moränenbedeckte Zungenbecken zwischen St. Peterzell und Schwanzbrugg e Hemberg. Mit Ausnahme der Talaue von St. Peterzell fehlen hier Schotterfelder.

2.3.4. Formen in Seitentälern

Ueber die Passlücke P 715 n Tufertschwil stiess der Thurgletscher mit einem schmalen Lappen gegen das Rindal vor. Steil über dem heutigen Rindaler Talboden wurde dabei ein kleines Zungenbecken mit Wallmoränen gegen N angelegt. Der äusserste Teil des Zungenbeckens ist später samt den Stirnmoränen bei der Herausbildung der Rindaler Talung erodiert worden, weshalb ein Schotterfeld fehlt. Während des Rückzuges des Eises hinter die Passlücke wurde das Zungenbecken im Kern überschüttet und eingeebnet (2.2.3 und 4.4.1).

Markant und typisch sind die vor Passübergängen und hoch gelegenen Zungenbecken von Oberhelfenschwil (Thurgletscher von E), Hänsenberg (Thurgletscher von E) und Dicken (Neckergletscher von S). Moränenwälle fehlen, ebenso Schotterfelder. Diese konnten, da die Schmelzwässer meist über die Pässe in die nahen, tiefen Täler abflossen, nicht entstehen (7.3).

Schliesslich seien noch die durch undeutliche Moränenwälle gekennzeichneten Stände des Rötel- und Stöckgletschers n der Hochalp genannt, welche auf die hinterstauten Schuttmassen im Telltal ausgerichtet sind. Die Zungenbecken wurden durch Tiefenerosion des Tellbaches später zerschnitten (5.3 und Kartenbeilage 9).

2.4. Rundhöckerzeilen und randglaziale Entwässerungsrinnen

2.4.1. Zusammenhänge

Im Untersuchungsgebiet konnte festgestellt werden, dass die Rundhöcker sich oft dort häufen, wo auch randglaziale Entwässerungswege vorkommen. Rundhöcker weisen auf die schleifende Tätigkeit des sich bewegenden Eises hin. Sie entstehen dort, wo einerseits der Untergrund für die Herausbildung der Rundformen prädestiniert ist - im Neckergebiet vor allem Sandsteine - und wo ander-

seits der Gletscher entlang einer Randlage die Rundbuckel modellierte. Noch deutlicher zeigen randglaziale Entwässerungsrinnen länger andauernde Eisrandlagen an, denn nur dann ist genügend Zeit gegeben, dass die Schmelzwässer entlang des Gletscherrandes Abflussrinnen erodieren (Troll, 1936; Maag, 1967).

2.4.2. Wichtige Rundhöckerhäufungen

Die südlichste Rundhöckerserie im Neckertal befindet sich bei Mistelegg se Hemberg (Abb 26 in 10.3). Hier ist diese auf die Wirkung des Eises im Bereich der Konfluenz des Neckergletschers mit dem Thurgletscherlappen, welcher über Loch aus dem Raum Krummenau überfloss, zurückzuführen (7.3.2).

In der Umgebung von St. Peterzell und bei Bächli (Kartenbeilage 7) sind Rundhöcker zahlreich. Dafür gibt es mehrere Gründe: Einmal liegt die Talweitung in den Sandsteinserien der USM. Ferner sind mehrere Stände des Neckergletschers nahe beieinandergelegen (4.5.3). Zudem erfolgte hier die Konfluenz des Neckergletschers mit dem breiten vom Urnäschgletscher her über Schönengrund transfluierenden Gletscherarm von E her. - Ebenso weist der weite Transfluenzsattel von Schönengrund viele Rundhöcker und rundliche Formen auf. Er bildet die e Fortsetzung der Talweitung von St. Peterzell (4.3 und 7.2.1). Auf der Südseite des Wilket wurden die vorspringenden NF-Rippen zu Rundformen umgewandelt (Abb 4).

Im untersten Neckertal und im anschliessenden Thurtal passen sich die zahlreichen Rundhöcker in mehrere Eisrandlagen ein. In ähnlicher Weise ist auch die Gegend zwischen Degersheim und Flawil durch rundliche Formen charakterisiert, wo wiederum eine Anzahl Stände des Rheingletschers zudem anhand von Moränenwällen und Schmelzwasserrinnen feststellbar ist (4.4.3).

Abb 4: Rundhöckerlandschaft im mittleren Neckertal auf der S-Seite des Wilket in Höhen zwischen 850 und 950 m. Blick gegen W. Im Hintergrund Köbelisberg.

2.4.3. Häufungen von Schmelzwasserrinnen

Schmelzwassertäler sind in der flachliegenden Molasse wie im Rheingletschergebiet um Flawil oder im Thurgletscherbereich bei der Neckermündung verbreitet. Sanfter ansteigendes Gelände bot ebenfalls Platz für derartige Rinnen, nämlich im Raume Herisau - Degersheim - Rindal oder im Thurtal zwischen Krinau und Mosnang. E der Thur lassen sich im Neckermündungsgebiet Schmelzwasserwege verfolgen: Rossfallen s Ganterschwil und Tufertschwil - Unterrindal e Lütisburg. In der Gegend St. Peterzell - Schönengrund waren die wenig steilen Sandsteinkuppen Anlass für eisrandliche Entwässerung. Die Ausmasse sind hier geringer als im Rheingletscherbereich, wo die Rindaler Talung bei Flawil als gewaltiger Einschnitt in die Landschaft erscheint (Abb 5).

Abb 5: Rindaler Trockental w Flawil, Blick gegen NE. Markantes randglaziales Schmelzwassertal entlang des S-Randes des hochwürmzeitlichen Rheingletschers.

Das Trockental des Kubelboden n Dicken (Abb 6) wurde aufgrund der rekonstruierten Höhenlage als Transfluenzpass in der Risseiszeit angelegt (3.1). In der Würmeiszeit funktionierte es vorerst wieder als Transfluenz, um dann als Entwässerungsrinne seine tief eingeschnittene endgültige Ausgestaltung zu erhalten (2.5.3 und 4.3).

Abb 6: Transfluenzpass n Dicken von S her, über 200 m in die Molassehöhenzüge des Wilket im W (links) mit Kammhöhe über 1100 m und der Züblisnase mit knapp 1100 m im E eingesenkt.

2.5. Randglaziale Stauterrassen

2.5.1. Grundsätzliches

Ueber das Untersuchungsgebiet verstreut sind verschiedentlich der Molasse aufgesetzte Lockermaterialterrassen anzutreffen, deren Ausmasse stark variieren und deren Terrassenformen verschieden deutlich in Erscheinung treten; an eine bestimmte Höhenlage scheinen sie nicht gebunden zu sein.

Zahlreiche dieser Stauterrassen weisen Aufschlüsse auf, die über die Materialzusammensetzung Auskunft geben. Darnach lassen sich zwei Typen unterscheiden, nämlich Terrassen, die im wesentlichen aus Schottern aufgebaut sind, und solche, die vor allem

Moränen-Material beinhalten.

Die Schotter-Stauterrassen zeigen meist wirre Lagerungsverhältnisse. Die Sortierung ist wenig ausgeprägt, sandige Pakete kommen gelegentlich vor. Die Schotter enthalten als Matrix oft lehmig-siltiges Material. Die Geröllkomponenten stammen zur Hauptsache aus der Molasse. Eingebettet zeigen sich oft erratische Blöcke. Untersucht man die Zurundung der Nicht-Molasse-Gerölle, so überwiegt kantengerundet; darnach folgt kantig und erst an 3. Stelle gerundet (10.4 und Tabelle 11).

Dies weist darauf hin, dass die Schotter-Stauterrassen an die Stelle von Seitenmoränen treten und aus vom Gletscher ausgeschiedenem Material bestehen, das von Schmelzwässern über kleinere Strecken verfrachtet wurde.

Die zweite Gruppe, die vorwiegend Moränen-Material enthält, weist in ihrer Zusammensetzung entsprechend typische Züge auf: gekritzte Gerölle, lehmiges Feinmaterial, einzelne Blöcke, viel lokales Gehängematerial, keine Schichtung. Bezüglich Ausmasse und Höhenlage ist eine Zweiteilung gegeben. Auf der einen Seite sind es kleinere Terrassen in bedeutenden Höhen. Wie etwa Lichtenegger (1938) feststellte, kommt es erst unterhalb der Sgr zur Ausscheidung von Material aus dem Gletscher am Eisrand. Das bedeutet, dass diese Terrassen nur zum Teil aus vom Gletscher ausgeschiedenem Moränenmaterial bestehen, während zur Hauptsache Gehängeschutt und Solifluktionsmaterial niedergeglitten sind und am Eisrand aufgestaut wurden. Ihre Lage passt höhenmässig mit 850 - 1000 m ins Eisstromnetz des Würmmaximums (4.3). Damals dürfte sich die regionale Schneegrenze über vergletschertem Areal in diesem Raum in rund 1000 m ü M befunden haben (5.1).

Auf der andern Seite füllen die grossen Terrassen dieser Art ganze Seitentalabschnitte in tieferer Lage. Bei ihrem Aufbau waren die Ausgänge ins Haupttal durch den dort liegenden Eisstrom versperrt, während die Seitentäler bereits eisfrei waren. Früher

abgelagerte Moräne und Gehängeschutt wurden zusammengeschwemmt und hinter der Eisbarriere vermischt mit Schottern zur talfüllenden Terrasse aufgestaut.

2.5.2. Rheingletschergebiet

Im Dreieck Herisau - Flawil - Degersheim sind die randglazialen Stauterrassen ausserordentlich häufig. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, dass das Degersheimer Bergland eine grossräumige Einbuchtung gegen S aufweist, welche von den Eismassen von NE her erfüllt wurde. Die Ausweitung wurde für den Gletscher zum toten Winkel mit wenig Eisbewegung, was die Materialausscheidung förderte. Zudem steigt das Gelände nicht allzu steil an, so dass die Ablagerungen später nicht abrutschten und erhalten blieben.

Die höchsten Terrassen gehören vorwiegend zur Gruppe der kleineren, hochgelegenen Schutt-Staubildungen. Im Wissenbachtal nw Schwellbrunn sind es die Terrassen von Bild, Aeschwis, e unterhalb Vorder Sonder und Vorderau, alle in Höhen um 800 m und weit ins obere Wissenbachtal vorgeschoben. Besonders gut erhalten sind die Terrassen bei Untergampen 1 km se Degersheim in 840 m Höhe (6.3). Am Stäggelenberg s Schachen ist der Pass von Dietenberg auf der S-Seite ein Spezialfall, indem sich zwischen dem Gletscherlappen im Wissenbachtal im W und im oberen Glattal im E auf der Passhöhe Material zu einer kleinen, flachen Terrasse staute.

In etwas tieferer Lage von 750 - 800 m gibt es eine Serie von mittelgrossen Schotter-Stauterrassen. Sie ordnen sich einerseits ungefähr entlang der Bahnlinie zwischen Ramsen (2 km w Herisau) und Degersheim und andererseits auf der N-Seite des Wissenbachtales zwischen Degersheim und Egg. Es handelt sich um folgende Terrassen: Ramsen, Schachen Bhf, Walzenböhl, Büel, Hinterschwil, Ifang, Schöllen und Egghalden. Sie lassen sich zwar nicht in Systemterrassen einordnen, geben aber im Zusammenhang mit Moränenwällen und randglazialen Entwässerungsrinnen wichtige Hinweise

auf bestimmte Eisrandlagen und Gletscherstände (4.3 und Kartenbeilage 1).

2.5.3. Unteres Neckertal und Umgebung

Die Schotter im Becken von Nassen werden hier ausgeklammert; sie zeigen besondere Merkmale und werden im speziellen Abschnitt 2.6 behandelt.

Die Schotter von Ebenhof und Weid (ne Lütisburg)
1 km n der Neckermündung liegen etwa 100 m über der Talsohle die isolierten Hochflächen von Ebenhof und Weid in rund 675 m ü M. Die beiden Terrassen werden durch den Rundhöcker P 681.8 voneinander getrennt; auf der E-Seite verläuft die randglaziale Entwässerungsrinne von Tufertschwil - Unterrindal. Ein Aufschluss in der Terrasse Weid zeigte Dachziegelanordnung der flacheren Gerölle, wonach diese fluviale Schüttung von SE her erfolgte.

Aus den Aufschlusswänden der grossen Kiesgrube in der Terrasse Ebenhof ergibt sich, dass aufgrund der Deltaschichtung im s Teil (Andresen, 1964) aus SE aufgeschottert worden war, während der n Teil mehr Sande enthält, welche keine einheitliche Schüttungsrichtung erkennen lassen. Es handelt sich um eine aus der randglazialen Rinne erfolgte fluviale Ablagerung in einen Eisrandstausee mit Spiegelhöhe 670 m. Dabei stand der als Stau wirkende Thurgletscher im W und im N im untersten Rindal. Die Tufertschwiler Rinne muss damals noch mit wenig Gefälle von Steig (680 m) gegen Unterrindal verlaufen sein. Die Steilstufe 200 m n Steig entstand demzufolge in einer späteren Eintiefungsphase. Der Bestand der grössten Gerölle der Grube, welche Kopfgrösse erreichen, ergab folgendes: 1. Unter allen ausgezählten Blöcken fand sich nur ein einziger AG. 2. Trotz der Lage der Terrasse im Thurtal wurden etliche nicht aus der Molasse stammende Kristallingerölle festgestellt. 3. Der Geröllbestand setzt sich zur Hauptsache aus NF der Speerzone, subalpinen Kalk-Sandstei-

nen und helvetischen Kreidekalken zusammen.

Folgerungen: Am Aufbau dieser Terrassen waren vorwiegend Schmelzwässer des Thurgletschers beteiligt. Obwohl die Tufertschwiler Entwässerungsrinne im unteren Neckertal ihren Anfang nimmt, wurde sie nur nebenbei von Schmelzwässern aus diesem Tal benutzt, sonst müsste AG anzutreffen sein, was z B sogar jenseits der Thur in der Kiesgrube Ischlag w Lütisburg der Fall ist (8.1.3). Daher muss der Necker vorwiegend subglazial unter dem Thurgletscher entwässert haben, während in der Tufertschwiler Rinne eisrandliche Schmelzwässer des Thurgletschers abflossen. Die Kristallinblöcke stammen vom Rheingletscher und wurden durch fliessendes Wasser aus dem Raum Flawil durch das Rindaler Tal transportiert, welches in dieser Phase noch hoch (über 670 m) gelegen haben muss, bevor die erosive Absenkung bis auf 590 m bei Unterrindal einsetzte.

Die Mulde von Oberhelfenschwil

Hier sind mehrere Stauterrassenreste zu finden, deren mächtigster oberhalb Bogen gegen das Tal vorspringt. Er ist primär in der NF angelegt, sekundär aber mit Stauschutt überdeckt. Kleinere Reste liegen bei Gaden und Tobelacker. Sie alle markieren den hier von SW her eingedrungenen Thurgletscher und sein schrittweises Zurückweichen.

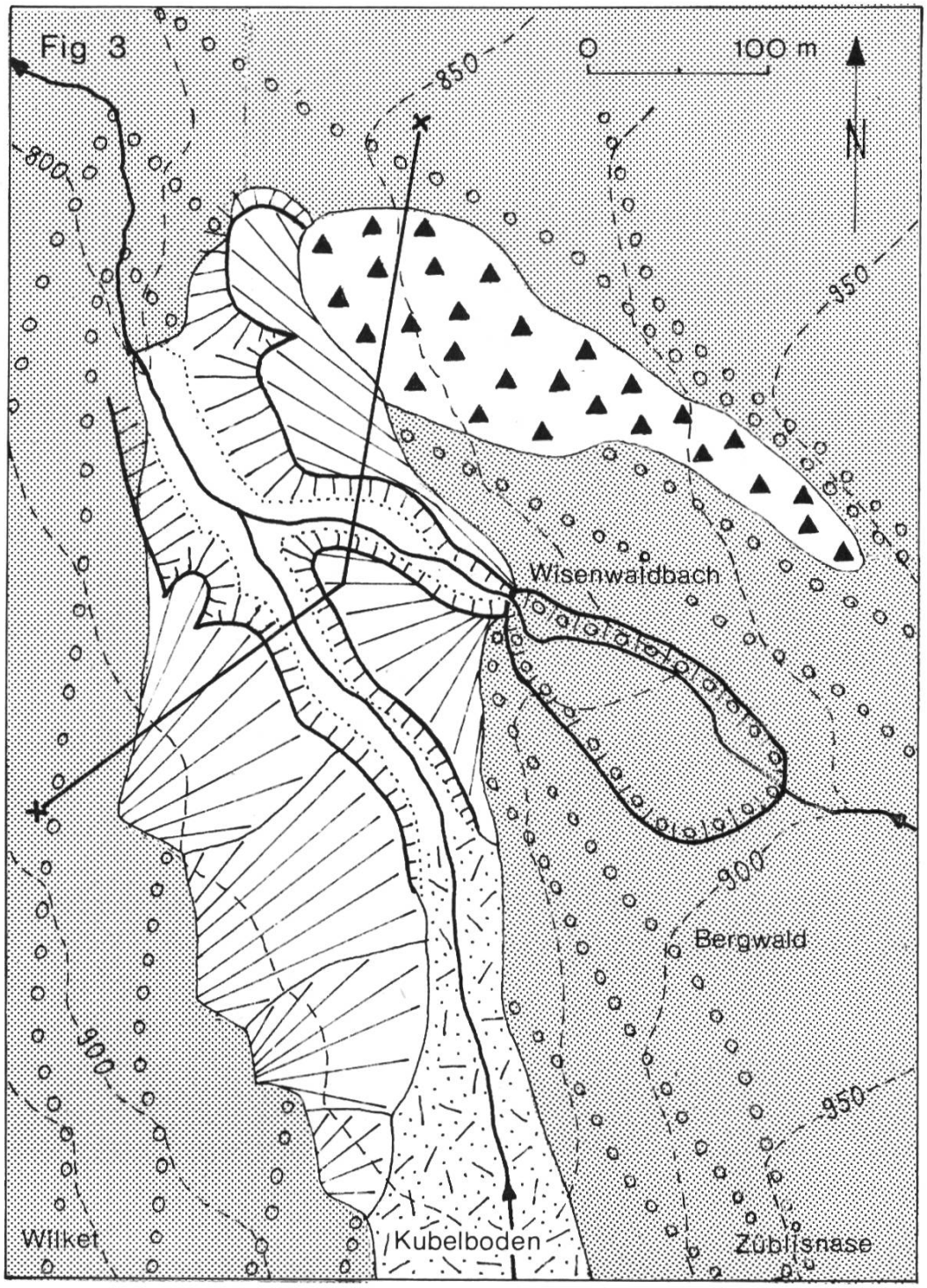
Terrassen im mittleren Aachtal

Bei Widenschopf wird in 800 - 810 m Höhe ein Stauschotter abgebaut. Er ist einer mit ca 15° NNE fallenden NF-Bank aufgesetzt und zeigt geringe, unregelmässige, meist steilstehende Schichtung. Das Material ist schlecht sortiert. Grosse Blöcke (Molasse und Kalkalpin) sowie gekritzte Gerölle deuten auf Eisrandlage während der Schüttung. - Nur 300 m sw Widenschopf ist bei P 808 in entsprechender Höhenlage ein weiteres Schotterpaket als Terrasse der Molasse aufgesetzt. - Der dritte Stauschotter liegt auf dem Sporn von Unter Banholz in 800 m Höhe. Dieser ist durch eine Bohrung belegt. Auch er passt sich in den Rahmen der beiden

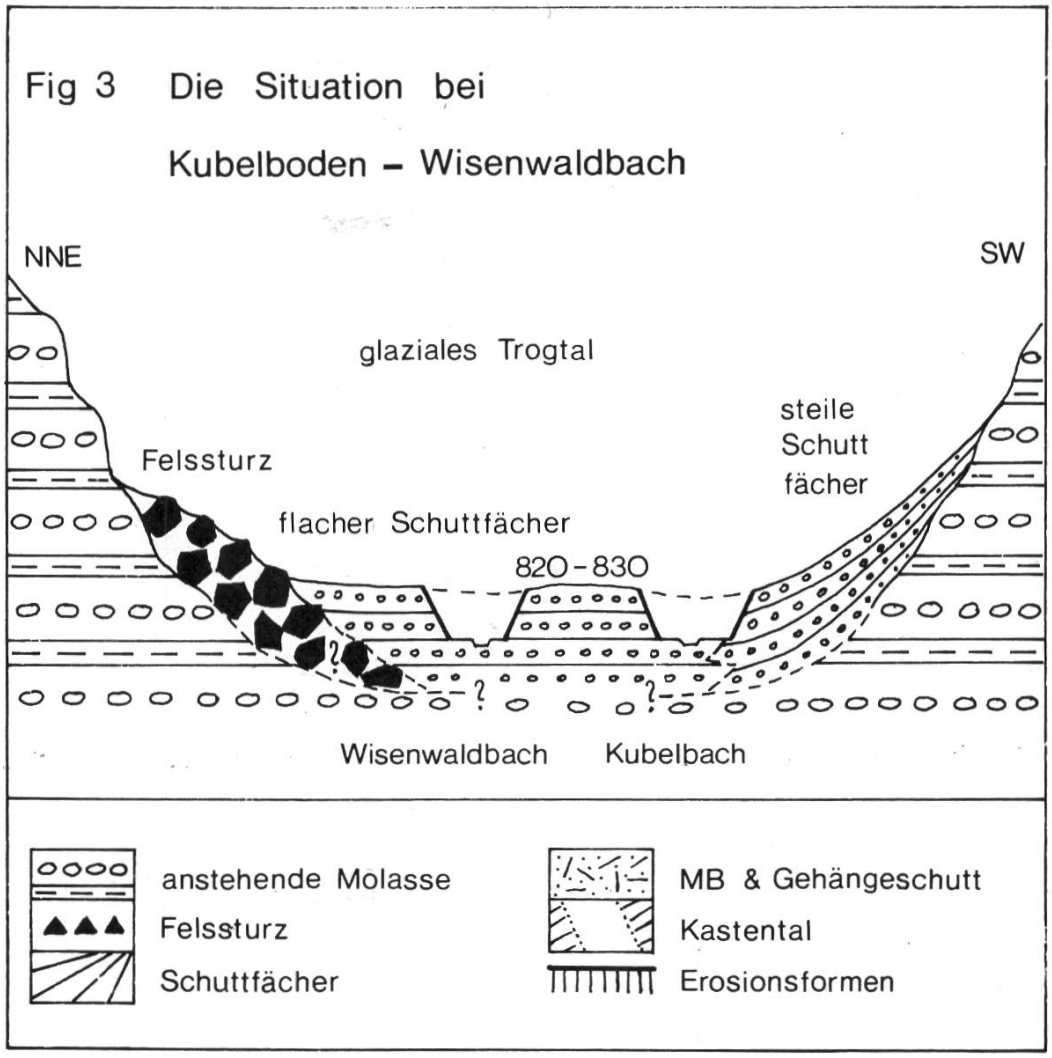
vorerwähnten randglazialen Terrassen ein (Saxer, 1968; Bohrergebnisse Dicht AG).

Die Situation bei Kubel (n Dicken)

Bei Kubelboden-Wisenwaldbach liegen auf engem Raum einige geomorphologische Besonderheiten vor, welche ich in folgender Weise erklären und zeitlich einordnen möchte (Fig 3 und 2.4.3):
1. Der Molassegrat Wilket - Züblisnase legt einen einstigen lükkenlosen Zusammenhang mit einer Einsattelung von wahrscheinlich knapp 1000 m ü M nahe. Diese Höhe konnte nur ein Eisstrom des vorletzten Glazials überschreiten (3.1), denn das Würm-Maximum erreichte aufgrund von Eisrandzeugen der Umgebung nur um 950 m Höhe (4.3.1). Das über den Pass von Kubel aus dem mittleren Nekkertal gegen N vorstossende Eis schuf somit in der grössten Eiszeit die Anlage und im Maximum der letzten die Ausgestaltung des trogförmigen Talquerschnittes (Abb 6). 2. Als sich nach dem Maximalstand des Würm das Eis hinter den Pass von Kubel zurückgezogen hatte, gingen e Wisenwaldbach von den entlasteten NF-Steilhängen Felsstürze nieder. 3. Während vom mittleren Aachtal her ein Gletscherlappen den Talausgang in ca 800 m Höhe gegen N absperrte, stand im S die Gletscherstirn im Kessel von Dicken auf der Passhöhe von Kubel und entsandte Schmelzwässer nordwärts gegen das Aachtal (Kartenbeilage 4). Bei Wisenwaldbach kam es dabei zur Ablagerung eines Stauschotters. 4. In dieser Phase wurde se Wisenwaldbach ein durch Spaltenfrost gelockertes NF-Paket durch den Bach, der durch Schmelzwässer vom Firn auf der Züblisnase verstärkt wurde, herauserodiert und bei Wisenwaldbach an den Felssturz im E geschüttet. Gleichzeitig begannen sich von W her steile Schuttfächer am Fusse der Berghänge zu entwickeln. 5. Nach dem Eisfreiwerden des Talausganges im N setzte Tiefenerosion ein. Die damals noch wasserreichen Bäche (Firnschneeschmelze, Auftauen des Bodens im Sommer) vermochten auffallend breite Kastentäler einzutiefen.



Zeichenerklärung im nachstehenden Profil



2.5.4. Mittleres und hinteres Neckertal

Der Kessel von Dicken

Der von S eingedrungene Neckergletscher hat längere Zeit in einer Höhenlage um 850 - 865 m verharrt. Dabei lag die Zunge im N an der Passhöhe von Kubel, im E bei Möseren am Ausgang des Hönenschwiler Tales. Beim Passübergang Kubel verhinderte das gegen N abfliessende Schmelzwasser eine Stauschotterbildung (2.5.3.).

Im 600 m östlicher verlaufenden Hönenschwiler Tal hingegen staute die am Taleingang stirnende Eisfront den gegen S zum Gletscher entwässernden Bach, so dass eine mächtige Schutterrasse aufgebaut wurde. Eine höhere Fläche steigt von rund 865 m langsam talaufwärts an, eine tiefere in 855 m schliesst am Taleingang an. Bei Möseren entwickelte sich ein wenig ausgeprägter, kurzer Moränenwall. Nach dem Eisrückzug schuf sich der Bach ein enges Tobel, um sein Gefälle zum Trämelbach im Haupttal auszugleichen.

Die Talung von Schönengrund

Das zum Necker absteigende Tüfenbachtal weist bei Schönengrund einen ziemlich flachen Talboden auf, welcher sich in Form zweier Terrassen bis Schönenbüel hinzieht. Hier endet er abrupt bei einem gegen die Talmitte vorspringenden, niedrigen Moränenwall. Auf der S-Seite endet die Terrasse am vorgeschobenen Molassehügel Lehmberg. Aufschlüsse finden sich entlang des Tüfenbaches und seiner Zuflüsse. Meistens handelt es sich um Anrisse von Rutschungen, welche stets GM-Material, gekritzte Gerölle und eingestreute erratische Blöcke zeigen. Die Moränenbeckung wird durch Versumpfungen auf den Terrassen ebenfalls angedeutet. Bei Sägen vermochte sich ein kleines, leider meliorietes Torfmoor zu bilden. Einzelne Abschnitte der Terrassen wurden durch flache Schuttfächer vor allem von S her übergossen. Ein Schotter-Vorkommen 200 m w der Kirche Schönengrund wurde bis 1973 ausgebeutet. Dieses ist nur 1 bis 2 m mächtig und überlagert GM-Massen. Die Schüttung erfolgte von der Hochhamm-Kette herunter. Die Aufschotterung im Tal von Schönengrund erfolgte, als der Neckergletscher bei Schönenbüel den Moränenwall ablagerte und dabei das Tal abdämmte. Nach dem Eisrückzug haben die Bäche die Ablagerungen in tiefen Erosionsrinnen zerschnitten und in einzelne Terrassenstücke zerlegt (Kartenbeilage 7).

Kleine Stauterrassenreste liegen sehr hoch in rund 1000 m Meereshöhe, so 1,5 km n Schönengrund bei der Hinteren Risi, 2 km ne bei Stein zusammen mit einem Rundhöcker und 1,5 km e unterhalb Hamm bei P 1016. Hier ist der Terrassenrest durch den Ausbau der

Strasse nach Urnäsch sowie durch zwei Aushübe für Weekendhäuschen angeschnitten worden und zeigt typisches Moränenmaterial mit erratischen Blöcken lokaler und kalkalpiner Herkunft. Damit ist belegt, dass der Urnäschgletscher von Waldstatt her mit einem Seitenarm hier durchfloss und bis auf 1000 m Meereshöhe angestiegen war. Die Eisrandlage wird weiter durch eine Rundhökkerzeile, welche sich in dieser Höhe am N-Hang des Hochhamm entlang hinzieht, sichergestellt (2.4.2).

Formen in der Umgebung der Hochalp

Ein Parallelfall zum Tal von Schönengrund lässt sich im Telltal erkennen, welches e Hemberg ins Neckertal mündet (Kartenbeilage 7 und Abb 25 in 10.3). Die Formen sind hier noch eindrücklicher, die Schuttmassen, welche bereits von Gutzwiller (1873) erwähnt werden, noch mächtiger als bei Schönengrund. Hinter dem Moränenwall von Harzenmoos, der durch den Neckergletscher aufgebaut wurde, stauten sich bis 70 m mächtige Moränen- und Geschiebemassen. Diese sind aufgrund des Erratikums zum grossen Teil über die Transfluenzpässe bei Schönau vom Urnäschgletscher im Würm-Maximum ins Telltal verfrachtet worden. Dazu lieferten die beiden von der Hochalp absteigenden Lokalgletscher im Stöck- und Rötelbachtal kräftigen Material-Zuschuss (5.3). Auch hier setzte nach dem Eisrückzug vom Stand von Harzenmoos Tiefenerosion ein, wodurch der hochgelegene Talboden zerschnitten wurde.

Im Chräloch am unteren Rötelbach, welcher von der Hochalp herunter dem Tellbach zufliesst, weisen mehrere kleine Terrassenreste, welche von 1000 m talaufwärts bis 1050 m ansteigen, den würmzeitlichen Lokalgletscher aus (5.3).

Im hintersten Neckertal (Abb 26 in 10.3) ist der einstige glazial herausmodellierte Trogtalboden über längere Strecken mit Moränenmaterial bedeckt. Die subglaziale und spätere fluviale Eintiefung des Neckers in diesen Talboden hat zur Folge, dass beidseits des Tobels Terrassen den Flusslauf säumen. Die bedeutendsten dieser Talbodenreste sind die Terrasse von Mistelegg

bis Hinternecker, bei Groppennecker und bei Ruezennecker.

Schliesslich seien noch die auf der W-Seite des Urnäschgletschers auftretenden randglazialen Stauterrassen von Schönau, Ober Egg und Burketwald erwähnt, die sich ausserhalb an den markanten Moränenwall von Egg 2 km sw Urnäsch anschliessen (Ludwig, 1930; Hantke, 1961, 1970; Saxer, 1967).

2.6. Schotterterrassen im Becken von Nassen

2.6.1. Lage und Bedeutung

N des Neckerdurchbruches bei Brunnadern durch die südliche aufgerichtete Molasse weitet sich das Neckertal beckenartig aus. Hier liegen in Höhen um 700 m grössere, tief zerschnittene Verflachungen. Die bedeutendste Terrasse ist das Nassenfeld im Bekkenzentrum. In seiner Arbeit über den "Sentisgletscher" erwähnt Gutzwiller (1873) die Moränen- und Schottervorkommen im Raume Nassen, ohne sie einer bestimmten Eiszeit zuzuordnen. Ludwig (1930) und Saxer (1963) stellen die Moränenablagerungen in die Risseiszeit, betrachten aber die Schotterkörper als würmzeitlich. Im Gegensatz dazu nimmt Hantke (1961) auch für die Moränen Würm an.

Nach neueren Ansichten waren die Verhältnisse im Becken von Nassen während dem Hochstand der letzten Eiszeit besonders komplex, da hier verschiedene Gletscher miteinander Einfluss nahmen (Fig 4). In einer ersten Phase erfüllte der Thurgletscher das Haupttal, während sich der Rheingletscher vom Bodensee her über St. Gallen und Bischofszell gegen Wil vorschob; der kleinere Nekkergletscher lag noch im oberen Neckertal. In einer zweiten Phase überstiegen Seitenarme von Rhein- und Thurgletscher die Transfluenzpässe ins Neckertal und brachten dem Neckergletscher Zuschuss für den weiteren Vorstoss. Von Ganterschwil her drängte ein Seitenlappen des Thurgletschers neckeraufwärts. Durch alle

Fig 4 Einfluss der Würmgletscher im Becken von Nassen

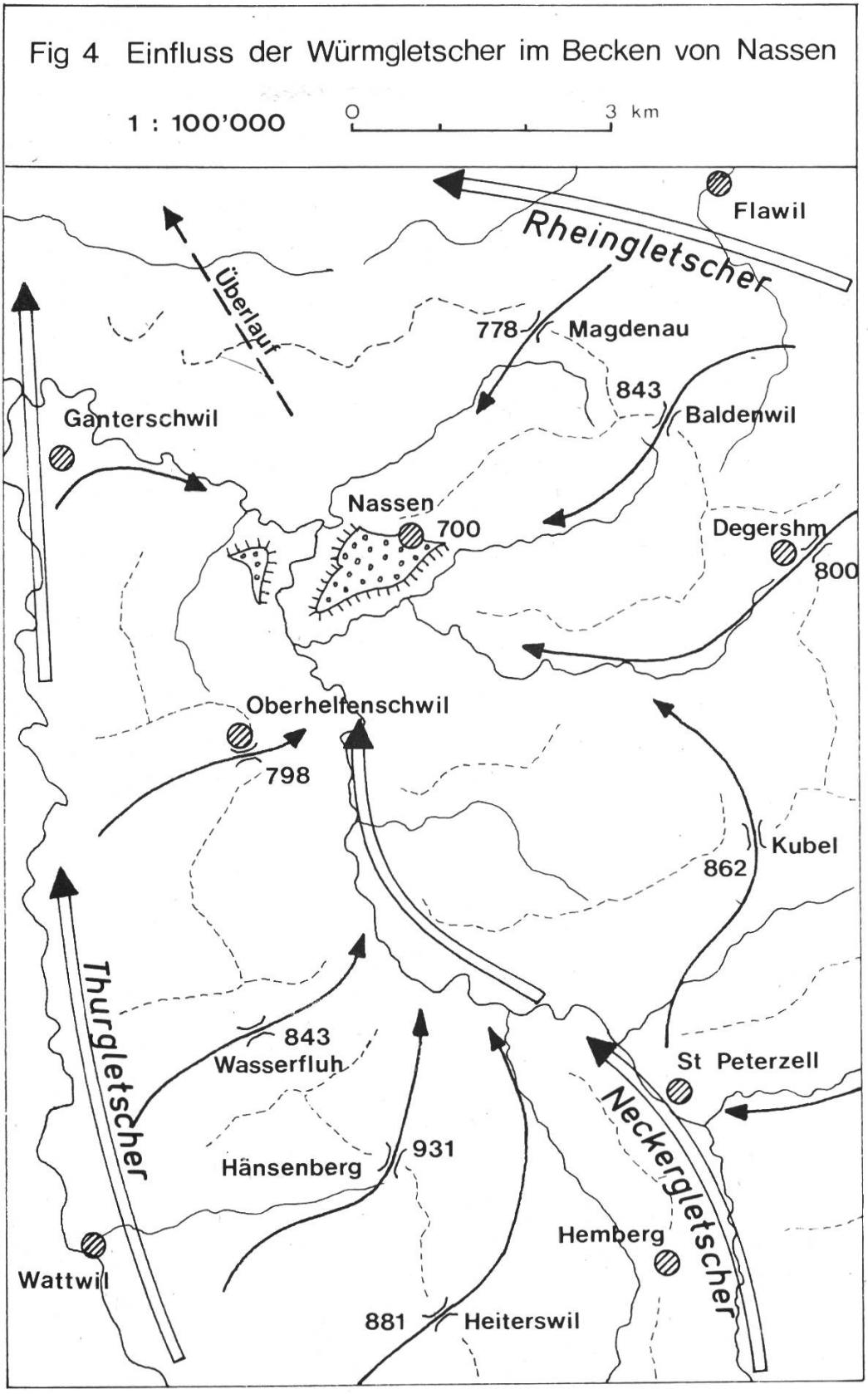


Fig 5 Aufschlüsse in der Terrasse von Bleiken

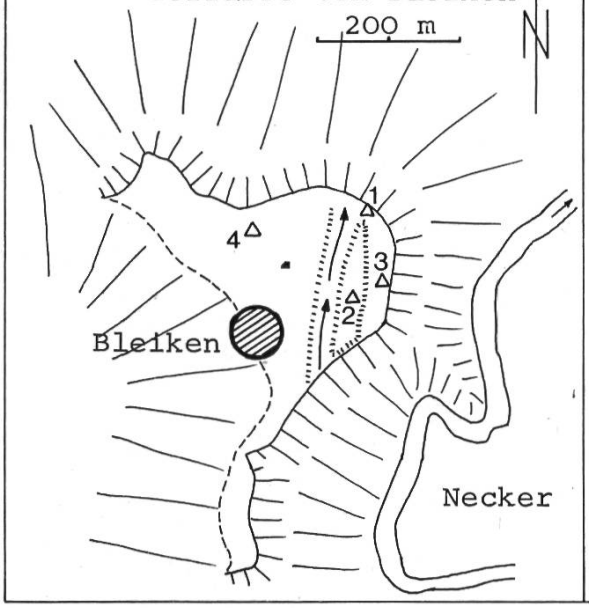
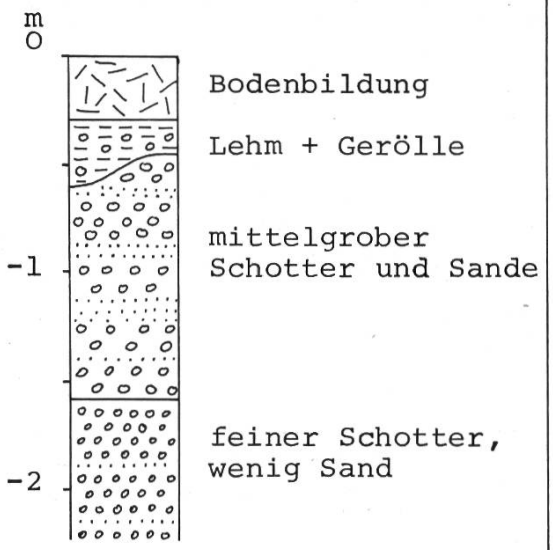


Fig 6 Profil der Grabung 4



diese Eisströme, die zentripetal gegen das Becken von Nassen strebten, wurde dieses mit Eis erfüllt und versank schliesslich unter dem Eisstromnetz im Maximum des letzten Glazials (4.2, 4.3, 4.8).

2.6.2. Die Terrasse von Bleiken

100 m über dem grossen Neckerknie von Anzenwil liegt auf einem Sporn der OSM auf der linken Talseite die Bleikener Terrasse. Ihre Höhenlage in knapp 700 m ü M macht vorerst einen Zusammenhang mit der Deltaschotterterrasse von Nassen wahrscheinlich (Kartenbeilage 2). Natürliche Anrisse sowie Kies- oder Baugruben fehlen. Nach Ludwig (1930) handelt es sich um eine Schotterterrasse. Darauf deuten auch Fuchsbauten sowie der Kranz von Quellen und Versumpfungen unterhalb des Terrassenhanges. Eine jetzt eingeebnete Kiesausbeutung auf der NW-Seite wird von den Bauern erwähnt. Um diese Terrasse in die Neckertalgeschichte einordnen zu können, war die Kenntnis der Zusammensetzung und Herkunft des Materials erforderlich. So entschloss ich mich im Sommer 1972, einige Grabungen anzusetzen.

Grabung 1 (Fig 5): Tiefe 1,5 m, dann aufgegeben, da nur Humus und Lehm mit einigen Geröllen angetroffen wurden.

Grabung 2 (Abb 7): Tiefe 1,8 m. Knapp unter der Grasnarbe mit wenigen cm Bodenbildung lagerten bis ½ m^3 grosse, kantengerundete Blöcke: lokale und Appenzeller Sandsteine, subalpine Kalk-NF, mehrere Kieselkalke, 1 Schrattenkalk und andere Alpenkalke. Zwischen der Blockpackung fand sich Geröll, eckig oder gerundet, teils poliert und gekritzt. Es konnten keine Einregelung der Blöcke, keine Schichtung und keine AG-Gerölle festgestellt werden.
Folgerung: niedriger Moränenwall, wegen der S-N-Richtung Seitenmoräne des Neckergletschers.

Grabung 3: Tiefe 1,6 m. Innerhalb der Schotter mit kantengerundeten, aber auch eckigen Geröllen zeigten sich Sandschichten. Ferner waren einige Blöcke ähnlicher Zusammensetzung wie in Grabung 2 eingebettet. Die Einregelung ergab Schüttung gegen 60°E, die Schrägschichtung war gegen 85°E gerichtet (10.4).
Folgerung: Die Aufschotterung erfolgte von W aus dem Thurtal. Später überdeckte der Neckergletscher den Abhang mit Blöcken und lagerte den aufgesetzten Moränenwall ab.

Grabung 4 (Fig 6): Tiefe 2 m. Das Material war gut gerundet mit wenigen eckigen bis kantengerundeten Geröllen. Grosse Blöcke fehlten. Gerölldurchmesser kleiner als 20 cm, wenige 10 - 20 cm, viele unter 10 cm. AG-Gerölle fanden sich nicht, dafür trat Kalk-NF vom Speergebiet auf. Schichtung ± horizontal. Die Einregelung ergab in 1,8 und 1,2 m Tiefe Schüttung gegen 60°E (10.4).
Folgerung: Diesem Schotter fehlen gletschernahe Bildungen. Die Einregelung und Materialzusammensetzung lassen wiederum Schüttung von W vom Thurgletscher her erkennen.

Auswertung der Befunde: Die Terrasse von Bleiken wurde im wesentlichen aus wsw Richtung aus dem Thurtal geschüttet. Auf diese Schotter aufgesetzt, verläuft ein Moränenwall S-N. Der dazugehö-

Abb 7: Terrasse von Bleiken. Grabung in dem der Terrasse aufliegenden Moränenwall mit Erratikern.

rige Gletscher muss im E, also im Neckertal gelegen haben, denn entlang der W-Seite des Walles führt eine untiefe Schmelzwasserrinne nach N. Das Fehlen von AG-Geröllen sowie die Schüttungsrichtung schliessen einen Zusammenhang mit dem Nassenfeld aus. Dafür kommen Molassegerölle vor, welche auf das Thurtal deuten.

2.6.3. Das Nassenfeld (Abb 8)

Die besondere Lage liess erhoffen, dass aus Aufbau und Materialzusammensetzung einiges auf die Verhältnisse im letzten Glazial und im Postglazial im unteren Neckertal geschlossen werden könne. Ueber den liegenden NF-Bänken der OSM folgen bis 40 m mächtige Schotter. Drei grosse Kiesgruben mit analoger Abfolge gewähren Einblick in das Nassenfeld. Im tiefern Teil liegen wechsella-

Abb 8: Schotterterrasse von Nassen gegen S. Von links das Aachtal, aus welchem die Schüttung erfolgte. Rechts das Neckertal, welches die Terrasse in einem w Bogen umgeht.

gernd Schotter und Sande in typischer Deltaschrägschichtung. Darüber folgt eine maximal 10 m mächtige Ueberguss-Schüttung ebenfalls aus Schottern und Sanden, aber zur Hauptsache in ± horizontaler Lagerung. Messungsergebnisse finden sich unter 10.4.

Die Deltaschüttung (Abb 9)

Das Delta bezeugt einen See im mittleren Neckertal mit Spiegelhöhe auf knapp 690 m Meereshöhe. Leider ist jenes nirgends bis zum Liegenden aufgeschlossen. Es wurden bis jetzt auch keine Bohrungen abgeteuft. Der Besitzer der n Grube beschrieb mir den alten, eingeebneten Aufschluss so, dass dort die Ausbeutung eingestellt werden musste, als man auf eine NF-Bank stiess. Schotter und Sande lagerten direkt auf dieser, keine Andeutungen von Seesedimenten oder Grundmoräne. Daher dürfte das mächtige Delta sehr rasch bei einem grossen Schotteranfall akkumuliert worden sein, so dass keine Zeit vorhanden war für die Absetzung von Seebodenablagerungen. - Messungen ergaben Schüttungsrichtungen gegen 260 bis 340°W. Daraus folgt, dass dieses gewaltige Delta

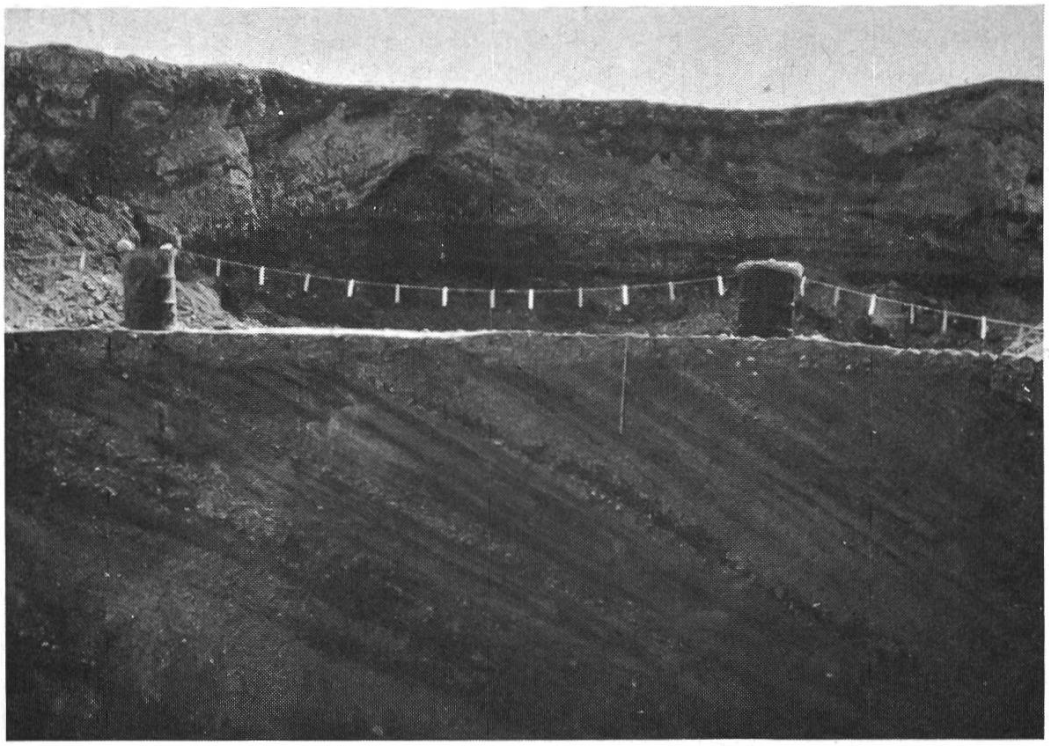


Abb 9: Nassenfeld mittlere Kiesgrube, Aufnahme gegen SSW.
oben: wirre eisrandnahe Ueberschotterung
Mitte: horizontale Uebergussschüttung (durch Plattform längsgeschnitten)
unten: ± regelmässige Schichtung im Delta gegen WNW einfallend

nicht vom Necker von S her, sondern aus dem kleineren Aachtal aus e Richtung geschüttet worden ist. Dieses vorerst unverständliche Ergebnis konnte durch Untersuchungen am Materialbestand bestätigt werden, indem viele AG-Gerölle in den Deltaschottern auftraten, welche 1. wegen ihrer Häufigkeit aus den AG-Schichtflächen des Aachtales hergeleitet werden müssen und 2. wegen des Fehlens des typischen AG im mittleren Neckertal (Büchi und Welti, 1950) nicht von dort stammen können. Für einen kurzen Transportweg aus dem Aachtal sprechen auch bunte NF-Stücke der OSM und die grosse Zahl von Geröllen mit gut erhaltenen Lösungseindrücken.

Die Uebergussschüttung (Abb 9)

Die am heutigen W-Ende bis 10 m mächtige Ueberlagerung kann mindestens nicht als gesamter Komplex als zum Delta gehörender Ueberguss aufgefasst werden, denn dazu ist dieser zu mächtig, es sei denn, das Delta hätte einst doppelt so weit nach W gereicht. Das Nassenfeld hat sich aber aus folgenden Gründen nie wesentlich weiter nach W ausgedehnt:

1. Die topographische Karte zeigt auch heute noch die typische Form eines Deltas. Der Necker umfliesst dieses, der morphologischen Grossform angepasst, in einem weiten w Bogen (Abb 8).
2. In der n Kiesgrube zeigen die Schüttungen gegen NW und N, d h sie sind der äusseren Bogenform des Deltas angepasst.
3. Die dem Nassenfeld im W gegenüberliegende Schotterterrasse von Bleiken hat nichts mit dem Nassenfeld zu tun (2.6.2).

Aus all dem drängt sich eine Zweiphasigkeit in der Schüttung des Nassenfeldes auf - was auch Hantke (1961) annimmt -, wobei der höhere Teil des Uebergusses einer jüngeren Phase angehören muss. Eine klare Abtrennung ist allerdings nicht möglich, da weder eine markante Diskordanzfläche noch irgend eine Zwischenbildung, z B ein Boden oder GM, vorhanden sind. Der höhere Schotter dürfte aus überarbeitetem Uebergussmaterial des Deltas sowie aus später zugeführtem Material bestehen. Dabei war der Gletscher direkt mit im Spiele, denn in und auf dem Ueberguss kommen gelegentlich erratische Blöcke vor. Auch einzelne kleinere kantige Steine sowie solche mit Kritzern sind vorhanden, und zudem zeigen sich häufig verlehmte Partien. Dies alles fehlt in den Deltaschichten, wodurch die Annahme eines Sedimentationsunterbruches bekräftigt wird.

Rand- und periglaziale Erscheinungen im Ueberguss

Feldbeobachtungen zusammen mit den Herren Prof Furrer, Kaiser und Dr Bachmann (1972) führten zu folgenden Deutungen der vorhandenen Formen:

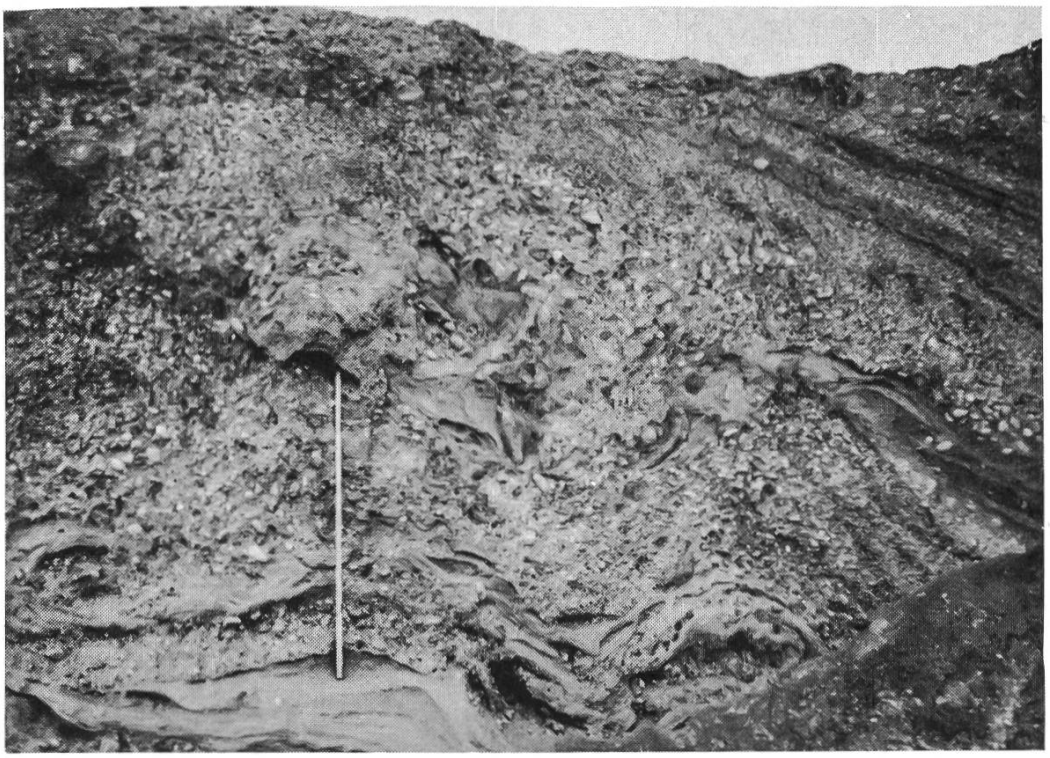


Abb 10: Nassenfeld mittlere Kiesgrube. Verwürgungen in der oberen eisrandnahen Ueberschotterung. Massstab 1 m.

Abb 11: Nassenfeld mittlere Kiesgrube. Eiskeilfüllung in der eisrandnahen Ueberschotterung des Deltas. Massstab 1 m.

Abb 12: Nassenfeld mittlere Kiesgrube. Details am Rande des Eiskeils: Gegen den Keil ansteigende und stufenartig abbrechende Sandschichten; im Kern Schotterfüllung von oben.

---

1. Auf Störungen im Sedimentationsablauf durch Eisbewegungen eines nahe liegenden Gletschers weisen die wirren Rinnenablagerungen mit teilweise so steil stehenden Schichtungen, dass sie ohne die Nähe und Einwirkungen des Eisrandes kaum erklärt werden können (Abb 9).
2. Periglaziale Erscheinungen sind kryoturbationartige Strukturen und Verwürgungen in den höheren Partien der Schotter und Sande (Abb 10).
3. Eiskeilähnliche Gebilde, die zwar eines Eiskeilnetzes entbeh-

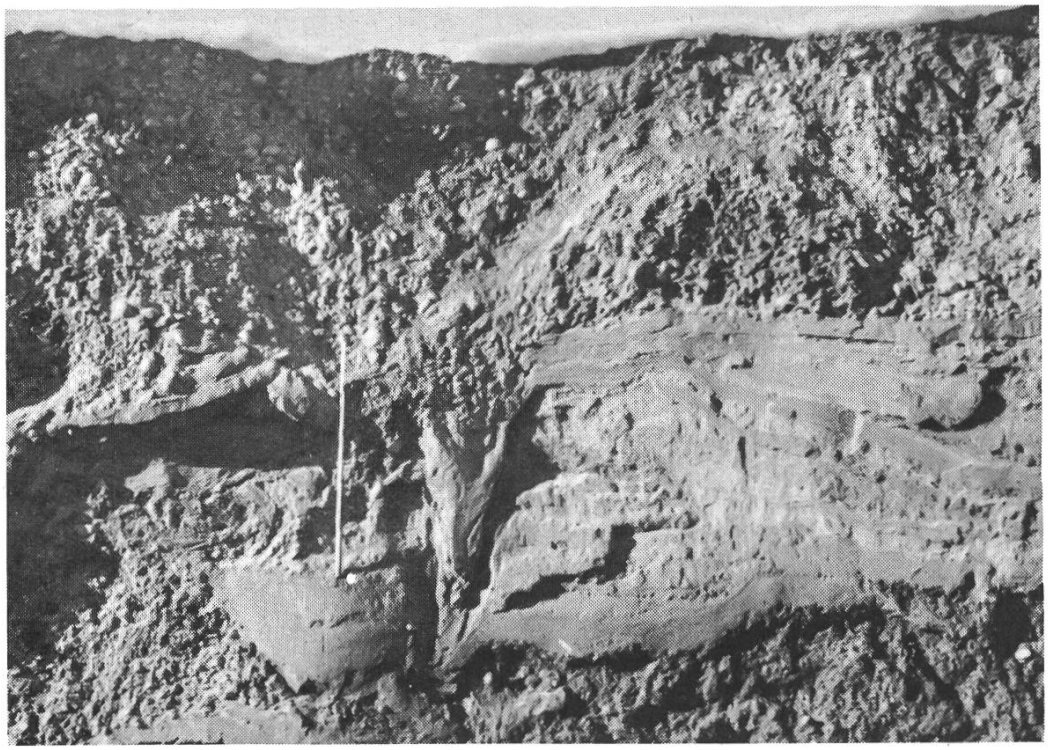


Abb 11

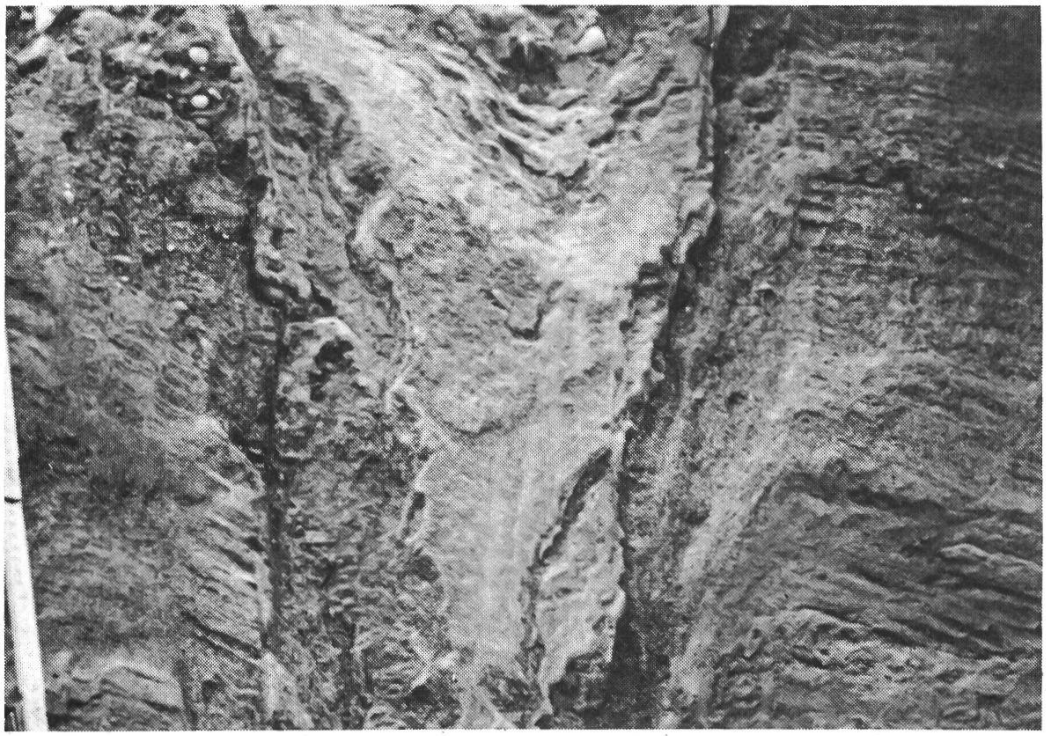
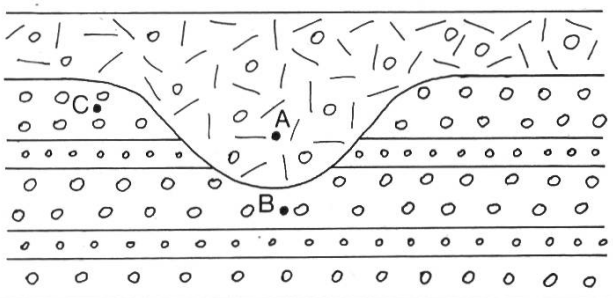


Abb 12

ren, zeigen Dauerfrostbodenmerkmale an. Während des Abbaues der Schotterwand zeigte sich, dass ein solcher Eiskeil auf eine längliche Eislinse zurückgeführt werden muss, welche schliesslich ausläuft. Beim Abtauen erfolgte die Spaltenfüllung von der Seite und von oben. Charakteristisch sind die Aufwölbungen und das stufenartige Nachsacken der randlichen Sandpartien sowie die grosse Zahl steilstehender Gerölle im Eiskeil (10.4 und Abb 11 und 12).

4. In der mittleren und n Kiesgrube sind becherartige Vertiefungen in die Oberfläche der obersten Schotterpartien eingesenkt. Sie erreichen Tiefen von 1 bis maximal 2 m. Ich möchte Sie im folgenden "Taschen" nennen (Fig 7). Sie sind mit demselben

Fig 7



Material gefüllt, welches auch den überdeckenden Boden bildet, wobei Gerölle stark vertreten sind. Häufig sind diese frostgespalten. Es fehlt jegliche Schichtung. Bei einem Fall liess sich eine Feinkiesbank verfolgen, welche durch die Tasche unterbrochen war. Einregelungen ergaben folgendes:

Fig 7	Maximum	Richtung	steilstehende Steine
A	schwach	unklar	18 bis 30
B	deutlich	NW	3 bis 10
C	deutlich	W	3 bis 4

Ausserdem erwiesen sich die Taschen als ± runde Gebilde. Als man nämlich die Humusdecke vor dem Kiesabbau abschürfte, wurden auch die Taschen entleert, wobei becherartige Hohlformen zurückblieben.

Deutung: Es scheint sich um kleinere Toteislöcher (Sölle) zu handeln, indem um die Eisschollen herum in einer letzten Phase noch weiter aufgeschüttet wurde. Später während und nach dem Abtauen des Eises wurden die Taschen mit Steinen der Umgebung und mit Feinmaterial gefüllt und so die Oberfläche des Nassenfeldes ausgeglichen.

2.6.4. Nassenfeld: Zusammenfassung und Entstehungszeit

1. Diese gewaltigste Schotterterrasse des Neckertales wurde zur Hauptsache als Delta in einen See im unteren Neckertal geschüttet.
2. Die Deltaschüttung erfolgte nicht aus dem Haupttal des Nekkers, sondern von E aus dem Aachtal.
3. Das Delta hat nie wesentlich weiter nach W, etwa über den Necker hinaus bis zur Terrasse von Bleiken, gereicht.
4. Der bis 10 m mächtige, das Delta überlagernde Schotter gehört wahrscheinlich nur zum Teil als Ueberguss zum Delta selbst. Die höhern Schotter dürften erst nach einem Sedimentationsunterbruch abgelagert worden sein.
5. Die obersten Partien des Uebergusses zeigen randglaziale und periglaziale Erscheinungen. Fossile Strukturböden konnten jedoch keine festgestellt werden.

Daraus ergeben sich folgende Fragen zu Art und Zeit der Entstehung:

1. Welchen Charakter hatte der See im Neckertal, und wann existierte er?
2. Woher stammen die mächtigen Schottermassen, die einst bis weit ins Aachtal hinaufgereicht haben müssen?
3. Woher nahm die kleine Aach die Kraft, solche gewaltige Geschiebemengen zu transportieren?
4. Wo standen die Würmgletscher während den Schüttungsphasen, und welchen Einfluss hatten sie auf diese?

Die hier aufgeworfenen Fragen werden unter 4.8 diskutiert.

2.7. Karmulden

2.7.1. Kar-Entwicklung

Beispiel Hochalpkar "Rossmoos" (Fig 8 und Abb 13).

Situation

An der NW-Abdachung der Hochalp gelegen, nimmt das Rossmoos die e Hälfte dieser Bergflanke ein. Weitere Karmulden liegen gegen N und E. Der Untergrund ist Molasse der Kronbergschüttung (OSM), vor allem NF (Habicht, 1945). Der über 1 km lange Hochalpgrat verläuft mit Höhen zwischen 1500 und 1530 m im Streichen der Schichten von WSW - ENE. Die Schichten fallen mit ca 60° gegen SSE ein. Der Boden des Rossmooskars liegt auf rund 1310 m, maximale Breite 600 m, Länge 800 m.

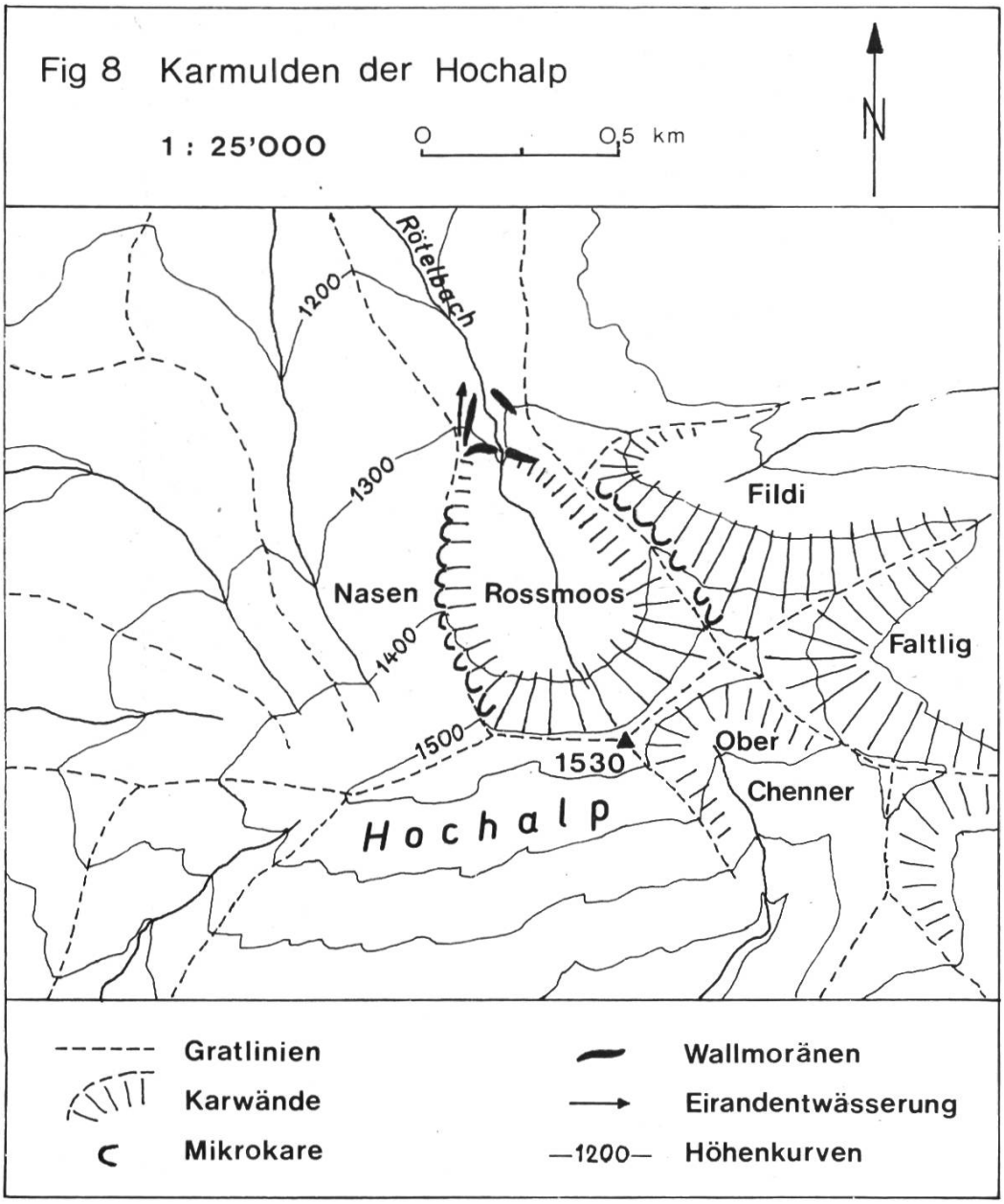
Besonderheiten des Rossmoos-Kars

Das Kar liegt nicht in der Tektonik der Molasse begründet, da die Schichten ohne Bruchtektonik das Kar senkrecht queren, so dass die Schichtköpfe auf beiden Karseiten je gleich hoch liegen. Der w anschliessende Abhang blieb gleichförmig erhalten und ist die Fortsetzung des einst auch über das Kar ziehenden Hanges.

Das Rossmoos ist derart regelmässig und grosszügig angelegt, dass es seinesgleichen weit herum nicht mehr gibt. Beachtlich ist zudem die tiefe Lage (1300 m) und das Auftreten in der Molasse, die sonst wenig markante Kare aufzuweisen hat.

Zur Entstehung

Die Topographie der Hochalp zeigt im W drei am N-Hang entspringende Bäche, die gegen W, NW und N abfliessen, d h also auseinanderstreben. Im E-Abschnitt dagegen hat ein einziger Bach (oberer Rötelbach) über dem Kerngebiet des heutigen Kars mehrere kleinere Quellbäche vom N-Abhang zu einem grössern Gewässer



vereinigt, denn ausserhalb des Kars fehlen Anzeichen einstiger Einzelbäche. Damit entwickelte dieser Bach eine grössere Erosionskraft als die w drei, so dass ein Tobel entstand (Fig 8). Hier vermochte sich während den Eiszeiten eine grössere Firnschneemasse anzusammeln und ein erstes kleines Kargletscherchen

Abb 13: Hochalp von N mit dem eiszeitlichen Kar Rossmoos

zu bilden, welches das Tobel in eine Karmulde umzuprägen begann. In jeder Eiszeit schritt dann die glaziale Ueberformung und Ausräumung weiter.

Der rezente Formungsprozess

Noch heute lässt sich im kleinen eine Weiterentwicklung der Karform in jedem Frühjahr beobachten. Während die w seitliche Karwand durch die Felswände der NF-Bänke in viele kleine Mulden - ich möchte sie im folgenden als "Mikrokare"[1] bezeichnen - unterteilt ist, weist die E-Seite trotz der gleichen geologischen Verhältnisse einen ruhigen, muldenlosen Hang auf, in welchem nirgends NF-Bänke sichtbar werden. Daran sind die schneebringen-

[1] Barsch (1968) weist geomorphologische Formen nach ihrer Grösse in Metern verschiedenen Klassen zu; für solche mit Ausmassen von 10 bis 100 m benutzt er die Bezeichnung Mikroform. Der Begriff "Mikrokar" lässt sich in Anlehnung an diese Nomenklatur ableiten.

den w Winde schuld, welche eine starke Anhäufung von Triebschnee an der W-Wand im Lee hervorrufen, auf der E-Seite im Luv jedoch den Schnee ausblasen. Daher liegt auf der W-Seite halb verfirnter Schnee bis weit in den Sommer hinein, welcher durch Rutschungen und Kriechbewegungen der Schneemassen, durch Schmelzwasser, durch den Wechsel von Auftauen und Wiedergefrieren erosiv wirkt. Die den Steilhang querenden NF-Bänke werden dabei ihrer grösseren Resistenz wegen als Schichtköpfe, die dazwischen liegenden Mergelserien als kleine Karmulden herauspräpariert. So erscheint heute der W-Hang etwa bei "Nasen" als eine Folge von aneinander gereihten "Mikrokaren".

2.7.2. Karmulden im Untersuchungsgebiet (Tab 2)

Höhenzüge, welche über 1000 m aufragen, weisen häufiger als man annimmt hochgelegene Mulden auf, deren Anlage auf Bachtobel zurückzuführen ist, deren Muldenform aber auf glaziale Eisüberprägung schliessen lässt. Bei Höhenlagen über 850 - 900 m im N und 1200 m im S (Höhenlage des Randes des würmmaximalen Eisstromnetzes) kommt für die Ausgestaltung nur Lokaleis oder mindestens Firnschnee in Frage, wobei die Karanlagen zum Teil wohl auf die Risseiszeit mit einem 150 - 200 m höheren Eisrand (3.1) zurückgehen.

Naturgemäss haben die höher gelegenen Karmulden, also im s Untersuchungsgebiet, charakteristischere Formen, da diese Regionen länger lokal vereist waren. Typische Kare in SW-Lage fehlen, einige wenig überprägte Mulden kommen im Hochalpgebiet vor. Bevorzugt sind Expositionen gegen N bis E.

Tabelle 2: Karmulden im Neckertal

T = typische Karform M = mittelstarke Ausprägung W = wenig ausgeprägte Karform

Bezeichnung	Höhenzug	Exposition	Form			Höhenlage		Ausdehnung	
			T	M	W	Karboden	höchster P der Umrahmung	längs	quer
						m	m	m	m
Gössigenhöchi NE (Abb 26 in 10.3)	Gössigenhöchi	NE	T			1230	1435	700	800
Hinter Chüis	Hinterfallen-chopf	E	T			1200	1532	700	400
Spicher NE	Spicher	E	T			1100	1520	800	700
Ob Hirzen	Hochalp	SSE		M		1220	1430	600	500
Faltlig	"	E		M		1200	1528	700	600
Fildi	"	NNE		M		1150	1528	600	800
Rossmoos	"	NNW	T			1300	1530	800	600
Ronenbach	Wilket	NW			W	900	1170	900	600
Kubelloch	"	NNE		M		850	1170	1000	1000
Fuchsackermulde	Degersheimer Bergland	N		M		840	1074	1100	900
Rippistal	"	NE			W	830	1077	800	900
Autal	"	NE		M		820	1084	1400	900

2.8. Berg- und Felsstürze

2.8.1. Charakteristik und Ursachen für das Untersuchungsgebiet

1. Bergstürze lösen sich häufig in der schiefgestellten, mittelländischen Molasse und in der ebenfalls schief liegenden subalpinen Molasse. Vergleiche dazu den Bergsturz von Goldau (Alb Heim, 1932) oder die Abrissgebiete der Bergsturzmassen im Luterental e Nesslau (Habicht, 1945).
2. Wichtig als Grundursache ist das Fehlen der Verankerung von hangbildenden Schichtstössen im Talgrund, indem durch Erosion die hangaufwärts liegenden Komplexe ihres Widerlagers beraubt und damit zu potentiellen Gleitmassen werden.
3. Das Abgleiten ganzer Felspakete wird durch den Schichtwechsel NF - Mergel - NF gefördert, wobei die Mergelzonen als Gleithorizonte wirken.
4. Entlastung übersteilter Berghänge nach dem Eisrückzug.
5. In die von den Gletschern freigegebenen Räume zieht der Spaltenfrost mit Frostsprengung ein.
6. Eben erst eisfrei gewordene Berghänge sind noch ohne schützende Pflanzendecke.
7. Die nach oben zurückschmelzenden lokalen Firnschneefelder liefern zusätzliches Schmelzwasser.

2.8.2. Die Bergsturzmassen bei Furt (mittleres Neckertal)

N Furt (1,5 km se Brunnadern) wird der Hangfuss des Furtberges auf 1 km Länge durch ausgedehnte Massen von Blockschutt gebildet. Dieser wurde bereits von Ludwig (1930) festgestellt und kartiert. Die Sondierbohrungen für den Bau der neuen Brücke über den Nekker bei Furt bestätigten 1959 das Vorhandensein der Sturzmassen, indem jeweils unterhalb ca 3 m Tiefe Blockschutt in dichter Pakkung durchfahren wurde.

Ein Abgleiten ganzer Schichtstösse kommt hier aufgrund der geologischen Verhältnisse nicht in Frage. Vermutlich stürzten einzelne Felspakete ab, denn am Gegenhang fehlen Blöcke, und der Furtberg weist nach NNW einfallende Schichten auf. Wann der Bergsturz erfolgte, kann nicht eindeutig bestimmt werden. Sicher aber geschah dies vor dem Maximum der letzten Eiszeit, eventuell in einer Frühwürmphase. Die Oberfläche der Sturzmassen ist ausgeglichen, was auf Gletschertätigkeit schliessen lässt. Ausserdem weisen glaziale Ablagerungen im Tobel am E-Ende auf Ueberfahrung durch Eis hin. Nur entlang des heutigen Neckers überdecken Sand, Kies und Geröll als fluviale Ablagerungen den Blockschutt. Sie wurden nach dem Eisrückzug durch den Fluss akkumuliert, bevor er das heutige tiefer liegende Flussbett benutzte.

2.8.3. Die Bergstürze von Egeltswis und Bruggwisenwald (Wasserfluh)

Andresen beschrieb 1964 Mechanismus und Ablauf bei einem kleinen, rezenten Bergsturz (1959) n Burg, der nahe dieser zwei Beispiele liegt.

In der Mulde des Bruggwisenwaldes (Abb 24 in 10.3) ist ein ganzes NF-Schichtpaket vom Köbelisberg herunter als Schlipf bis ins Haupttal zum Lederbach abgeglitten. Der Ausgang aus der Talmulde wurde dabei verstopft, so dass die Entwässerung nicht mehr zentral erfolgt, sondern durch zwei Bäche entlang der seitlichen Ränder des alten Talausganges. Die unausgeglichene Sturzmasse, aus der öfters NF-Blöcke herausragen, wurde nicht mehr glazial überprägt.

Zwischen Steig und Egeltswis 1 km e der Wasserfluh fuhr ein NF-Paket vom Schartenberg nieder (Abb 14; Abb 24 in 10.3), welches das Tal, das von der Wasserfluh gegen Brunnadern absteigt, oberhalb Steig abdämmte. So entstand bei Schmitten ein kleiner Stausee, welcher später durch die Schuttkegel der Bäche vom Köbelis-

Abb 14: Kuppige Bergsturzmassen von Egeltswis links der Bildmitte, Schuttfächer im Neckertal im Vordergrund. Terrassen als Folge der späteren Tieferlegung des Neckerlaufes. Im Hintergrund die Wasserfluh.

berg herunter aufgefüllt wurde. Heute ist diese Mulde ein teilweise drainierter kleiner Sumpf. Die Bergsturzmassen zeichnen sich bei Egeltswis durch tiefe Mulden und spitze Höcker aus und wurden ebenfalls nicht mehr vom Eis überfahren. Erratische Blökke fehlen denn auch auf den Gleitmassen, während solche auf der E-Seite und unweit des w Randes vorkommen.

Beide Bergstürze lassen sich in ihrem Mechanismus mit demjenigen von Goldau vergleichen, wobei allerdings die Ausmasse wesentlich geringer sind. So umfasst die Schuttmasse des Bruggwisenwaldes nur ca 11, diejenige von Egeltswis ca 16 ha.

Der Dürrenbach, der von der Wasserfluh her zum Necker entwässert, hat, wohl zusammen mit dem gelegentlich durchbrechenden Wasser aus dem Stausee von Schmitten, einen grossen Schuttfächer von Steig an ins Neckertal geschüttet. Primär ist dieser auf das Niveau der Terrasse von Brunnadern ausgerichtet, welche rund 10 m über dem heutigen Talboden liegt (Abb 14). Der von Furt über Brunnadern bis Necker flache Talboden ist ein Schotterfeld des einstigen Neckergletschers, als dieser im Stein a/Rh-Stadium bei St. Peterzell stirnte (4.5.3). Darüber liegende Terrassenreste zeigen, dass vor der Herausbildung dieser Schotterflur ein höheres Niveau vorlag. Entsprechende Reste finden sich bei Gass auf 685 m, bei Furt auf 675 m, bei Chrüzweg auf 660 m, bei Brunnadern auf 655 m (siehe oben), bei Schuepis um 650 m. Dieser Talboden muss nach dem Eisfreiwerden des mittleren Neckertales geschüttet worden sein, zu einer Zeit, als der Thurgletscher den Ausgang des Neckertales noch verstopfte. Im mittleren Neckertal lässt sich der Gletscherstand von Schoren n Necker mit dem Diessenhofen-Stadium korrelieren (4.3). Im Stadium von St. Peterzell wurde der heutige Talboden als Schotterfeld in den höheren Talboden eingetieft. Daraus ergibt sich, dass der Schuttfächer des Dürrenbaches zwischen dem Diessenhofen- und dem Stein a/Rh-Stadium aufgebaut wurde. Folglich muss der Bergsturz von Egeltswis ebenfalls in diesem Zeitraum niedergegangen sein. Entsprechend dürfte auch derjenige von Bruggwisenwald einzuordnen sein.

Bei der Tieferlegung des Talbodens bei Brunnadern auf das heutige Niveau wurde vom hin und her pendelnden Necker bei Haselacker auch der Schuttfächer des Dürrenbaches angeschnitten, was sich in einer Erosions-Terrassenkante äussert. Anschliessend hat der Dürrenbach sekundär wieder einen kleinen, auf den heutigen Talboden ausgerichteten Schuttfächer aufgebaut.

2.8.4. Felssturz und Flusslaufverlegung im unteren Neckertal

In seinem Unterlauf pendelt der Necker in Mäandern in einem unregelmässig breiten Kastental hin und her (8.5.1), welches zwischen steile, oft sogar überhängende NF-Felswände eingetieft ist. Zwischen Ibach und Hengarten 1,5 km e Ganterschwil ist das Tal weiträumiger entwickelt, so dass sich ansehnliche Flussauen herausbildeten, welche entweder waldbestanden sind oder bei genügender Grösse als Wiesland genutzt werden. Dieser Talabschnitt zeigt, dass die Tiefenerosion des Neckers praktisch aufgehört hat und der Fluss zur Seitenerosion übergegangen ist. Dadurch unterhöhlt der während der Schneeschmelze und bei Sommergewittern oft Hochwasser führende Fluss an den Prallhängen seiner Mäander die Molassefelswände. Da die Schichten hier flachliegen und zyklisch aus weichen Mergeln und härterer NF aufgebaut sind, können gelegentlich grössere Felspakete abbrechen. Das Beispiel, das hier beschrieben wird, soll zeigen, wie selbst kleinere Ereignisse für die betroffenen Bewohner katastrophale Folgen haben können. Die ansässigen Bauern haben mir durch ihre bereitwilligen Schilderungen die zeitlichen Unterlagen geliefert.

Zwischen 1964 und 1968 gingen von der Felswand bei Neckerau 1,5 km e Ganterschwil als Folge der Auskolkung mehrere kleinere Felsstürze nieder. So wurde der Neckerlauf stellenweise zugeschüttet, weshalb der Fluss das flache n Aue-Ufer zu erodieren begann. Es entstand eine nach N ausholende Mäanderschleife durch die einstige Auenwiese (Fig 9).

Im Februar 1970 liessen Tauwetter und Regengüsse den Necker zu Hochwasser anschwellen. Dem Wasseransturm waren die Felssturzblöcke bei Neckerau gewachsen, nicht aber die bereits teilweise weggeschwemmte ungeschützte Flussau. So nahm die Hauptmasse der Fluten den n Weg über die Mäanderschleife, die rasch ausgeweitet und zum eigentlichen Flussbett umgestaltet wurde. Der Necker passte seinen weiteren Lauf dem neuen Mäander an, womit eine Schleifenbildung einsetzte, welche gerade entgegengesetzt zu den

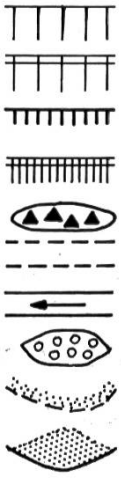
bisherigen Flusswindungen verläuft. Als Fortsetzung der N-Schleife wurde ein Mäander nach S, davon wieder einer nach N vorgeschoben. Nachdem hier die schützenden Waldstreifen und die mit Schotter gefüllten Drahtnetzverbauungen weggerissen waren, erodierte der Fluss Meter um Meter der Auenwiesen weg, unterstützt durch sommerliche Hochwasser, vor allem dasjenige vom 24. Juni 1970, als ein Gewitter im Fürstenland und Neckertal selbst kleine Bäche zu alles mitreissenden Strömen anschwellen liess.
Auf diese Weise gingen folgende Flächen verloren:

SE	Halden, N-Seite des Neckers	ca 70 a	Wald und Wiesland
S	" , S-Seite " "	ca 60 a	Wald und Wiesland
SW	" , N-Seite " "	ca 55 a	Wiesland mit Ufer-Waldstreifen

Für den Bauern von Halden bedeutete diese Flussverlegung einen Verlust von ca 1/8 seiner intensiv genutzten Mähwiesen.

Seither versuchte man, die neuen Flussufer durch Verbauungen zu konsolidieren, um speziell den drohenden Verlust der ganzen Flussau sw Halden zu vermeiden.

Fig 9 Legende



Terrassenhang, inaktiv

Terrassenhang, zurückschreitend

aktive Erosion an den Ufern von Flussauen

Abrisskante des Felssturzes

Felssturzmassen

alter Flusslauf bis 1964

Flusslauf im Sommer 1970

Anhäufungen von Flussschotter seit 1964

Flussauen-Verluste 1964 - 1970

Flussauen Sommer 1970

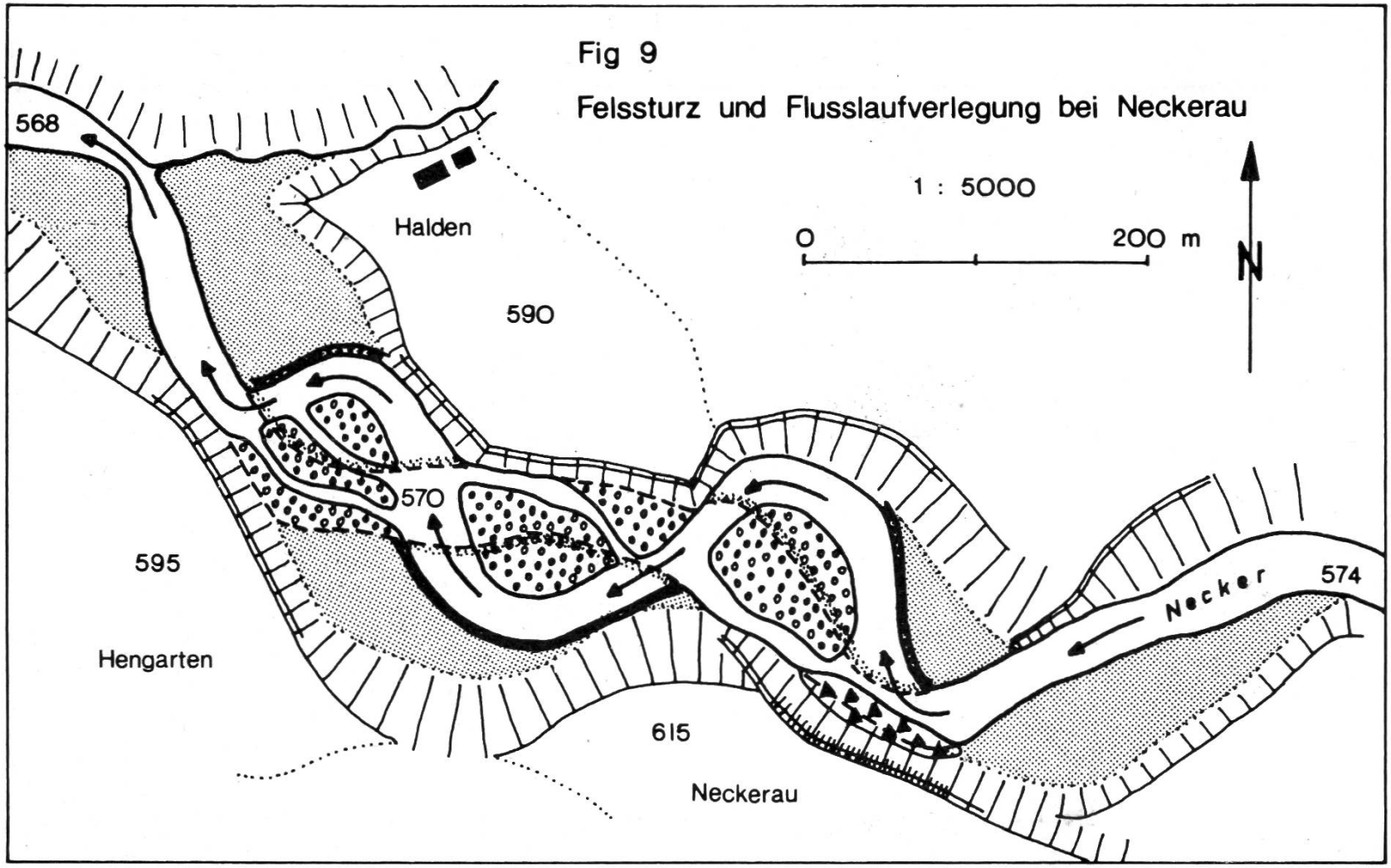


Fig 9
Felssturz und Flusslaufverlegung bei Neckerau
1 : 5000
0
200 m
N
568
Halden
590
570
595
Hengarten
615
Neckerau
Necker
574