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

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

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 13.10.2025

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

UNTERSUCHUNGEN ZUR GLAZIALMORPHOLOGIE DES NECKERTALES (NORDOSTSCHWEIZER VORALPEN)

VON
OSKAR KELLER

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 5

1. Einleitung 6
   1.1. Das Untersuchungsgebiet 6
   1.2. Bisherige Arbeiten 14
   1.3. Problemstellung 15

2. Untersuchungen von Einzelformen 16
   2.1. Allgemeines 16
   2.2. Das Erratikum 17
   2.3. Zungenbecken, Moränenwälle und Schotterfluren 23
   2.4. Rundhöckerzeilen und randglaziale Entwässerungsrinnen 30
   2.5. Randglaziale Stauterrassen 34
   2.6. Schotterterrassen im Becken von Nassen 44
   2.7. Karmulden 56
   2.8. Berg- und Felsstürze 61

3. Zeugen der grössten, der Risseiszeit 68
   3.1. Die Ausdehnung der Rissvereisung im Untersuchungsgebiet 68
   3.2. Vergleich mit der Umgebung 70
   3.3. Zusammenfassung 71

4. Zeugen und Verlauf der Würmeiszeit 72
   4.1. Allgemeine Bemerkungen zu Stadien und Ständen 72
   4.2. Die Zeit der Gletschervorstösse vor dem Würm-Maximum 75
   4.3. Das Würm-Maximum 77
   4.4. Das Diessenhofen-Stadium 81
   4.5. Das Stein a/Rhein-Stadium 86
   4.6. Die spätglazialen Stadien 93
   4.7. Zusammenfassung 96
   4.8. Die Stellung des Nassenfeldes 99

5. Schneegrenzen im Hochwürm in der NE-Schweiz 102
   5.1. Schneegrenzbestimmung für das Würm-Maximum im Neckergebiet 102
   5.2. Vergleich rezenter Gletscher mit Necker-, Thur- und Urnäschgletscher im jüngeren Hochwürm 110
   5.3. Bestimmung der Schneegrenze an den lokalen Gletschern der Hochalp 116
   5.4. Zusammenfassung: Sgr-Höhen in der NE-Schweiz während den Hoch- und Spätwürm-Stadien 119

6. Firnbildung und Karvergletscherung im Degersheimer Bergland im Würm-Maximum 121
   6.1. Uebersicht 121
   6.2. Das Kubelloch 121
   6.3. Die Fuchsackermulde 122
   6.4. Das Rippistal 126
   6.5. Das Autal 127

7. Die Beziehungen der Gletscher zu den Transfluenzen ins Neckertal (Würmeiszeit) 130
7.1. Allgemeines 130
7.2. Urnäschgletscher 132
7.3. Thurgletscher 138
7.4. Luterengletscher 144
7.5. Bodensee-Rheingletscher 146
7.6. Die in den Hochwürm-Stadien benutzten Eistransfluenzen 147

8. Die Morphogenese im unteren Neckertal 148
8.1. Die Terrassensysteme 148
8.2. Die Schotter von Anzenwil 156
8.3. Das Ausmass der spät- und postglazialen Tiefenerosion 162
8.4. Beispiele zur Tiefenerosion seit dem Eisrückzug 167
8.5. Zusammenfassung 174

9. Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse 175

10. Anhang 179
10.1. Literaturverzeichnis 179
10.2. Kartenverzeichnis 186
10.3. Flugaufnahmen 188
10.4. Resultate einiger Zählungen und Messungen 194
10.5. Kartenbeilagen 199

Abkürzungen

Abb	Abbildung
AG	Appenzeller Granit = Degersheimer Kalknagelfluh
BP	Before Present = vor heute
ca	circa, ungefähr
d h	das heisst
do	dito, wie vorher
Fig	Figur
GM	Grundmoräne
Kap	Kapitel
LK	Landeskarte der Schweiz
MB	Moränenbedeckung
n,e,s,w	nördlich, östlich, ...
N,E,S,W	Norden, Osten, ...
NF	Nagelfluh
OMM	Obere Meeresmolasse
OSM	Obere Süsswassermolasse
P	Punkt, Geländepunkt
Sgr	Schneegrenze
Sst	Sandstein
Tab	Tabelle
ü M	über Meer
UMM	Untere Meeresmolasse
USM	Untere Süsswassermolasse
v a	vor allem
z B	zum Beispiel
±	mehr oder weniger
10.5	Kapitel 10, Abschnitt 5

VORWORT

Bereits früh in meiner Studienzeit hatten mich glazialmorphologische Fragen interessiert. So legte ich mich als Ostschweizer auf Anraten von Prof Dr R Hantke für die Dissertation auf das Neckertal im ne Toggenburg (SG) fest, weil hier noch nie detailliert geomorphologisch gearbeitet worden war.

Während meiner Untersuchungen durfte ich von vielen Seiten tatkräftige Unterstützung empfangen. Daher möchte ich allen denjenigen danken, die zur Vollendung dieser Arbeit beitrugen, vor allem meinen geschätzten Lehrern Prof Dr G Furrer und Prof Dr R Hantke. Mit Interesse haben Prof Dr K Kaiser (Berlin) und Dr H Andresen (Frauenfeld) meine Arbeit verfolgt und mir wertvolle Anregungen gegeben. Im Zusammenhang mit besonderen Fragen unterstützten mich Prof Dr F Bachmann (Zürich), Prof Dr E Batschelet (Zürich) und Dr G Patzelt (Innsbruck).

Wohlwollendes Entgegenkommen erwiesen mir verschiedene Institutionen und Firmen, im speziellen die Leiter der Mädchensekundar- und Töchterschule Talhof St Gallen, an der ich während den Studienjahren Unterricht erteilte, das Kantonale Vermessungsamt St Gallen, die Besitzer der Kieswerke bei Nassen, die Firma Dicht AG Tiefbohrungen St Gallen. Nicht zuletzt möchte ich der St Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft für die Aufnahme meiner Dissertation in ihrem Jahrbuch danken.

Bei Grabungen und Schreibarbeiten leistete mein Schwager G Derungs Mithilfe. Die grösste Unterstützung aber durfte ich von meiner lieben Frau durch ihr geduldiges Ausharren und oftmaliges Verzichten erhalten.

1. EINLEITUNG

1.1. Das Untersuchungsgebiet

1.1.1. Uebersicht und Abgrenzung

Zwischen Toggenburger Thurtal und Appenzeller Hinterland, von N nach S sich erstreckend, liegt das Neckertal zwischen den Einflusssphären des Landes Appenzell und der Talschaft Toggenburg. Es ist mit 25 km Länge und 124 km^2 Fläche das grösste Seitental der oberen Thur, verläuft auf deren E-Seite und erstreckt sich vom Schwägalpgebiet nnw-wärts bis Lütisburg. Beherrscht wird die Talschaft vom mauerartig aufstrebenden Alpstein mit seinem höchsten Gipfel, dem Säntis 2501 m. Allerdings liegen die Nekkerquellen 2 km n dieser Gebirgsfront. Innerhalb des Einzugsgebietes ist die Hochalp mit 1530 m die bedeutendste Erhebung.

Das Becken von Nassen am unteren Necker ist der zentrale Teil des Untersuchungsgebietes. Für das Verständnis des glazialen Geschehens wurden von hier aus der mittlere und hintere Talabschnitt sowie die Umgebung der Neckermündung untersucht und morphologisch kartiert. Darüber hinaus mussten die Zusammenhänge zum n anschliessenden Plateau von Gossau-Flawil-Uzwil gesucht werden.

Abb 1: Aufgerichteter S-Rand der mittelländischen Molasse mit NF-Schichtrippen. Aufnahme n des Wilket gegen SW. Im Hintergrund links der Pass der Wasserfluh, in der Bildmitte von links nach rechts das Neckertal.

1.1.2. Geologie und Tektonik

Das Neckertal liegt je etwa zu gleichen Teilen im Bereiche der mittelländischen und der subalpinen Molasse. Der tektonische Alpenrand und damit das Helvetikum befindet sich bereits wenig s ausserhalb des Neckerquellgebietes. Bei der "mise en place" der helvetischen Kreideserien des Alpsteins (Säntisgebirge) wurde die starre Molasse schiefgestellt und in Schuppen zerlegt. Dabei erlitt vor allem die subalpine Molasse eine starke tektonische Beanspruchung, während die mittelländische im n Untersuchungsraum nicht mehr disloziert wurde und horizontal liegt (Fig 1 und 2).

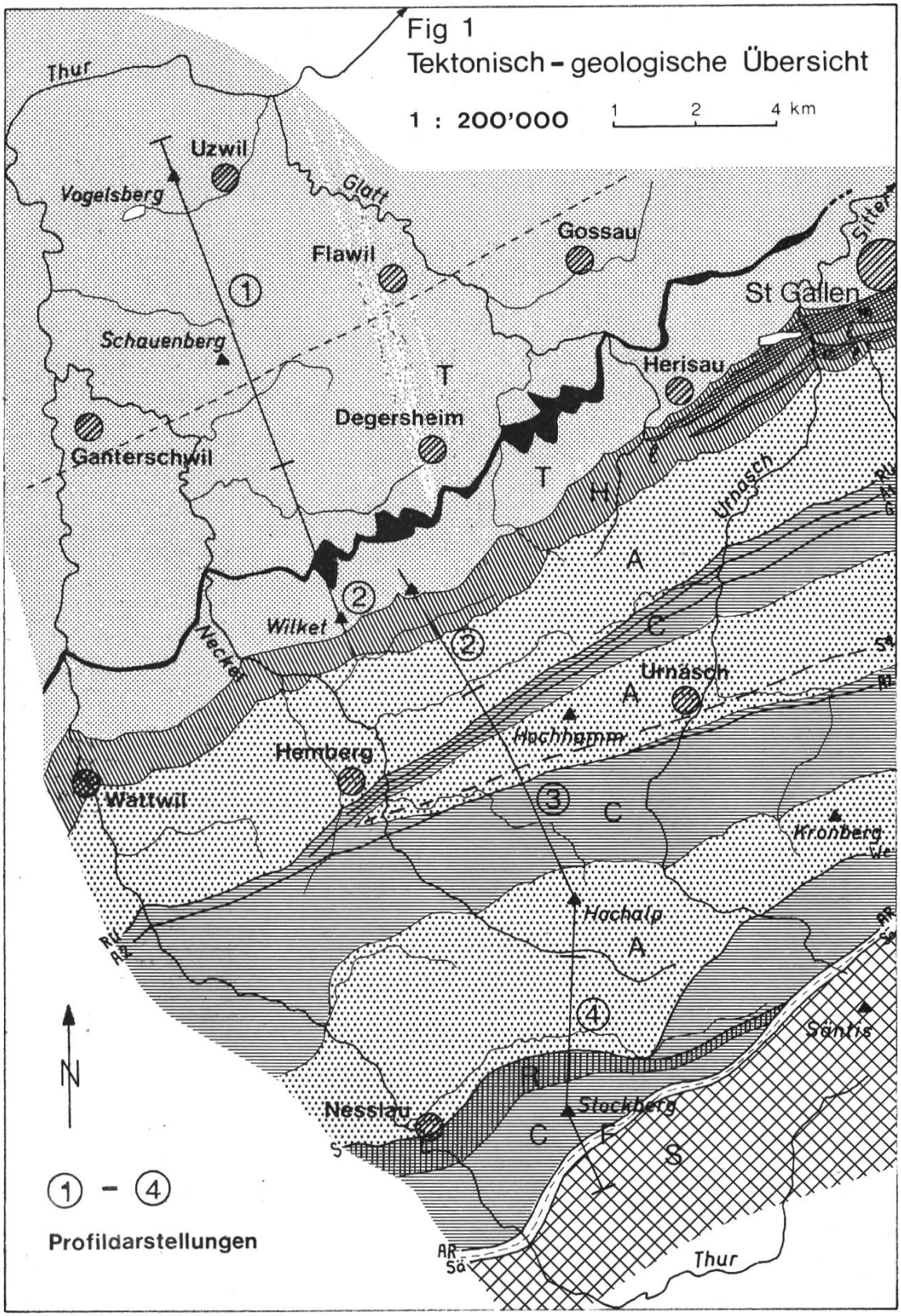


Fig 1
Tektonisch - geologische Übersicht
1 : 200'000
1 2 4 km
Thur
Uzwil
Vogelsberg
Glatt
Flawil
Gossau
Sitter
St Gallen
Schauenberg
Herisau
Degersheim
Ganterschwil
Urnasch
Wilket
Necker
Urnäsch
Hochhamm
Hemberg
Wattwil
Kronberg
Hochalp
Säntis
Nesslau
Stockberg
Thur
N
① - ④
Profildarstellungen

Quartär

Moränen, Alluvionen, usw

Molasse Tertiär

(nach Habicht und Büchi)

T	Tortonien mit „Appenzellergranit"	OSM	Ob Süsswassermolasse
H	Helvétien / Burdigalien (m = marin, ℓ = limnisch)	OMM	Ob Meeresmolasse
A	Aquitanien	USM	Unt Süsswassermolasse.
C	Ob Stampien (Chattien)		
R	Unt Stampien (Rupélien)	UMM	Unt Meeresmolasse

Helvetikum Eozän

F Flysch

Kreide

S Säntisdecke

——— Schubflächen, Aufschiebungen

— — — Synklinale, teilweise sekundäre Schubfläche

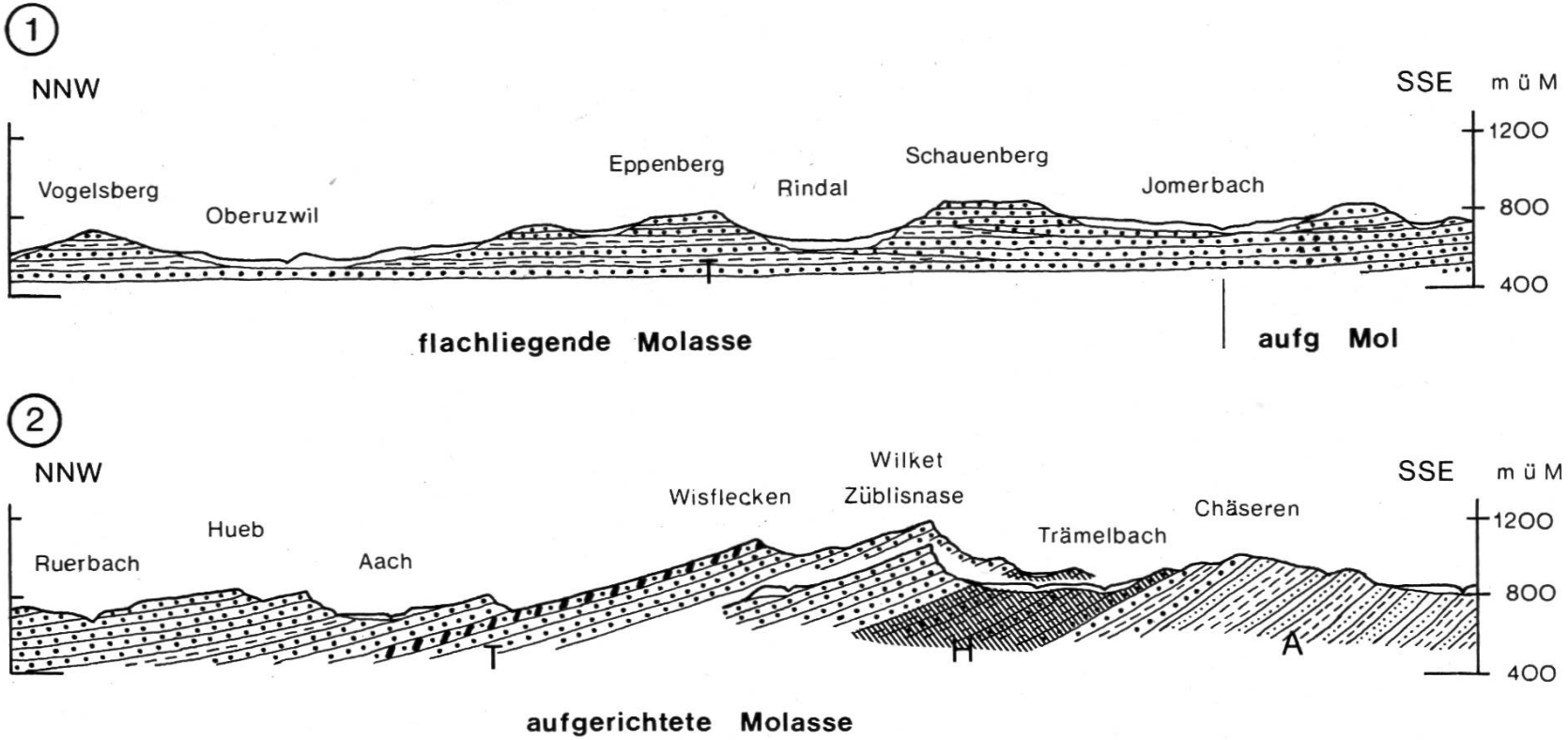
------ Grenze zwischen flachliegender und aufgerichteter Molasse

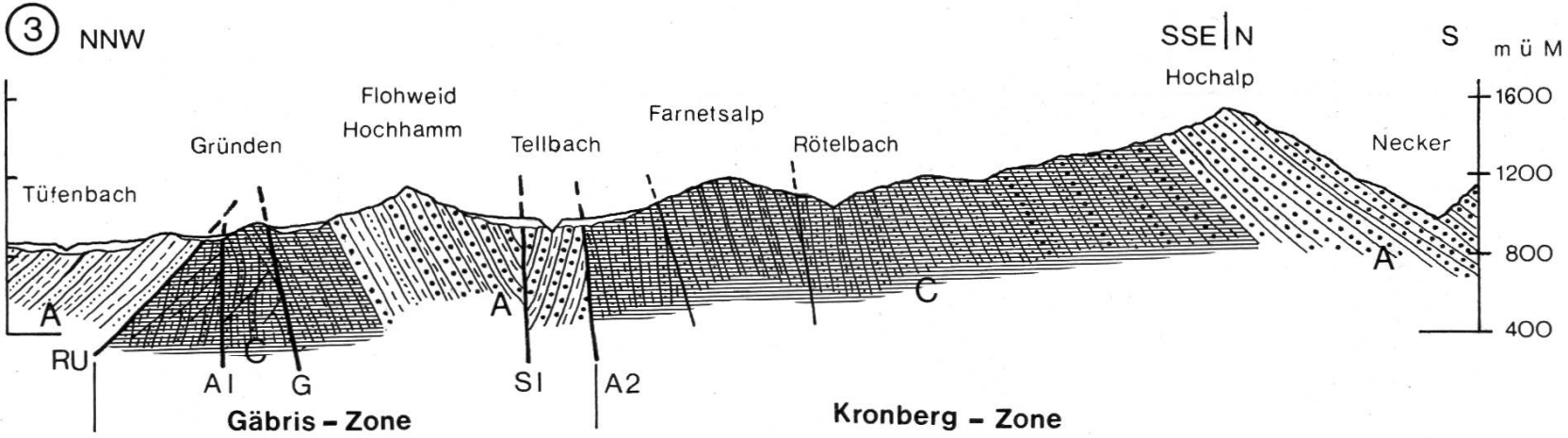
N-Schenkel der Hauptantiklinale (südl aufgerichtete mittelländische Mol)			
		RU	Randunterschiebung
Zone von Unterbach			
		A1	Kernstörung der 1. Antiklin.
Gäbris-Zone	Zone der Teufelsmauern	G	Gäbris-Aufschiebung
	Gäbris-Zone i e S	St	Stoss-Aufschiebung
	Forst-Gonten-Zone	A2	Aufschiebung der 2. Antiklin.
Kronberg-Zone		L	Luteren-Aufschiebung
	Zone Kronberg-Süd	We	Weissbach-Aufschiebung
Speer-Zone	Kräzerli-Schuppe	S	Speer-Aufschiebung
	Speer-Schuppe	AR	Alpenrand-Aufschiebung
subalpine Randflysch-Zone			
		Sä	Säntis-Aufschiebung
Helvetische Säntisdecke			

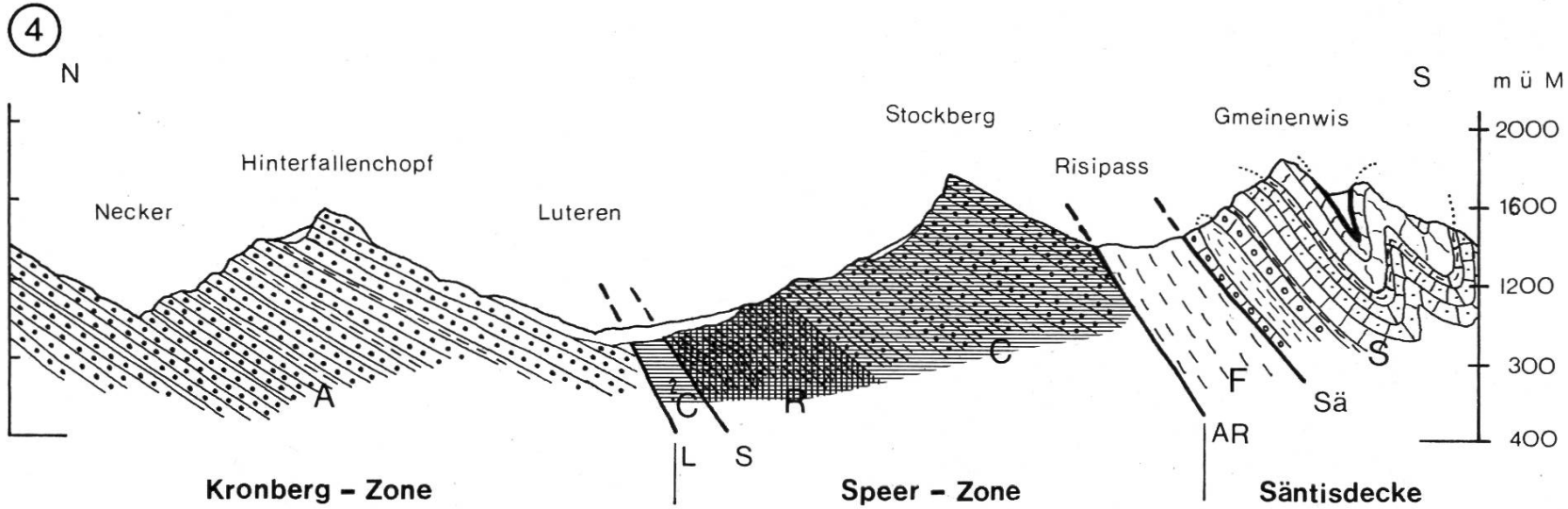
Fig 2 Geologisches Profil durch die Molasse des Neckertales

zum Teil nach Büchi, Habicht und Kempf

1 : 50'000 0 1 2 km




3
NNW
SSE | N
S
m ü M
Hochalp
Flohweid
Hochhamm
Farnetsalp
Gründen
Tellbach
Rötelbach
Necker
Tüfenbach
1600
1200
800
400
A
A
A
C
C
RU
A I
G
S I
A2
Gäbris - Zone
Kronberg - Zone


4
N
S
m ü M
Stockberg
Gmeinenwis
Hinterfallenchopf
Risipass
Necker
Luteren
2000
1600
1200
300
400
C
C
R
A
F
S
Sä
L
S
AR
Kronberg - Zone
Speer - Zone
Säntisdecke

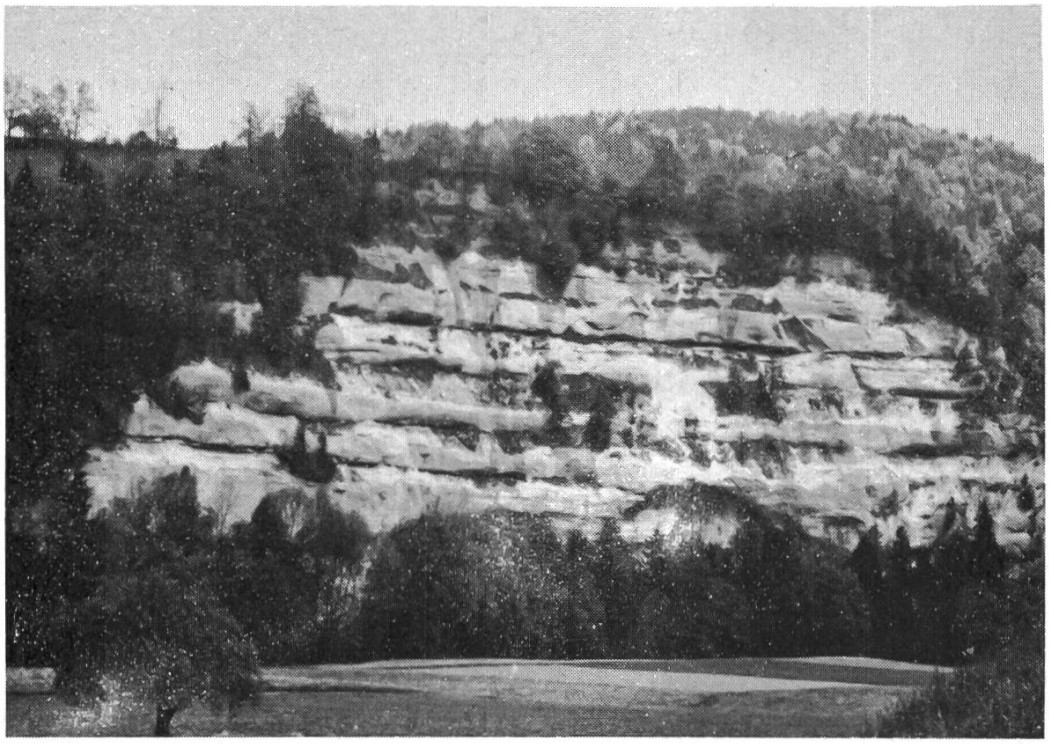


Abb 2: 100 m hohe Molassewand bei Lütisburg, entstanden durch Prallhang-Erosion des Neckers. Horizontal gelagerter NF-Komplex der OSM. Aufnahme gegen N.

Die subalpine Molasse umfasst mehrere Komplexe, die im wesentlichen gegen SE einfallen, sowie die Zone der 1. Antiklinale mit der Unterschiebung der subalpinen unter die mittelländische Molasse (Gutzwiller, 1877; Renz, 1926; Habicht, 1945; Hofmann, 1957; Saxer, 1960 und 1967). An die Randunterschiebung schliesst sich gegen N die aufgerichtete mittelländische Molasse an, welche im S steil gegen NW einfällt (Abb 1), dann aber im untersten Neckertal in die flachliegende überleitet (Abb 2). Dazu liegen Arbeiten von Ludwig (1930), Büchi (1950, 1959), Hofmann (1957), Saxer (1960) vor. Die subalpine Molasse reicht in ihren tiefsten Serien bis in die Untere Meeresmolasse (UMM), gehört aber zur Hauptsache der Unteren Süsswassermolasse (USM) an. Die mittelländische dagegen umfasst OMM und OSM (Büchi, 1965).

Morphologisch treten die nagelfluhreichen Komplexe als SW-NE streichende Höhenzüge hervor, während die weniger resistenten Sandsteine Molasse-Längstalungen quer zum mittleren und oberen Neckertal bilden. Häufig tritt der Schichtwechsel Nagelfluh-Mergel-Nagelfluh in Erscheinung.

1.1.3. Klima und Vegetation

Klimabestimmend sind einerseits die Höhenlagen (zwischen 600 und 1500 m) und andererseits die Lage im Luv der regenbringenden Winde vor der hohen Front des Alpsteins. Abgesehen von den Niederschlagsmessungen in Degersheim gibt es im Neckertal keine Station, welche Temperatur- und Niederschlagswerte festhält. So seien zum Vergleich die Daten von Stein AR im E, von Ebnat im SW und vom Säntis im S aufgeführt.

Tab 1: Langjährige Mittelwerte der Temperaturen und Niederschläge (MZA)

Station	Höhe ü M	Temperaturen					
		kältester Monat		wärmster Monat		Jahresmittel	
Degersheim	800 m	-		-		-	
Stein AR	786 m	Jan	-2,4 °C	Juli	+15,6 °C	+6,8 °C	
Ebnat	649 m	Jan	-2,5 °C	Juli	+15,7 °C	+6,6 °C	
Säntis	2501 m	Jan	-9,0 °C	Juli	+ 5,6 °C	-1,9 °C	

Station	Niederschläge				
	trockenster Monat		feuchtester Monat		Jahr
Degersheim	Feb	73 mm	Juli	174 mm	1373 mm
Stein AR	-		-		-
Ebnat	Feb	108 mm	Juli	194 mm	1708 mm
Säntis	Feb	153 mm	Juli	294 mm	2480 mm

Im grossen erweist sich die Region als kühle, feuchte Zone mit Niederschlagsmaximum im Sommer, wobei im allgemeinen die Temperaturen mit der Höhe ab-, die Niederschläge aber zunehmen. Dieses Klima hat eine entsprechende natürliche Vegetation zur Folge. Der Laub-Nadel-Mischwald steigt bis gegen 1300 m (mittlere Buchengrenze) hinauf. Darüber folgt bis zur mittleren Waldgrenze in 1650 m der Nadelwald mit vorherrschend Fichtenbeständen. Diese Grenzen schwanken zwischen NE- und SW-Exposition um gute 200 m. So findet Schröter (1926) im Alpstein bei NE-Lage die Waldgrenze bereits in 1560 m, was für die Schweiz absolute Tiefstlage bedeutet. Der Säntis steigt mit 2501 m wenig über die Schneegrenze auf vereistem Areal von 2450 m in die nivale Region hinauf (5.1).

1.2. Bisherige Arbeiten

Während die Geologie des Neckertales durch verschiedene Arbeiten gut bekannt ist, wurden die Quartärbildungen und die Glazialmorphologie bisher vernachlässigt.

Frühe, ältere Arbeiten, in denen das Neckertal erwähnt wird, existieren von Gutzwiller (1873) und Frey (1916), welche vor allem die Ausbreitung des Thurgletschers untersuchten. Im N des Untersuchungsraumes hat Falkner (1909) die Rheingletscherzungen zwischen St Gallen und Aadorf behandelt, und Kesseli (1926) diskutiert die würmzeitlichen Stadien in den Voralpen zwischen Thur und St Margrethen. Ludwig (1930, 1930 geol Karte) hat die eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee besprochen, wobei er aber auf eine heute überholte Gliederung der quartären Bildungen kam, was später behandelt wird (3.1, 4.3.1, 4.5, 5.2). Hantke (1961, 1967) und Andresen (1964) kamen in ihren Arbeiten zum Schluss, dass auch die letzte Eiszeit im Thurtal und im Appenzellerland zu einem Eisstromnetz des Rhein- und Säntisgletschers mit nur wenigen Nunatakkern geführt hat.

1.3. Problemstellung

Da die quartären Ablagerungen und Formen im Neckertal im Gegensatz zur Geologie noch nicht genauer bearbeitet worden sind, war es eine Aufgabe, diese zu untersuchen, zu kartieren und zu beschreiben. Eine weitere bestand darin, die Formen zu ordnen - genetisch und zeitlich - und die Korrelation mit der Umgebung herzuleiten. Schliesslich sollte versucht werden, einige besondere Probleme des Untersuchungsraumes zu lösen. Diese betreffen die Schneegrenzen während des Würmglazials, die Lokalvergletscherung, Transfluenzen ins Neckertal sowie die Morphogenese des unteren Neckergebietes.

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-le 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).

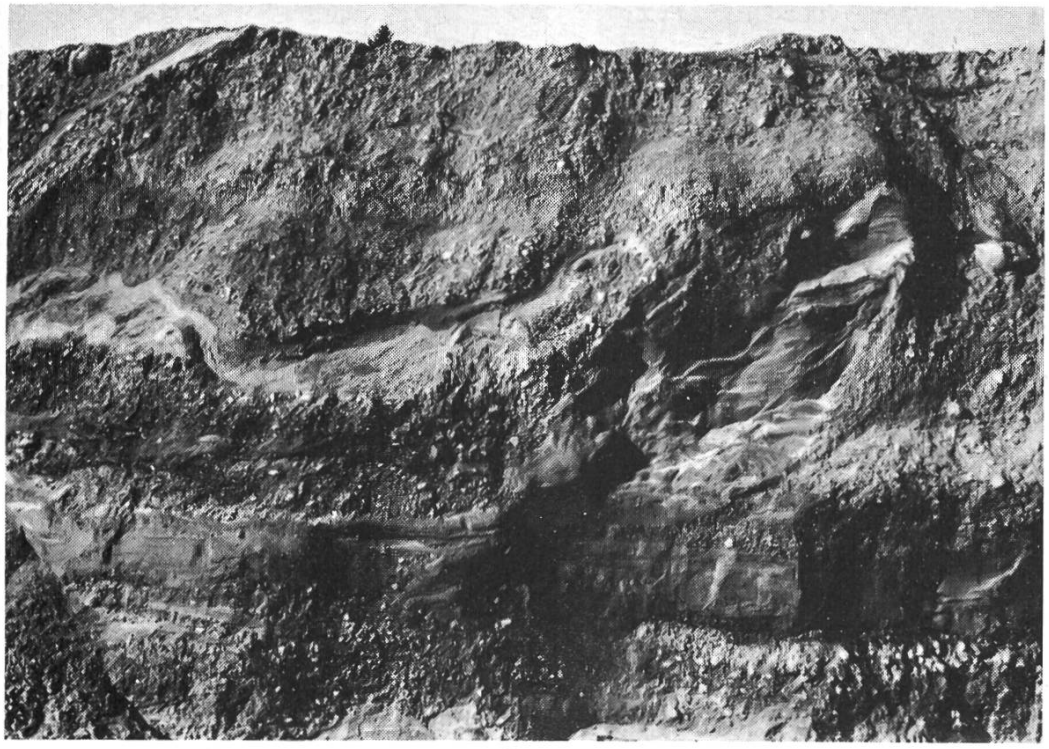


Abb 3: Kiesgrube Schoren, Aufnahme gegen N, randglaziale Schotter, wirre Lagerung, Stauchendmoräne mit eingeschlossenen Erratikern.

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.

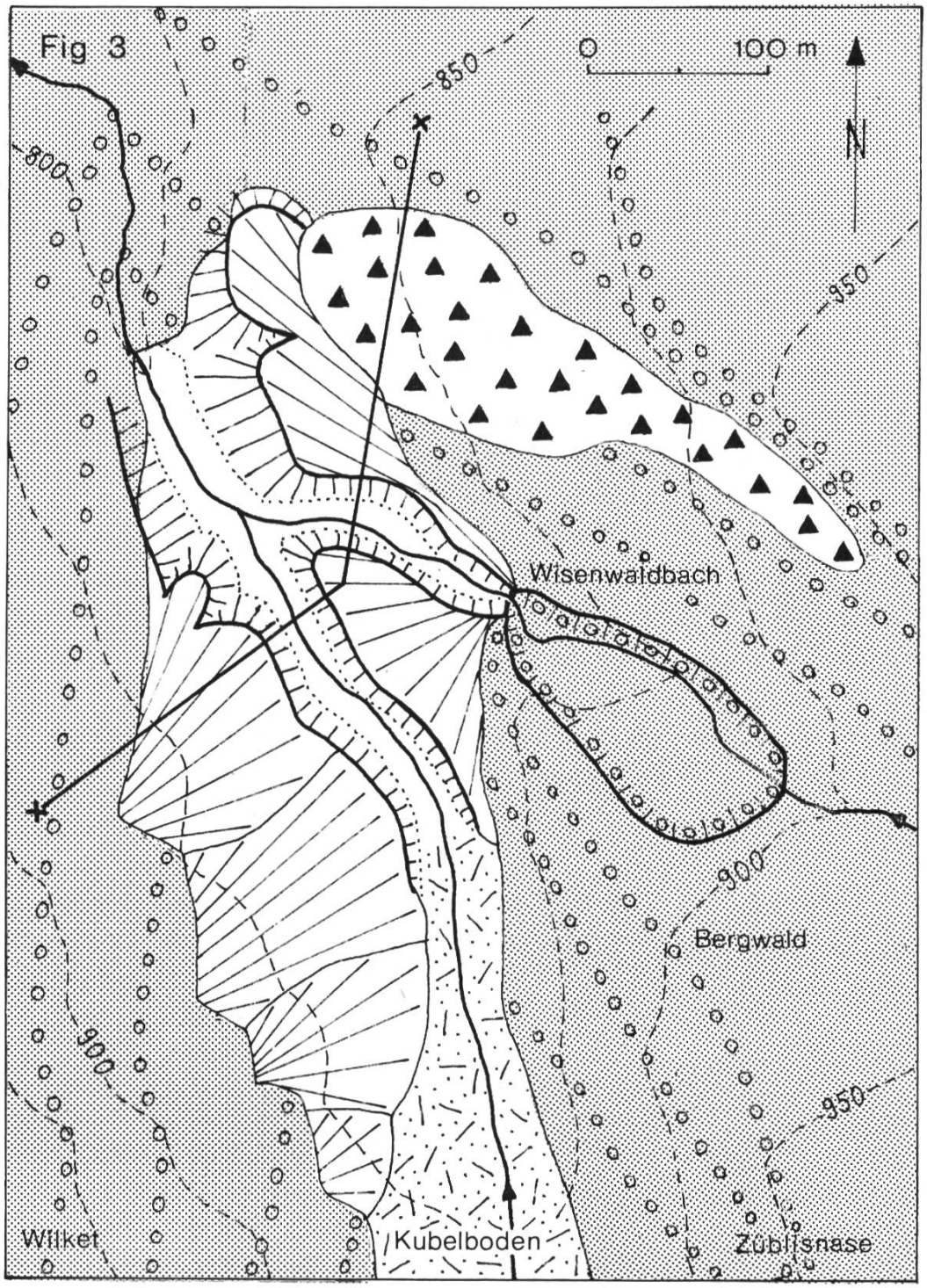
Terrassen im mittleren Aachtal

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

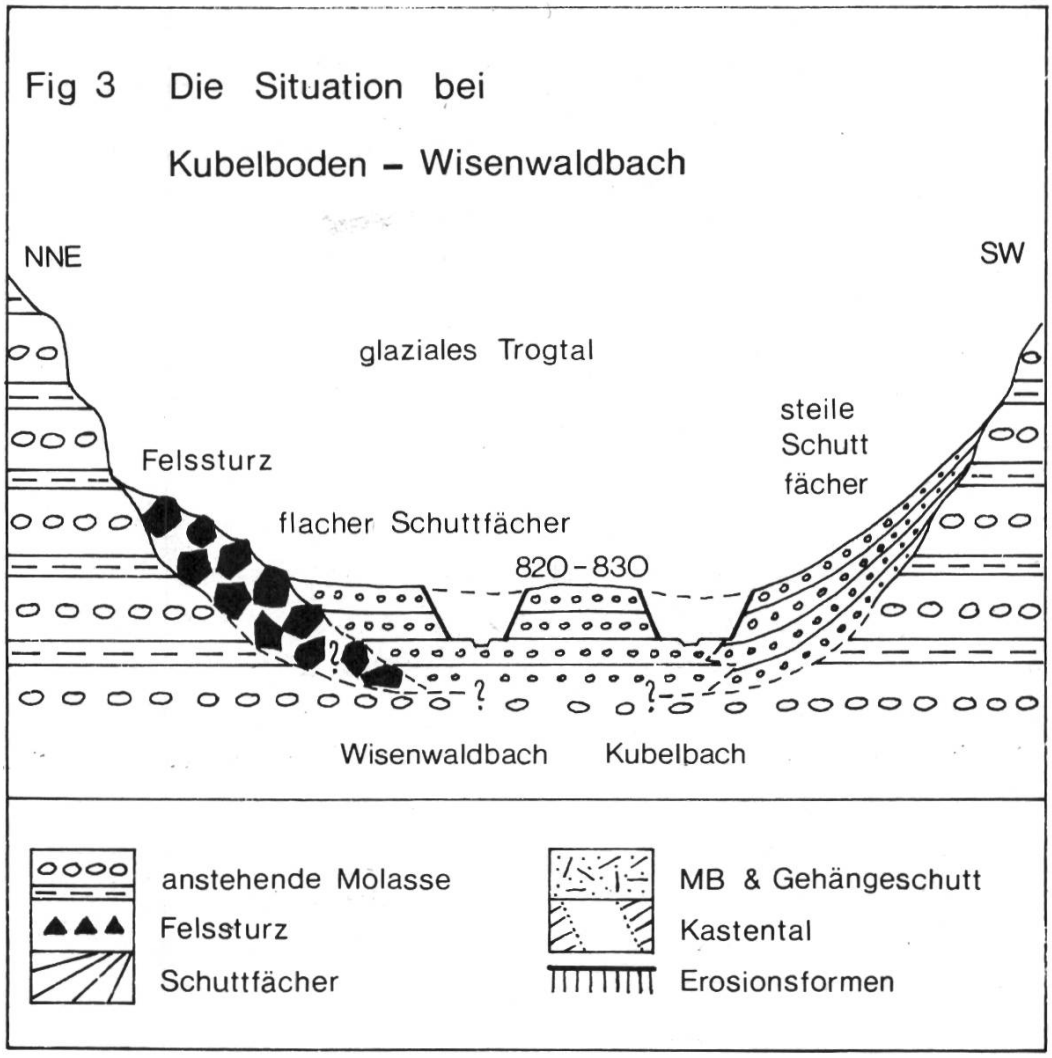
vorerwähnten randglazialen Terrassen ein (Saxer, 1968; Bohrergebnisse Dicht AG).

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 melioriertes 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

1 : 100'000 0 3 km

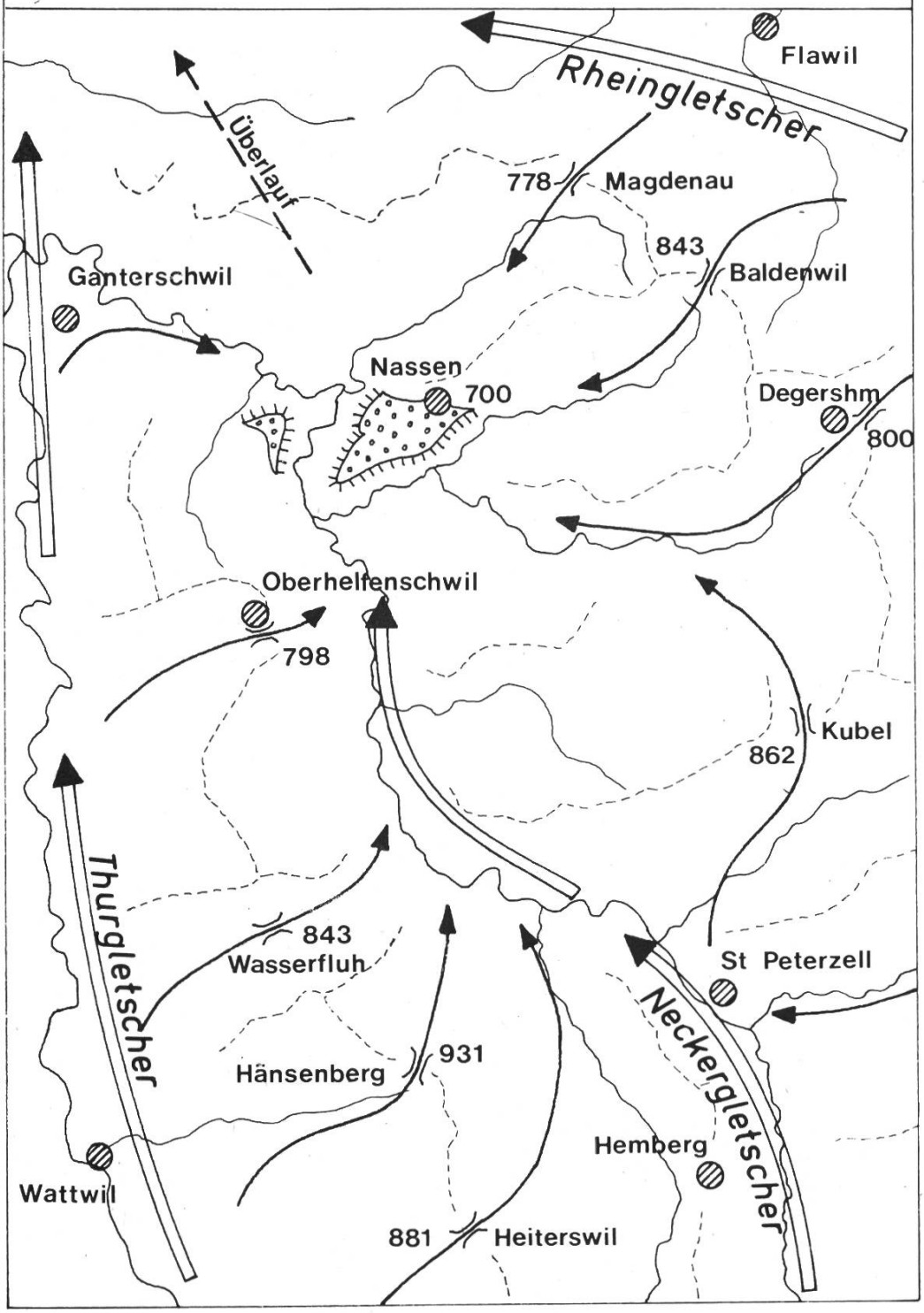


Fig 5 Aufschlüsse in der Terrasse von Bleiken

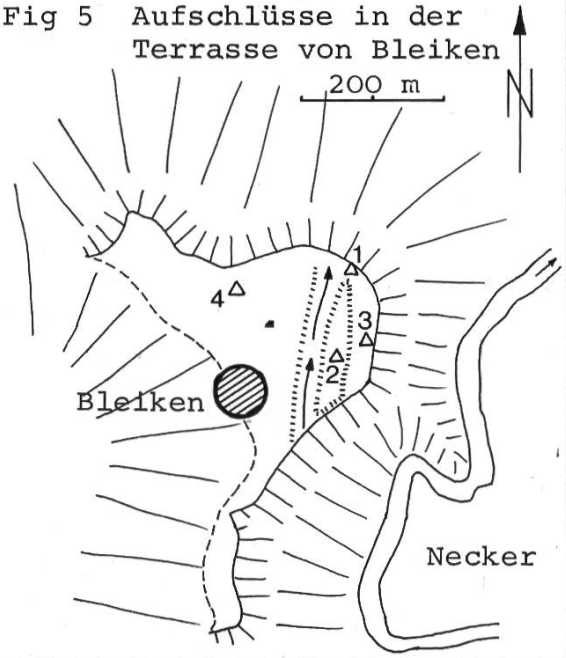
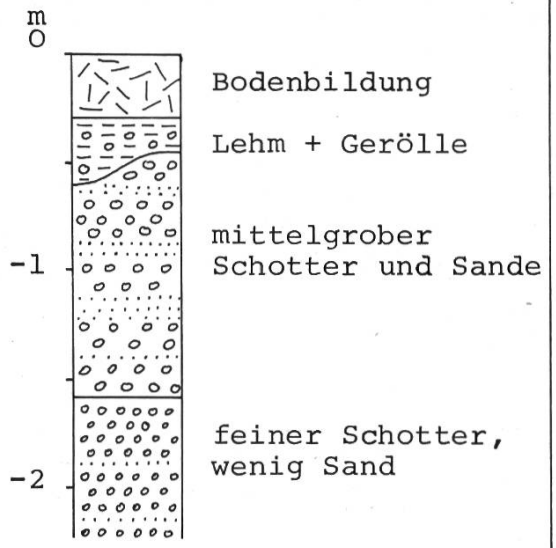


Fig 6 Profil der Grabung 4



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 1/2 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

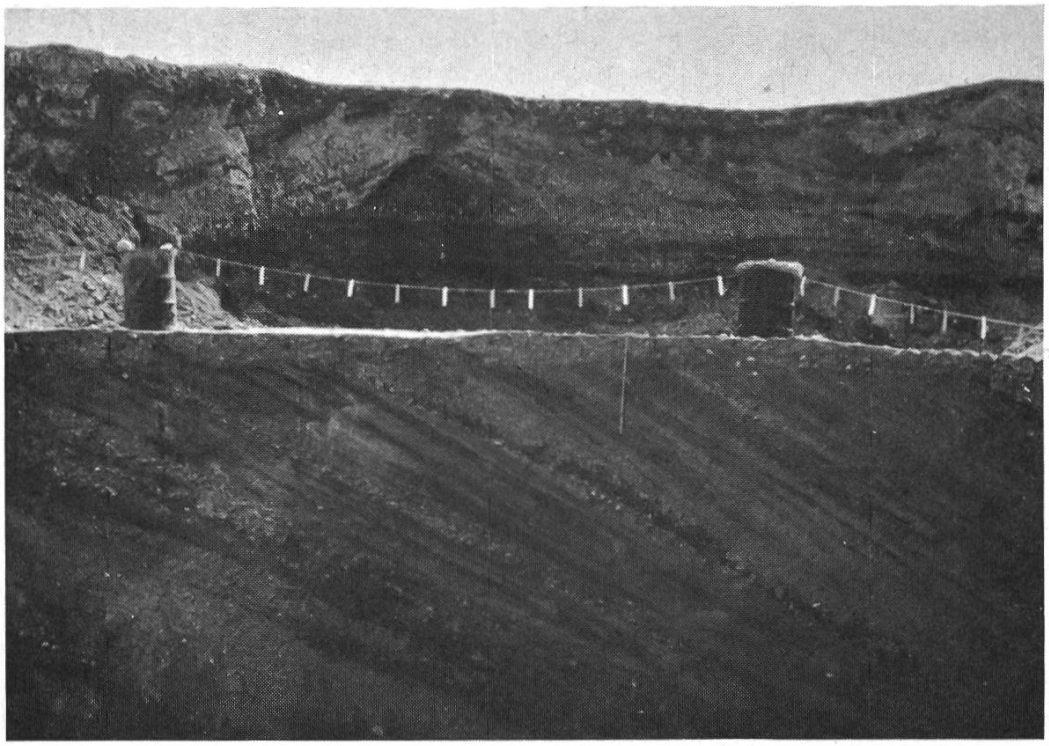


Abb 9: Nassenfeld mittlere Kiesgrube, Aufnahme gegen SSW.
oben: wirre eisrandnahe Ueberschotterung
Mitte: horizontale Uebergussschüttung (durch Plattform längsgeschnitten)
unten: ± regelmässige Schichtung im Delta gegen WNW einfallend

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:

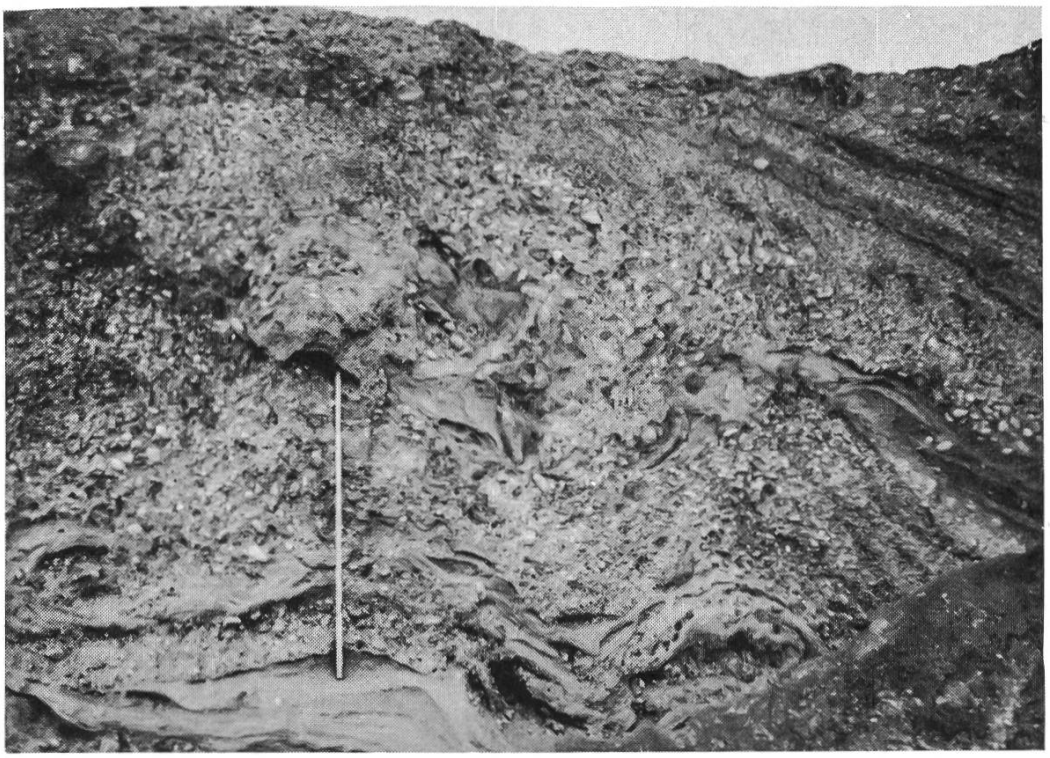


Abb 10: Nassenfeld mittlere Kiesgrube. Verwürgungen in der oberen eisrandnahen Ueberschotterung. Massstab 1 m.

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-

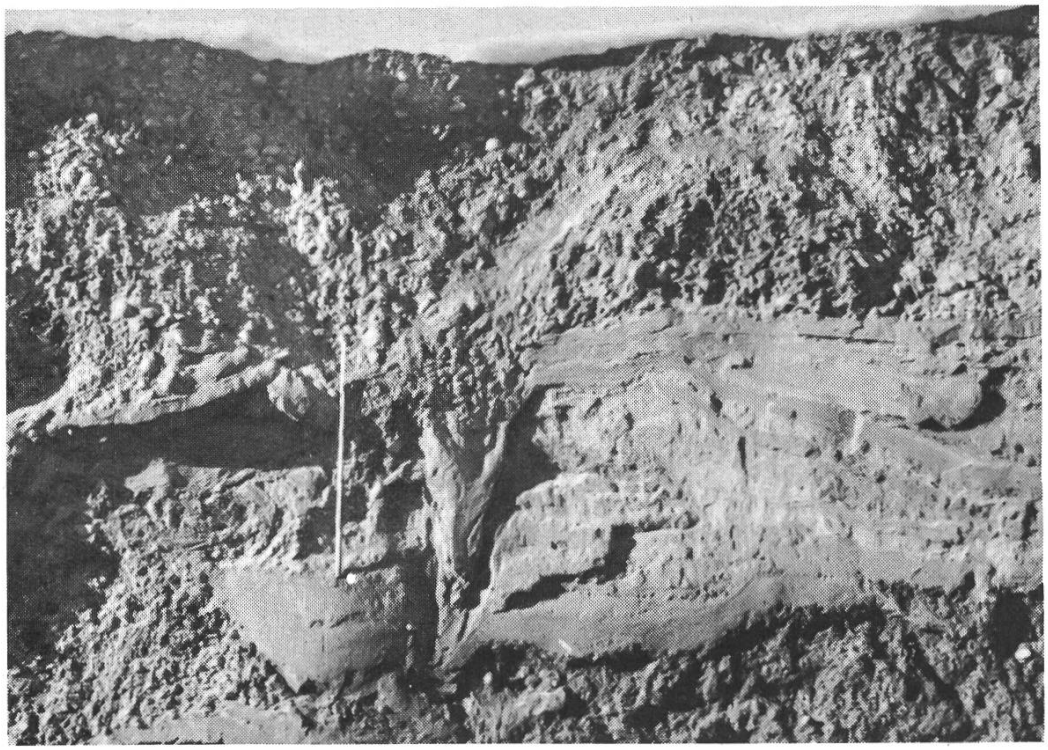


Abb 11

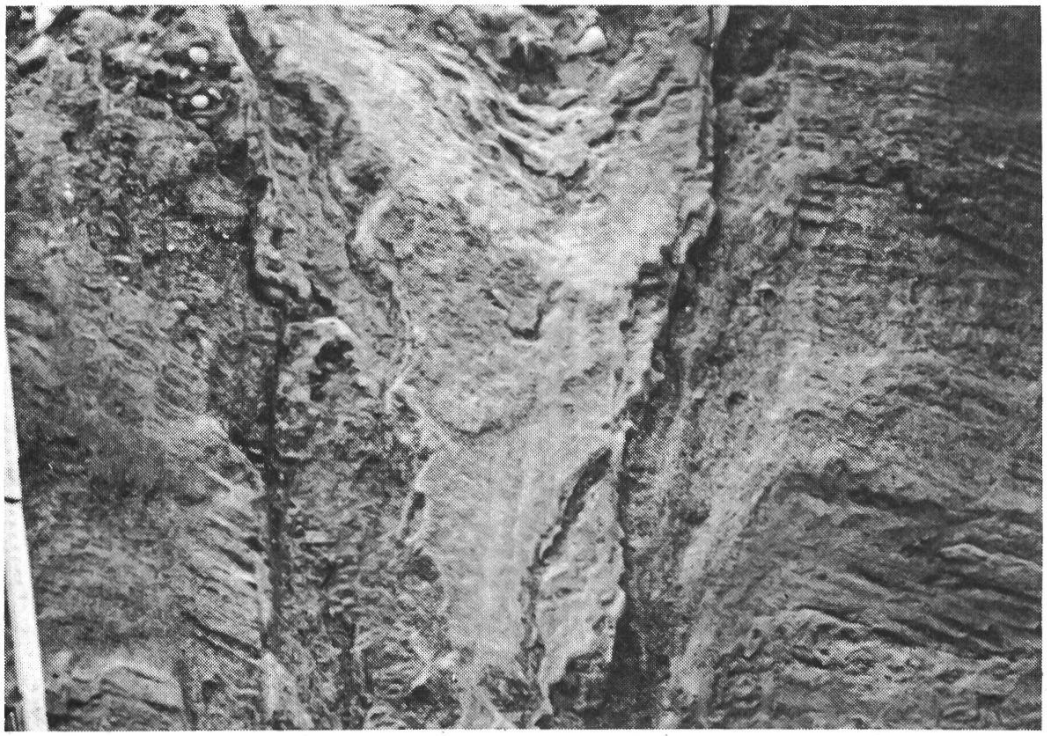
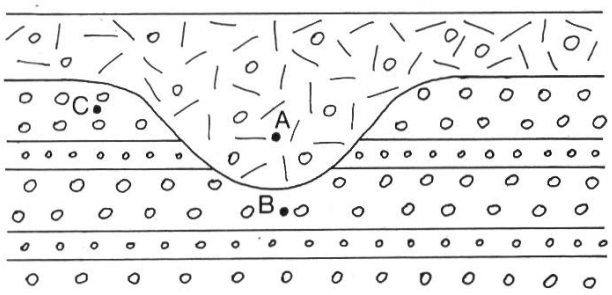


Abb 12

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.

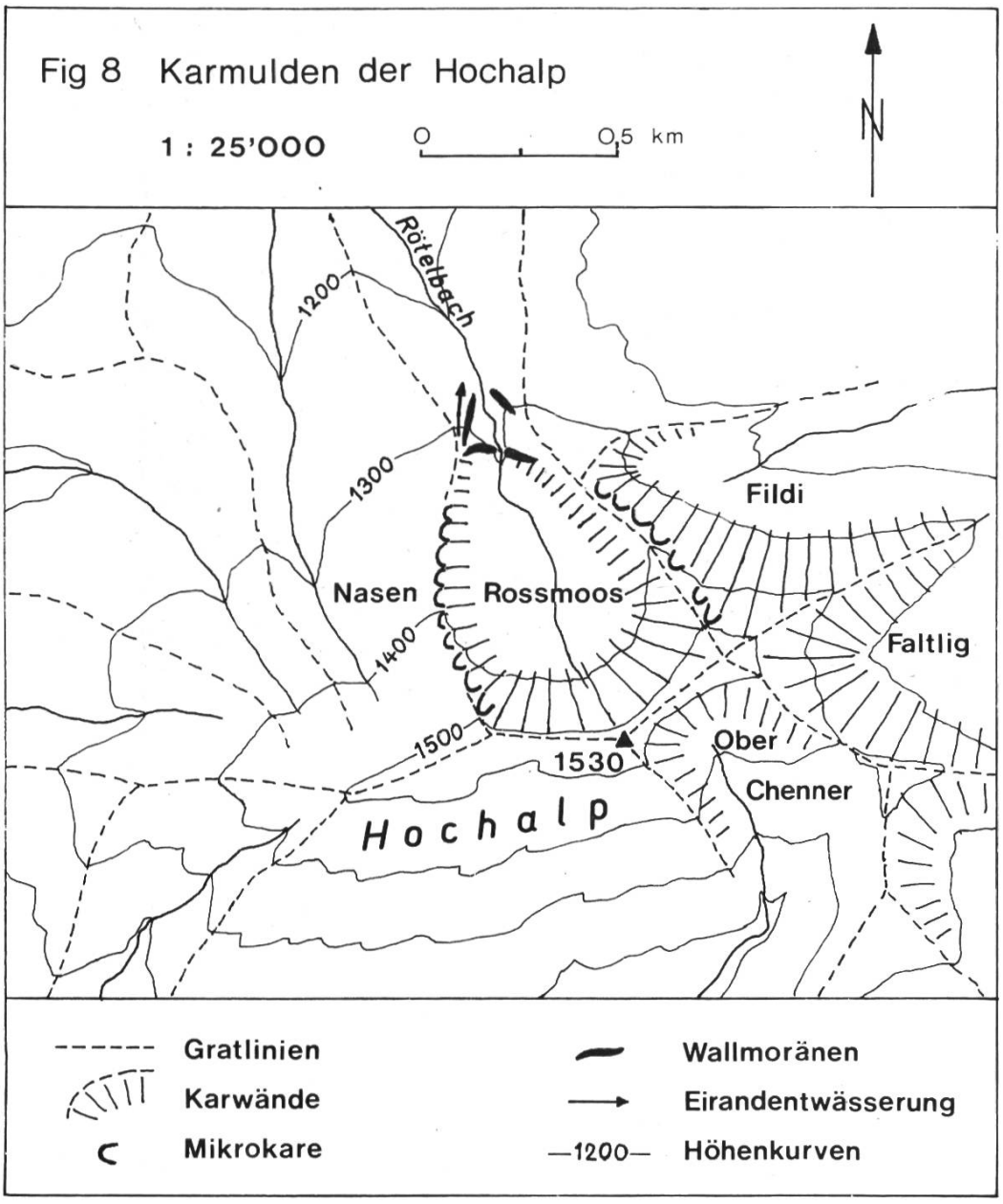
Besonderheiten des Rossmoos-Kars

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	Hinterfallenchopf	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 <u>Legende</u>

- 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

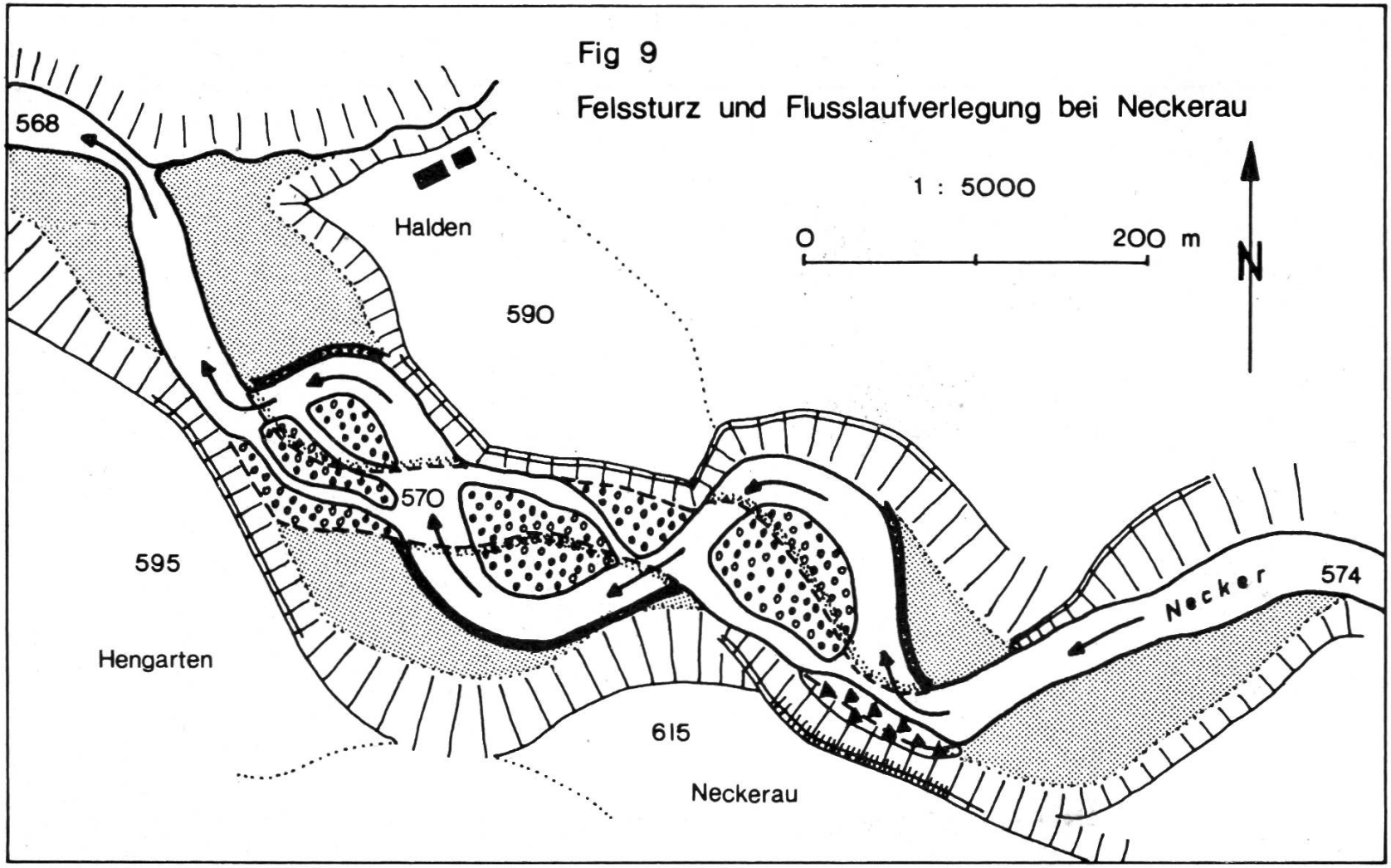


Fig 9

Felssturz und Flusslaufverlegung bei Neckerau

3. ZEUGEN DER GROESSTEN, DER RISSEISZEIT[1]

3.1. Die Ausdehnung der Rissvereisung im Untersuchungsgebiet

Die einzigen Arbeiten, welche das Quartär des Neckertales nicht nur am Rande behandeln, wurden von Ludwig veröffentlicht (1930 und geol Karte 1930). Der Autor kommt dort zum Schluss, dass in der grössten, in der Risseiszeit, ausgedehnte Nunatakkergebiete s und n Degersheim über das damalige Eisstromnetz aufgeragt hätten, während in der letzten, der Würmeiszeit, mit Ausnahme des hintersten Talabschnittes das ganze Neckertal eisfrei gewesen sein müsse. Wie in den folgenden Kapiteln noch eingehend zu besprechen ist, erweisen sich diese Abgrenzungen als unhaltbar. So entsprechen die risszeitlichen Nunatakker ungefähr denjenigen des Würmglazials im Maximum (4.3).

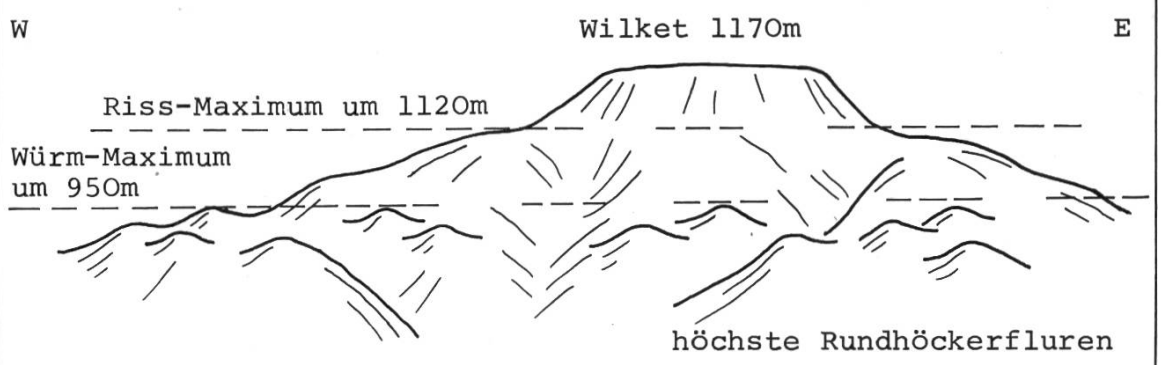
Was bleibt dann noch für die doch mächtigere Risseiszeit in unserem Untersuchungsraum übrig?

Derjenige Höhengürtel, welcher von den Würmgletschern nicht erreicht worden war, wurde seit der grössten Eiszeit nicht mehr glazial überarbeitet, so dass die entsprechenden Formen wieder

---

[1] Riss in dieser Arbeit: Glaziale Formen und Ablagerungen, welche höher liegen als das Würm-Maximum, denn über ältere Eiszeiten ist aus dem Neckerraum nichts bekannt.

Fig 10 Schema der Ueberprägung



stark verwischt sind. Ausführlicher heisst das, dass dieser Gürtel während einem ganzen Interglazial, während der ganzen Würmeiszeit und während dem Postglazial, nämlich während total sicher 120'000 Jahren, fluvial und periglazial geprägt worden ist. Mehr oder weniger über die ganze Würmeiszeit von etwa 70'000 Jahren hinweg wirkten Spaltenfrost und Solifluktion zerstörend auf risszeitliche Glazialformen und Ablagerungen. Dagegen haben die Würmformen des Neckerraumes erst etwa 15 - 17'000 Jahre fluvialer Formung hinter sich und zudem noch ohne kräftige periglaziale Ueberarbeitungsprozesse. Damit lassen bei Rissformen nur noch wenige Anzeichen auf ihre einstige glaziale Prägung schliessen.

Im Untersuchungsgebiet dürfte der Gipfel des Wilket (1170 m) das Riss-Eisstromnetz überragt haben. Dies ist aufgrund der Formen zu fordern, denn der Wilket weist eine scharf gezeichnete Gratlinie vor allem auf seinem höchsten Rücken auf, während die bis 1100 m aufstrebenden Anhöhen der Umgebung alle noch rundliche Gipfelüberprägung zeigen, so etwa Fuchsackerhöchi (1074 m), Kuppen beim Gägelhof (1077 m) ne Dicken, Risiwald (1100 m) sw Schwellbrunn. Zudem kommen noch einige hochgelegene Erratiker zwischen Fuchsackerhöchi und Arnig n Schönengrund vor, welche für das Würm-Maximum bereits deutlich zu hoch liegen. Einige Blöcke wurden leider seit der Kartenaufnahme Ludwigs (1930) zerstört. Eine ähnliche Prägung wie beim Wilket lässt sich auch am Hochhamm (1275 m), an der Hundwiler Höhi (1306 m) und an der

Hochalp (1530 m) feststellen, welche damals ebenfalls Nunatakker waren. Die Ueberformung an der Hochalp ist auf Abb 25 in 10.3 gut erkennbar.

Am Wilket beträgt die Höhendifferenz zwischen Riss-Maximum und Würm-Maximum zwischen 150 - 200 m. Die Unsicherheit rührt davon her, dass die Grenzen der Ueberprägung nicht mehr genau festgelegt werden können. Die glaziale Ueberarbeitung erreicht am Wilket um 1120 m, am südlicher gelegenen Hochhamm um 1230 m und an der Hundwiler Höhi um 1250 m ü M. Der etwas südlicher als der Wilket gelegene Köbelisberg ist an seinem E-Ende in 1131 m deutlich, an seinem W-Ende mit 1146 m jedoch nur schwach überprägt. Er scheint deshalb eben noch knapp überfahren worden zu sein. An der Hochalp erreicht die risszeitliche Ueberformung 1350 - 1400 m, während die höchsten Würmerratiker in 1170 m bei Schwänteli (7.2.2) auftreten.

3.2. Vergleich mit der Umgebung

Bereits Gutzwiller (1873) stellte ein Ueberfliessen des Thurgletschers ins Tösstal im Gebiet der Hulftegg fest. Andresen (1964) findet dies anhand von Erratikern und der glazial geformten Wasserscheide bestätigt. Darnach muss der Thurgletscher hier noch deutlich höher als 1000 m gestanden haben. Da die Formen und Ablagerungen eher spärlich auftreten und das Würm-Maximum bei Chalchtaren sw Gähwil auf 870 m festgelegt werden konnte, betrachtet dieser Autor die höchsten Glazialformen als risszeitlich. So zeigt sich auch hier eine Differenz in der Eishöhe zwischen Riss-Maximum und Würm-Maximum von rund 150 m, was zu den Ergebnissen e der Thur passt.

Eindeutig belegt ist die Riss-Eishöhe am Regelstein sw Ebnat, wo bis 1315 m Höhe sowohl Ueberprägung als wenig tiefer höchste Erratiker vorkommen. Bereits Arn Escher (1867) beschrieb diese Blöcke, und Hantke (1967) erkannte sie als risseiszeitlich. Da

am NE-Abhang bei Hüttenbüel auf über 1100 m die höchsten Zeugen der Würmeiszeit liegen (Erratiker, Verflachungen, Rundbuckel), kann hier eine Höhendifferenz zwischen 150 und 200 m für Riss- und Würm-Maximum abgeleitet werden.

3.3. Zusammenfassung

In der Risseiszeit überragten beim Maximalstand im Necker-Urnäsch-Raum nur Wilket, Hochhamm, Hundwiler Höhi und Hochalp knapp das Eisstromnetz, während der Köbelisberg gerade noch überfahren wurde. Es zeigt sich dabei, dass das risszeitliche Eisstromnetz zwischen 150 und 200 m höher reichte als das würmmaximale.

4. ZEUGEN UND VERLAUF DER WUERMEISZEIT

In diesem Kapitel soll die Ausbreitung der würmeiszeitlichen Gletscher im Untersuchungsgebiet dargestellt werden, wobei den Fragen der Korrelation und der Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Eisströmen besonderes Gewicht zukommt. Zugleich wird für dieses Gebiet erstmals eine Gliederung innerhalb der Stadien versucht; dazu kommt für das Neckertal eine Untersuchung zum Verhalten der Gletscher überhaupt.

Damit die Zusammenhänge und der zeitliche Ablauf besser erkennbar werden, sei hinsichtlich Formen, Aufschlüsse und Material auf Kap 2 verwiesen.

4.1. Allgemeine Bemerkungen zu Stadien und Ständen

Die Vorstellung, dass die Würmgletscher bei den einzelnen Rückzugsphasen, d h Rückzügen mit Wiedervorstössen, längere Zeit unbeweglich an einem Ort verweilt hätten, ist unpräzis. Es zeigt sich im Gegenteil ein ständiges unruhiges Oszillieren. Kräftige Rückzüge und anschliessende Hauptvorstösse ergeben die Stadien. Aus geringeren Bewegungen innerhalb der Stadien resultieren die Stände mit einzelnen Staffeln (Sommerhalder, 1968). Dies konnte Schindler (1968) im Limmattal für den Linthgletscher zwischen Würm-Maximum und Zürich-Stadium zeigen. Entsprechendes haben

Patzelt und Bortenschlager (1969) für das postglaziale Verhalten von Gletschern erkannt. Auch Kinzl (1932) stellte z B am oberen Grindelwaldgletscher gleiches fest, wo drei Stände selbst im Zungenbereich auf gegen 100 m zusammengeschoben sind.

Im Neckergebiet und Umgebung zeigen sich die dem Linth- und Rheingletscher entsprechenden Stadien ebenfalls. Für das Thurtal zwischen Wattwil und Wil wurden sie bereits durch Frey (1916), Andresen (1964), Hantke (1967) festgestellt; ebenso für den Rheingletscher zwischen St. Gallen und Wil durch Falkner (1909), Ludwig (1930) und andere. Im Bereich des Urnäsch- und Sittergletschers haben Kesseli (1926), Ludwig (1930), Hantke (1960), Saxer (1967) Stadien erkannt. Die zeitliche Zuordnung dieser Autoren muss allerdings in den folgenden Kapiteln noch untersucht und besprochen werden.

Im Neckertal und Umgebung lässt sich zeigen, dass die Stadien in Stände und teilweise noch in Staffeln unterteilt sind, ähnlich dem Limmattal. Ob dies jeweils die entsprechenden Stände des Linthgletschers sind, ist aber fraglich; es ist eher mit einem Oszillieren zu rechnen, das in den verschiedenen Vereisungsgebieten zeitlich, örtlich und ausdehnungsmässig verschieden erfolgte. Dafür diene der Thurgletscher und der Wilerlappen des Rheingletschers im Stein a/Rhein-Stadium als Beispiel. In dieser Phase berührten sich die beiden Gletscher nicht mehr, standen sich aber auf 1 - 3 km gegenüber, so dass sie über ihre Schotterfluren, die gegen die gemeinsame Entwässerungsrinne von Littenheid s Wil weisen, miteinander in Beziehung gebracht werden können. Hier zeigt sich, dass die Abfolgen dieser Stände nicht immer synchron verlaufen, indem die Höhenlage der entsprechenden Schotterfluren teilweise Differenzen aufweisen.

Die Stadien hingegen, welche wesentliche Veränderungen im Haushalt der Gletscher bezeugen und einen grösseren Zeitabschnitt umfassen, lassen sich gut über grössere Regionen vergleichen, indem sie bezüglich Ausdehnung, Höhenlagen, morphologischer Wirksamkeit, Schotterfelder, Wallmoränensysteme usw im grossen Aehnlich-

keiten aufweisen. Daher verwende ich für die Stadien die Bezeichnungen des Rhein- und Linthgletschers, welche allgemein bekannt und gebräuchlich sind. Für die Stände hingegen verzichte ich aus den genannten Ueberlegungen auf Namen nach den Typuslokalitäten der erwähnten Gletscher. Ich weise die Stände, die zusammengehöhren, je den entsprechenden Stadien zu, so dass z B das Diessenhofen/Schlieren-Stadium meistens zwei Stände, einen äusseren und einen inneren Stand, erkennen lässt.

Zusätzlich seien die häufig verwendeten Begriffe "Rückzugshalt" oder "Rückzugsstadium" noch kurz diskutiert. Beim Zürich-Stadium handelt es sich keineswegs nur um einen Halt während eines allgemeinen Rückzuges der Eisströme. Im Gegenteil, die Stadien bezeugen kräftige Wiedervorstösse nach vorher erfolgten Rückzügen. Daher scheint es mir nicht angebracht, diese beiden Begriffe zu verwenden.

Tabelle 3: Nomenklatur der älteren Würm-Stadien

Würmeiszeit	Allgemeine Bezeichnungen	Rheingletscher[1]	Linthgletscher[1]
Hochglazial	Würm-Maximum	Schaffhausen	Killwangen
	1. Rückzugshalt	Diessenhofen	Schlieren
	2. "	Stein a/Rhein	Zürich
Spätglazial	3. Rückzugshalt	Konstanz	Hurden
	-	Feldkirch[2]	Weesen[2]
	-	Sargans[2]	Sargans[2]

[1]Bezeichnungen, welche durch Penck und Brückner (1909) eingeführt wurden und sich seither eingebürgert haben.

[2]Stadien nach Hantke 1970.

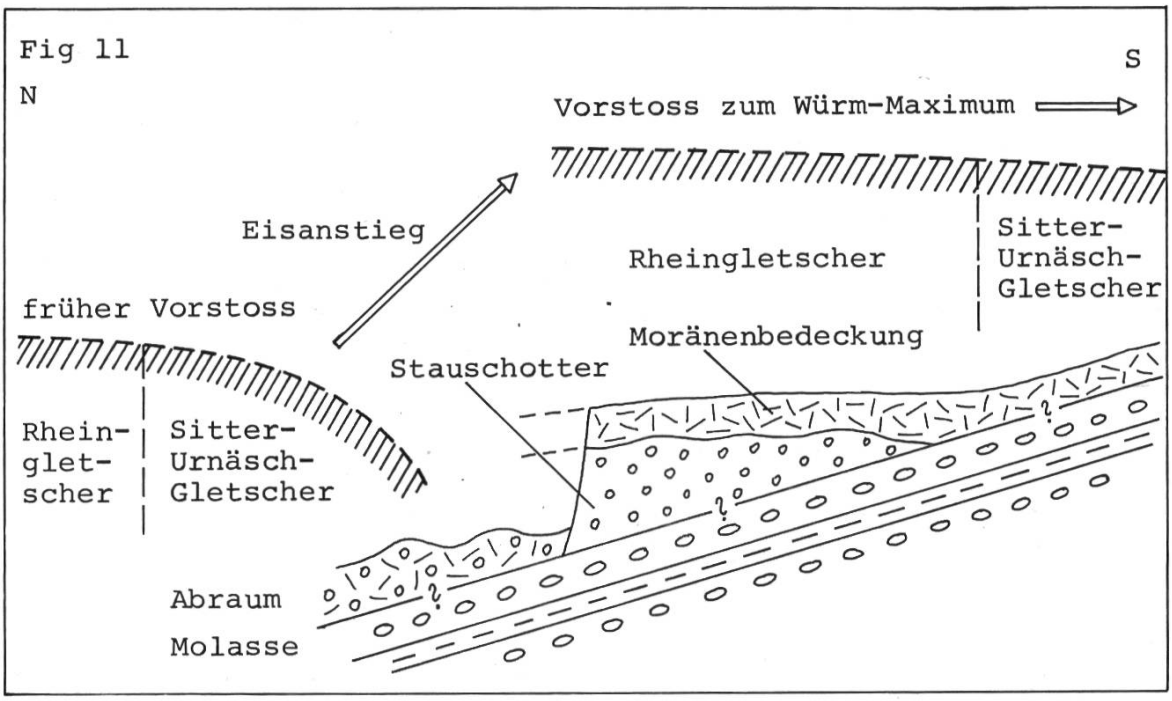
4.2. Die Zeit der Gletschervorstösse vor dem Würm-Maximum

Es ist kaum anzunehmen, dass die Würmgletscher sich in einem einzigen gewaltigen Vorstoss direkt aus den Alpen bis zur maximalen Ausdehnung vorschoben. Vielmehr ist ein phasenartiges Vorrücken zu erwarten, ganz ähnlich, wie auch der Rückzug etappenweise erfolgte (Hantke, 1970 b). Wie das Geschehen zeitlich absolut abgelaufen ist, liess sich bis jetzt für mein Untersuchungsgebiet nicht bestimmen, da keine organischen Reste, welche zur ^{14}C-Datierung geeignet wären, zu finden waren. Immerhin sind die Mörschwiler Schieferkohlen ne St. Gallen auf der ^{14}C-Basis auf über 56'000 B P datiert worden (Saxer, 1965) und bezeugen zusammen mit ihrer Flora und Fauna eine Wärmeperiode im Frühwürm. Das "Paudorf"-Interstadial, das an zahlreichen Orten festgestellt werden konnte, ist charakterisiert durch eine kräftige Erwärmung zwischen 35 und 25'000 B P (Fliri, 1970 und andere). Da das Lascaux-Ula-Interstadial mit 17 - 16'000 B P (Frenzel, 1967 und andere) eine wärmere Zeit nach dem eigentlichen Hochglazial darstellt, dürfte der eigentliche Gletschervorstoss zum Würm-Maximum 20'000 B P erfolgt sein.

Von den frühwürmeiszeitlichen und präwürmmaximalen Vorgängen ist im Neckergebiet kaum etwas erhalten geblieben, denn beim Eisvorstoss zum Maximalstand wurden tiefer liegende Ablagerungen weggescheuert oder überdeckt.

Einzig bei Grobenetschwil 2 km s Flawil hat man Einblick in den Rest eines Vorstossschotters:

- Liegend sind bis 4 m mächtig wenig sortierte, stark angewitterte Schotter aufgeschlossen. An Kristallingeröllen kommen nur schlecht erhaltene aus der Molasse vor.
- Hangend werden die Schotter diskordant durch Moräne mit bis 2 m Mächtigkeit überlagert. In der Geschiebelehmmatrix zeigen sich Erratiker von mehr als Kopfgrösse, worunter auch kristalline Gesteine (Gneise, Grüngesteine) und Ilanzer Verrucano auftreten.



Deutung (Fig 11): Dem liegenden randglazialen Stauschotter fehlen Rheingletscher-Leitgesteine, d h dass der Sitter-Urnäschgletscher aus dem kalkalpinen Säntisgebirge, der vom Rheingletscher bei St. Gallen nach W abgelenkt wurde, in dieser Höhenlage am S-Rand des Bodensee-Rheineisstromes entlang floss. Beim nachfolgenden Vorstoss zum Würm-Maximum stieg das Eisstromnetz an, der Sitter-Urnäschgletscher wurde weiter nach S abgedrängt und der eigentliche Rheingletscher überdeckte den Schotter mit GM. Dieser Aufschluss demonstriert den Anstieg des Rhein-Bodenseegletschers vor dem Würm-Hochstand. Der dem gegen N abfallenden Hang aufgesetzte Stauschotter bedingt für seine Ablagerung einen phasenhaften Stillstand während des Vorrückens der Eismassen und fordert eine Eisrandhöhe, welche ungefähr einem mittleren Stand des Diessenhofen-Stadiums (4.4.3) entspricht.

Beim weiteren Anstieg des Eises erreichte der Rheingletscher zuerst in der Bucht von Degersheim die Höhe eines Ueberganges ins Neckertal, so dass die Schmelzwässer dieses Eislappens durch das Aachtal abflossen und aufschotterten (2.6 und 4.8). Der Thurgletscher muss das Neckertal im Raume Ganterschwil abgedämmt haben,

wobei ein Eisrandsee aufgestaut wurde. Der Neckergletscher lag irgendwo im mittleren Neckertal. Ihm fehlte vorerst die Kraft eines grossen Vormarsches, da sein Einzugsgebiet klein und niedrig gelegen ist mit maximal 1500 m Höhe. Sobald aber Thur-, Luteren- und Urnäschgletscher bis über die Höhenlagen der Pässe ins Neckertal angewachsen waren, erhielt der Neckergletscher über diese Transfluenzen genügend Zuschuss, um nun ebenfalls bis ins untere Neckertal vorstossen zu können. Das Ueberschreiten der Transfluenzen ist durch Erratiker und Ueberprägung der Sättel gut belegt und wird im Kap 7 eingehend besprochen.

4.3. Das Würm-Maximum

Kartenbeilage 4. Es lassen sich zwei Stände auseinanderhalten, die sich hier im Bereich des Eisstromnetzes in verschiedenen Höhenlagen manifestieren: ein höheres "äusseres Maximum" und ein tieferes "inneres Maximum". Entsprechendes fanden auch Gerber (1955), Zimmermann (1961) und Hantke (1968) im w schweizerischen Mittelland.

4.3.1. Das äussere Maximum

Die Höhe der Eisoberfläche lag am N-Hang der Hochalp auf 1200 m, über Hemberg bei 1100 m, n St. Peterzell bei Furt auf 1000 m, n des Wilket auf 950 m, am Altenberg 3 km s Flawil in 900 m.

Belege:
- Stauterrassen am Eisrand (2.5): se Schönengrund bei Letzi 1010 m, n bei Hintere Risi 980 m, ne bei Stein 1000 m, bei Dietenberg 915 m 2 km e Degersheim.
- Moränenmassen mit eingebetteten Findlingen: am Stäggelenberg s Schachen um 900 m, in den obersten Seitentälern des Wissenbaches w Schwellbrunn, n und e Dicken bis 950 m, im oberen Ruer- und Jomerbachtal e und n Nassen bis 880 m.

- Wenig verwitterte und kaum eingesunkene Erratiker oft in Gruppen (2.2): Täler n des Wilket bis 890 m, s und n Oberhelfenschwil bei Schwanden 980 m und Höögg 890 m, am Köbelisberg gegen 1000 m, in der Umgebung des Salomonstempels 1130 m w Hemberg, auf den Hügelkuppen s und n der Rindaler Talung 800 - 840 m.
- Rundhöckerreihen (2.4): entlang der N-Seite des Hochhamm bis 1020 m, an den S-Abhängen des Wilket bis 970 m, s Schachen bis 910 m, um Degersheim bei 900 m, w Gähwil auf 880 m.

Alle diese Merkmale lassen sich ins Eisstromnetz auf der N-Seite des Alpsteins einordnen. So ist der Rhein-Sittergletscher belegt durch Erratikergruppen am Gäbris (Hantke, 1965), an der Fäneren (Eugster, 1960), auf der N-Seite des Kronberges (Ludwig, 1930), an der Hundwiler Höhi (Saxer, 1960); der Urnäschgletscher am Hochhamm und n der Hochalp (Ludwig, 1930); der Thurgletscher n unter dem Regelstein (Frey, 1916), auf dem Salomonstempel (Gutzwiller, 1873), bei Chalchtaren (Andresen, 1964). In der Beilage 8 sind alle diese Bausteine zu einer Karte zusammengefügt, aus der das Eisstromnetz n des Alpsteins resultiert. Sie weist einige Abweichungen zur Karte der letzten Eiszeit im Atlas der Schweiz von Jäckli (1968) auf, welche aber für das Gesamtbild unwesentlich sind.

In Anbetracht der Ansichten von Ludwig (1930) und Saxer (1960, 1967), die einen grösseren selbständigen Necker- oder Urnäschgletscher mindestens für die Würmeiszeit ablehnten, stellt sich hier die Frage:
Warum Würm-Maximum und nicht Risseiszeit?
1. Bereits Penck (1909) stellte Moränenwälle bis gut 1000 m Höhe am Pfänder bei Bregenz und s Oberstaufen im Allgäu fest, die sich bis ins Schussenried verfolgen lassen, wo das Würm-Maximum deutlich belegt ist (Germann, 1960). Somit muss auch auf der W-Seite des Austrittes des Rheingletschers ins Bodenseebecken das Eis am Rorschacherberg auf etwa 1000 m gereicht haben. Das gesamte Appenzellerland fällt daher ins Eisstromnetz mit abfallender Tendenz von S gegen N, aber immer noch 1000 m Höhe bei Herisau.

Also tranfluierte das Eis allenthalben von E her ins Neckertal.
2. Hantke (1961) und Andresen (1964) haben den deutlichen Wall von Chalchtaren wegen des guten Erhaltungszustandes, der geringen Bodenbildung und der aufliegenden Erratiker sicher zu Recht ins Würm-Maximum gestellt. Dazu gehört ein Eisrand von 870 m, welcher auch e der Thur in ± gleicher Höhenlage angenommen werden muss. Dies passt sich zudem ins Gefälle des Rheingletschers von 1000 m bei Herisau bis 400 m bei Rüdlingen ein. Der sicher talaufwärts ansteigende Thurgletscher hat damit die Sättel ins Neckertal überschritten.
3. Die Berechnungen von Ludwig (1930) über die Ausdehnung des Thurgletschers in der Würmeiszeit basierten speziell auf der zu hoch angesetzten Schneegrenze von 1200 m für das Würm-Maximum, für welche aber 1000 - 1050 m anzunehmen sind (5.1). Ludwig konstruierte daraus einen Thurgletscher, der nur bis Wattwil gereicht haben soll und schloss, dass das Neckertal einzig in der Risseiszeit einen beachtlichen Gletscher aufgewiesen habe, weil die Transfluenzen gemäss seinen Annahmen nicht funktioniert haben können.
4. Die vielen frischen Findlinge und die gut erhaltenen Stauterrassen dürften kaum ein ganzes Interglazial und vor allem keine vegetationslose, ganze Würmeiszeit mit Auftauboden, Spaltenfrost und Solifluktion überdauert haben.
5. Die Bodenbildungen sind im Neckertal selten 50 cm mächtig, wie Aufschlüsse bei Schönengrund, im Raume Degersheim, im Nassenfeld oder auf der Terrasse von Bleiken beweisen. Sie müssen also jung sein und entwickelten sich erst nach der Würmeiszeit, deren Eisströme das Neckertal überflutet haben.

4.3.2. Das innere Maximum

Auch hier lässt sich der Eisrand in ähnlicher Weise belegen wie für das äussere Maximum; es zeigt sich eine Absenkung der Eishöhe um etwa 50 m. Einzig im mittleren Neckertal war die Differenz grösser, so dass sich eine grossräumige Einmuldung der Eisoberfläche herausbildete, welche sich morphologisch im Absinken

der Eisrandzeugen gegen das Becken von Nassen zeigt. Dies ist verständlich, wenn man berücksichtigt, dass bereits einige Transfluenzen ins Neckertal nicht mehr oder nur noch abgeschwächt funktionierten (7.6). Die Eisströme erreichten zwar noch das Becken von Nassen, konnten es aber nicht mehr zum Ueberlaufen bringen.

Belege:

- Stauterrassen (2.5): e Dicken bei Möseren und im Hönenschwilertal 850 m, n Dicken bei Wisenwaldbach 830 m, bei Vorder Sonder 795 m, Vorder Au 815 m und Aeschenwis 805 m im Wissenbachtal, s Degersheim bei Untergampen um 830 m, bei Widenschopf und Banholz 800 - 810 m s Hoffeld im mittleren Aachtal.
- Zungenbecken in Seitentälern (2.3): direkt n und e Dicken bis 850 m, se Schachen bei Stierweid und Lehn bis 860 m, bei Füberg-Tobel n Oberhelfenschwil bis 780 m, unmittelbar s Winzenberg bis 760 m, im Jomerbachtal n Nassen vor allem auf der W-Seite bis 770 m.
- Im Raume Winzenberg - Jomerbachtal - unteres Ruerbachtal manifestieren sich die Eisränder durch Schliffgrenzen, d h deutliche Uebergänge zwischen GM-bedeckten, flacheren Talmulden und den darüber ansetzenden steilen Abhängen. Diese Grenze wird wegen der Ueberhöhungswirkung beim stereoskopischen Betrachten von Luftbildpaaren äusserst deutlich.
- Erratiker und GM-Massen (2.2): im Jomerbachtal und am Altenberg s Magdenau um 800 m, s Oberhelfenschwil bis 840 m, bei Ebersol e Necker bis 820 m, auf der S-Seite des Wilket bis 870 m.
- Drumlins im Kampfgebiet Neckergletscher - Rheingletscher im mittleren Jomerbachtal.

4.3.3. Die Nunatakker

Nur kleine Areale erhoben sich im Maximum des Würmglazials über das Eisstromnetz. Sie lagen grossenteils noch über der regionalen SG auf vergletschertem Areal und trugen deshalb auf

den N-Seiten selbständige Firnfelder (Kap 6). Die steilen S-Hänge waren eisfrei. An der sonnenexponierten NF-Felswand der Züblisnase (1047 m) n Dicken konnte sich bis heute eine Reliktflora erhalten: Leberbalsam (Erinus alpinus) und Alpen-Bergflachs (Thesium alpinum), welche möglicherweise die Eiszeit in diesem Refugium überstanden haben, aus der Föhrenwaldzeit die Föhre, die niedrige Segge (Carex humilis), der ausdauernde Steinbrech (Saxifraga aizoon), die Kugelblume (Globularia cordata)(nach Oberli, Wattwil, mündliche Mitteilung).

Das Nunatakkergebiet umfasst im mittleren Untersuchungsgebiet die Höhen zwischen Degersheim und Schönengrund, den Wilket und den Köbelisberg. Weiter n scheinen im äusseren Würm-Maximum nur die höchste Kuppe des Wolfensberges 935 m und der Altenberg 915 m das Eis überragt zu haben, während der Schauenberg 864 m, zwischen unterstem Neckertal und Rindaler Rinne gelegen, von den Eisströmen noch überfahren wurde (2.2).

4.4. Das Diessenhofen-Stadium

Kartenbeilage 5. Gegenüber dem inneren Würm-Maximum lag der Eisrand zwischen 50 und 100 m tiefer. Für den Neckergletscher ist charakteristisch, dass er bereits eine selbständige Zunge aufwies.

4.4.1. Der Thurgletscher

Im Raume Jonschwil - Brunberg s Wil erfolgte die Verschmelzung mit dem Rheingletscher, was Andresen (1964) für die W-Seite des Toggenburger Thurtales gezeigt hat. Auf der E-Seite gibt die Kiesgrube in der Schottermoräne s Jonschwil entsprechende Hinweise, indem neben Rheingletscher-Kristallingeschieben Thurgletscher-Erratiker (Kalk-NF und Sandsteine der Speerzone) und AG-Gerölle vorkommen.

Es lassen sich zwei Stände unterscheiden:

1. Aeusserer Stand bei Tüfrüti 750 m, Kirchberg 730 m, Dietschwil 705 m.
2. Innerer Stand bei Wolfikon - Taaholz in 670 - 680 m.

Die Untersuchungen von Andresen stimmen mit diesen Befunden nicht ganz überein, was darauf zurückzuführen ist, dass dieser Autor das Würm-Maximum des Rheingletschers im Raume s Wil zu tief ansetzte, nämlich bei Brunberg in 680 - 690 m und bei Oberschönau in rund 700 m. Dabei ergibt sich eine Diskrepanz zum Thurgletscher, der richtig bei Chalchtaren s Gähwil auf 870 - 880 m angenommen wurde. Offenbar ist der Tatsache des ausgeglichenen Gefälles im damaligen einheitlichen Eisstromnetz zu wenig Beachtung geschenkt worden, denn so ergäbe sich zwischen Thur- und Rheingletscher-Randlage auf nur 4 km Distanz eine Höhendifferenz von nahezu 200 m, d h ein Gefälle von ca 50‰, was kaum vertretbar ist. Zudem konnten zwischen Chalchtaren und Brunberg weitere Zeugen für eine höhere Eisrandlage, als sie Andresen annimmt, gefunden werden: Schliffgrenze und höchste Erratiker am Eschenberg nw Gähwil in 860 - 880 m sowie die noch rundhöckerartig überprägte Kuppe des Alvensberg sw Dietschwil mit 848 m. Die Randlage des Rheingletschers von Brunberg - Oberschönau muss deshalb dem äusseren Stand des Diessenhofen-Stadiums zugeordnet werden, was einerseits mit den Verhältnissen s Jonschwil - Uzwil (4.4.3) und andererseits mit denjenigen bei Dietschwil - Kirchberg - Tüfrüti übereinstimmt. Weiter ergibt sich, dass das von Andresen beschriebene Diessenhofen-Stadium w Unter Bazenheid der innere Stand dieses Stadiums ist.

Auf der E-Seite des Thurtales drang der Gletscher im <u>äusseren Stand</u> ins untere Neckertal ein und stiess bis zum grossen Nekkerknie vor, wo ihn die Zunge des Neckergletschers eben noch erreichte.

Belege:

In entsprechender Höhenlage finden sich: Zungenbecken von Oberhelfenschwil mit Schmelzwasserabfluss ins Neckertal (2.3.4, 7.3.1 sowie Abb 17), ein Wallrest am Laubberg s Ganterschwil,

die Schotterterrasse von Bleiken (2.6.2), ein Moränenwall ne ob dem grossen Neckerknie, Stauschotter und Moränenmassen im Sägentobel s Winzenberg (2.5.3), Zungenbecken ne Tufertschwil steil über der Rindaler Rinne mit Moränenwällen und Erratikerhäufungen (2.3.4).

Der innere Stand ist ausser durch das kleine Schotterfeld im Zungenbecken ne Tufertschwil, als der Gletscher den Transfluenzpass P 715 als Schmelzwasserrinne benutzte (2.3), auf der E-Seite der Thur nicht belegt.

4.4.2. Der Neckergletscher

Durch mehrere im S noch funktionierende Eistransfluenzen erhielt der Neckergletscher im äusseren Stand soviel Eiszuschuss vom Thur-, Luteren- und Urnäschgletscher, dass er bis Anzenwil w Nassen vorstiess, um dort mit dem Thurgletscher, wie bereits vermerkt, eben noch zusammenzutreffen. Im unteren Neckertal jedoch lagen bereits alle Transfluenzen trocken (4.4.3 und 7.6), so dass die e und n Teile des Beckens von Nassen eisfrei waren.

Belege:
Die randglazialen Entwässerungsrinnen von Mietsteig - Weid (740 - 720 m) w und Haldenberg 765 m e vom Dorf Necker, die randglaziale Stauterrasse von Schopfen 700 m nw Rennen, Häufungen von Findlingen am mittleren Bach von Unterwald n Oberhelfenschwil, Erratiker und Wallmoräne bei Bleiken 690 - 700 m (2.6.2 und Abb 7), Erratikeransammlungen im grossen Neckerknie und die teils gewaltigen Findlinge in der Kiesgrube Anzenwil, worunter eine grosse Zahl AG-Blöcke den Neckergletscher sicherstellen (8.2 und Abb 23). In der mittleren Kiesgrube des Nassenfeldes bei Neckersteig 695 m zeigen die erratischen Blöcke, sowie die teils wirren und verwürgten Schotter- und Sandablagerungen in den höchsten Partien die Eisrandlage an (2.6 sowie Abb 9 und 10).

Im inneren Stand stirnte der Neckergletscher bereits 2,5 km weiter talauf s Rennen (Abb 24 in 10.3). Der kräftige Rückzug lässt sich mit dem Ausfall der grossen Transfluenz des Urnäschgletschers über Schönengrund erklären (7.2.1).

Belege: Schottermoräne von Schoren (Abb 3) n Necker nahe dem Talgrund in 650 m - also nahe dem Zungenende - mit Staucherscheinungen von S her und vielen eingebetteten Erratikern, Häufung von Findlingen im n davon gelegenen Bachtobel bis 640 m sowie die randglaziale Entwässerungsrinne von Metzwil w Necker um 670 m, die nordwärts Richtung Zungenende ausläuft.

4.4.3. Der Rheingletscher

Nachdem Gutzwiller (1873) im Raume Degersheim - Flawil als erster Rhein- und "Sentisgletscher" anhand des Erratikums gegeneinander abgrenzen konnte, versuchte Ludwig (1930) eine Gliederung in Stadien und setzte den höchsten markanten Moränenwall s Gossau bei Hueb ins Würm-Maximum. Alle höher gelegenen Wälle, welche nicht mehr so deutlich ausgebildet sind, schrieb er der Risseiszeit zu. Hantke (1961) kam vorerst zur Auffassung, dass die Wälle n Degersheim das Maximum der letzten Eiszeit bekundeten, hat aber bereits 1967 diese Feststellungen einer Korrektur unterworfen und die Wallmoränen s Gossau - Flawil dem Schlieren/Diessenhofen-Stadium zugeordnet. Im folgenden soll erstmals eine Zuordnung dieser glazialen Bildungen zu einzelnen Ständen durchgeführt werden. Aus Vergleichen mit dem im E anschliessenden Konfluenzgebiet von Rhein - Sitter - Urnäschgletscher im Gebiet St. Gallen - Herisau und dem Thurgletscherbereich im W lässt sich ableiten, dass die glazialen Erscheinungen zwischen Degersheim und Flawil mehrheitlich dem Diessenhofen-Stadium angehören. Nur die direkt s Flawil und Gossau vorhandenen Moränenbildungen sind dem nächst jüngeren Stadium zuzuweisen.

Der Rheingletscher überschritt auch im äusseren Stand des Diessenhofen-Stadiums keine Transfluenz mehr ins Neckertal, konnte aber noch Schmelzwässer durch das Aachtal von der Stirne bei Degersheim ins Neckertal entsenden (2.6 und 4.8).

Belege: Mächtige Stauschotterablagerungen zwischen Herisau und Degersheim in 770 - 800 m entlang der Bahnlinie bei Tüfenau, Ramsen (mit kleinen aufgesetzten Moränenwällen), Schachen, Baldenwil, Büel, Hinterschwil (2.5.2). Das Zungenbecken von Matt n Degersheim um 780 m mit dem Moränenwall von Chalberstadel (2.3.1). Moränenwälle bei Langmoos, Chrüzstrass, Wolfertswil zwischen 800 und 770 m. Randglaziale Entwässerungsrinne Matt - Wolfertswil - Magdenau - Rindal (2.4). Moränenwall auf dem Hügelsporn w Magdenau 745 m. Wallreste sw Chreienberg s Bichwil um 730 m. Kleines Schotterfeld bei Eberwies 730 m. Moränenwälle s Jonschwil bei Hori mit zugehörigem Schotterfeld von Tannau um 695 m.

Im Raume Flawil - Degersheim, aber auch s Bichwil erscheint deutlich ein mittlerer Stand.

Belege: Moränenwälle bei Egg und Alterswil um 750 m . Schotterfelder bei Alterswil und Grobenetschwil 745 - 750 m (2.3.1). Reste einer randglazialen Entwässerungsrinne n Magdenau in 725 m, von welcher nur die S-Seite erhalten blieb, während die N-Seite bei der Schaffung der Burgau - Botsberg - Rinne wegerodiert wurde. Markante Moränenwälle s Bichwil zwischen Chreienberg und Chapf 700 - 720 m.

Der innere Stand ist s Gossau und bei Jonschwil gut erkennbar.

Belege: Der bogenförmig verlaufende, über 1 km lange Moränenwall von Rain - Hueb - Hohschoren in 710 - 730 m und Wallreste im Rütiwald um 720 m s Gossau. Schotterfluren bei Tüfi nw Herisau, bei Schwänberg, Geren und Sägen s Burgau (2.3.1). Stauschotter und Wallmoränenstücke in mehreren Staffeln e und s Jonschwil in 640 - 680 m (4.4.1).

Die Aufgliederung in drei unterscheidbare Stände ist mit Hilfe der Höhenlagen der Moränenwälle und Stauschotter trotz häufiger Unterbrechungen möglich. Dabei zeigt sich ein allgemeines Absinken der Eisrandzeugen von E nach W, was bei einer Bewegungsrichtung des Rheingletschers vom Bodensee her über St. Gallen gegen Wil zu erwarten ist. Gute Hilfe bei der Zuordnung der Eisrandlagen leisten etwa die Schotterfluren Tüfi um 710 m, Schwänberg 700 m und Sägen 680 m, deren Gefälle nach W demjenigen des Eisrandverlaufes entspricht. Besondere Bedeutung kommt den randglazialen Entwässerungstälern zu, die bei längeren Gletscherhalten entstehen (2.4.1).

4.5. Das Stein a/Rhein-Stadium

Kartenbeilage 6. Im Zungenbecken von Rhein-, Thur- und Neckergletscher kann man im wesentlichen drei Stände auseinanderhalten, welche oft in mehrere Staffeln zerfallen. Die Stände dürften dem Zürich-Stadium, nämlich den Ständen von Hard, Lindenhof und Hafner entsprechen. Ob sie zeitlich genau korrelierbar sind, kann nicht festgestellt werden; es handelt sich um einen relativen Zeitvergleich (4.1). Rhein- und Thurgletscher berührten sich nicht mehr, schütteten aber aufgrund der Höhenlagen gemeinsam die Schotterfluren zwischen Bazenheid, Schwarzenbach und Wil. Daraus lässt sich im grossen die Parallelität des Stadiums von Bazenheid für den Thurgletscher und desjenigen von Jonschwil für den Rheingletscher ableiten.

Falkner (1909) hat die Rheingletscherzungen zwischen St. Gallen und Aadorf anhand der markanten Moränenwälle des Stein a/Rhein-Stadiums richtig erkannt, sie aber noch nicht einzelnen Ständen zuordnen können. Für das Bazenheid - Stadium des Thurgletschers forderte Frey (1916) Zürich-Stadium (= Stein a/Rhein). Ludwig (1930) hat dagegen die Bazenheider Moränen ganz aus der Würmeiszeit ins Riss versetzt und die auffallenden Moränenzüge von Gossau - Flawil - Jonschwil ins Schlieren-Stadium (= Diessenhofen) eingeordnet. Für den Rheingletscher kam Hantke (1961) zum Schluss,

dass die Schlierenwälle nach Ludwig Zürich seien. Beim Thurgletscher zeigte Andresen (1964), dass Bazenheid dem Zürich respektive Stein a/Rhein entsprechen muss. Im folgenden soll auch hier eine detaillierte Gliederung durchgeführt werden, welche einige Berichtigungen der bisherigen Ansichten mit sich bringt.

4.5.1. Der Rheingletscher

Die drei Stände mit ihren Staffeln kann man auf der weiten Hochfläche von Gossau - Flawil, aber auch bei Jonschwil verfolgen. Die Moränenwälle sind markant und über weite Strecken klar aneinander gereiht. Ferner wurden mächtige Schotterfluren akkumuliert und randglaziale Schmelzwassertäler gebildet.

Im äusseren Stand schob sich der Rheingletscher noch über die Hochfläche von Gossau - Flawil hinweg gegen die Abhänge des Degersheimer Berglandes hinauf. Dadurch sperrte er bei Mettendorf e Gossau die Talung St. Gallen - Gossau, indem er n um den Tannenberg herum gegen S vorstiess. Die Glatt wurde zusammen mit Schmelzwässern am s Eisrand entlang nach W gelenkt und entwässerte über die Rindaler Talung.

Belege: Die zu diesem Stand gehörenden Moränenwälle lassen sich fast durchgehend vom Tannenberg herunter über Mettendorf - Muelt s Gossau - Helfenberg - (Unterbruch) - Stocken s Flawil - Ober Botsberg - Rudlen - (Unterbruch) - Bichwil - Bernholz - (Unterbruch am Dietelsberg) - Oberbettenau - Jonschwil - Bärensberg verfolgen (2.3.1). Ebenso markant erscheint die randliche Entwässerung: Glatt bis Burgau - Burgauer Rinne - Rindaler Rinne; eine zweite Rinne verläuft von Riggenschwil über Bichwil, s am Dietelsberg vorbei bis Oberbettenau, von wo aus der Abfluss subglazial erfolgt sein muss. Das Schotterfeld von Jonschwil wurde gegen S Richtung Thurtal geschüttet (2.3.1).

Am ausgeprägtesten ist der mit Zürich-Lindenhof zu vergleichende mittlere Stand entwickelt mit hohen langgestreckten Wällen und oft mehreren nahe beieinander liegenden Staffeln. In dieser Phase erreichte der Rheingletscher zwischen Gossau und Bichwil die Abhänge des Degersheimer Berglandes nicht mehr, so dass zwischen den Stirnmoränen und dem Fuss des Berglandes weite Schotterfluren akkumuliert werden konnten.

Belege: Moränenwälle (2.3.1): In mehreren Staffeln, oft nahezu parallel angeordnet, steigen vom nw Tannenberg über Andwil auffallende Moränenzüge südwärts gegen Gossau hinunter. Hier biegen sie nach W um und verlaufen von Watt über Sidenberg, n an Flawil vorbei, über Städeli/Riggenschwil und Bichwil bis nahe an den Dietelsberg. Auf der W-Seite dieses Molassehügels setzen sie bei Windegg wieder ein und umschliessen, gegen den Vogelsberg hinaufziehend, das Zungenbecken des Bettenauweiers. Um den Vogelsberg herum fehlen sie, erscheinen wieder s Lörhof in 730 m Höhe und lassen sich bis P 574.8 w Oberstetten verfolgen. Hier brechen sie am steilen Hang, der die Terrasse von Schwarzenbach begrenzt, abrupt ab und fehlen in der Folge im Thurtal und auf der S-Seite des Nollens.

Entwässerung: Da der St. Galler Rheingletscherlappen in dieser Phase bei Winkeln den Schmelzwässern und der Sitter den Weg nach N versperrte (Moränenwälle bei Bild-Winkeln und Haggen), waren diese gezwungen, Richtung Gossau nach W abzufliessen. Zwischen Gossau und Flawil lag ein weiterer Lappen des Rheingletschers, so dass auch hier die Entwässerung nach W erfolgte. Da sich bei Riggenschwil die Wallmoränen nahezu an die Ausläufer des Berglandes anlehnen, nahm das Schmelzwasser den Weg durch die Rindaler Talung. Ab Riggenschwil wurde das Tal s des Dietelsberges benutzt. Diese Schmelzwässer und diejenigen der Bettenauzunge flossen um den Bärensberg herum und ergossen sich über die Terrasse von Schwarzenbach Richtung Littenheider Rinne s Wil.

Schotterfelder (2.3.1): Zwischen St. Gallen-Winkeln und Flawil wurde ein mächtiges Schotterfeld akkumuliert, welches später durch die Glatt quer zerschnitten worden ist. Noch gewaltiger ist die Schotterflur von Schwarzenbach - Wil, welche damals zusammenhängend war, da ja die Entwässerung von Thur und Schmelzwässern über Littenheid erfolgte (Andresen, 1964).

Der innere Stand ist durch die Moränenwälle von Arnegg - Degenau - Ufhofen nw Gossau, von Stolzenberg - Buecherholz n Bichwil, von Sonnenhof s Oberuzwil und von Mattenhof - Oberstetten belegt. Als Schotterfelder sind das Moos und das Egelmoos nw Gossau zu erwähnen, welche wegen der Stausituation zwischen mittlerem und innerem Stand versumpften, und dasjenige von Egg w Oberuzwil im einstigen Zungenbecken des Bettenauerweiers (2.3.1). Ab Oberstetten erfolgte auch in dieser Phase die Entwässerung aufgrund der Lage von Moräne und Rest eines Schotterfeldes bei dieser Siedlung Richtung Littenheid.

4.5.2. Der Thurgletscher

Die Zunge stirnte zuerst bei Unter Bazenheid, dann bei Ober Bazenheid und bei Bräägg. Bei Lütisburg und Bütschwil finden sich internere Endmoränen. Die Wälle von Unter Bazenheid stellt Andresen (1964) ins Schlieren/Diessenhofen-Stadium. Aus drei Gründen muss dies abgelehnt werden:

1. Die Wälle liegen zu niedrig mit 632.8 respektive 620 m, verglichen mit der entsprechenden Eisrandlage 1 km e beim Taaholz von 660 - 670 m.
2. Das von ihnen ausgehende Schotterfeld liegt auf 595 m, was genau der gegenüberliegenden Schotterflur von Jonschwil, welche äusserer Stand des Stein a/Rhein-Stadiums ist, entspricht.
3. Diese Wälle liegen nur 400 und 600 m ausserhalb des Bazenheider Hauptwalles und müssen daher noch zum Bazenheid-Stadium gerechnet werden.

Auf der E-Seite der Thur sind die Zeugen dieses Stadiums seltener. Immerhin treten die drei Stände e Ganterschwil nochmals klar zutage (Abb 27 in 10.3). Dem äusseren Stand entsprechen der Wall von Stocken, dem mittleren die Wallreste von Gartikon und Taa und dem inneren der Moränenkranz, der knapp s Ganterschwil beginnt, nach E ausholt und bei Feld endet. Im Neckertal ist mit einem zeitweisen Stausee zu rechnen; während interneren Ständen wurden dagegen Schottermassen hinterstaut (8.1.3).

Der äussere Stand ist belegt durch Rundhöcker, anschliessenden Moränenwall und Schmelzwassertal bei Rossfallen s Ganterschwil (2.4). Im untersten Neckertal folgen Moränenwall und Schotterfeld bei Stocken (2.3.2). Bei Tufertschwil setzt in 680 m eine markante Entwässerungsrinne, die bis Unterrindal reicht, ein. Von ihr aus muss die Schüttung der mächtigen Kiese und Sande des Deltas bei Ebenhof erfolgt sein, als ein Thurgletscherlappen im unteren Rindal einen Gletscherrandsee aufstaute. Der Necker dürfte meist subglazial abgeflossen sein, obwohl die Rinne von Tufertschwil ins untere Neckertal weist, denn das zwar deutliche randglaziale Schmelzwassertal weist für die Ableitung der Gletscherwässer und des Neckers zu geringe Dimensionen auf. Ein Vergleich mit der zur gleichen Zeit benutzten Rinne von Mosnang auf der W-Seite der Thur bestätigt dies, indem diese Talung viel mächtiger ist, obwohl nur kleine Seitenbäche aus dem Hörnlibergland das Schmelzwasser verstärkten. Zudem weisen die Deltaschotter vom Ebenhof nur vereinzelt für den Necker typische AG-Gerölle auf (2.5.3).

Im mittleren Stand wurde Rossfallen von den Schmelzwässern wohl noch durchflossen, während im untersten Neckertal die Moränenreste von Gartikon und Taa 20 - 30 m nach unten abgesetzt sind. Ob die Tufertschwiler Rinne noch ganz benutzt wurde, ist ungewiss; es scheint eher, als ob sie nur noch ab Steig in Funktion war und nun gegen Unterrindal hinunter eingetieft wurde (2.5.3).

Dem inneren Stand von Bräägg entsprechen auf der E-Seite der Thur die Wallmoränen von Haslen und der Moränenkranz e Ganterschwil.

Ferner wurde e Lütisburg eine Eisrandterrasse gebildet, teils überschottert und mit Moränenmaterial bedeckt. Der Necker wurde im Sinne eines Schmelzwasserweges bei Feld n Ganterschwil gegen N gewiesen und tiefte sich hinter dem Molasserundhöcker P 627.5 epigenetisch ein. Bei der 100 m hohen NF-Felswand von Steig bog er jedoch wieder nach W um und entwässerte unter dem Gletscher. Auf alle Fälle benutzte er nicht die Terrasse e Lütisburg und die Rinne e Haslen; diese sind zu eng und weisen GM-Bedeckung auf (2.3.2 und 8.1.3).

4.5.3. Der Neckergletscher

Kartenbeilage 7 sowie Abb 24 und 25 in 10.3. Er kann im Raume St. Peterzell ebenfalls deutlich 3-phasig belegt werden, was ich als Peterzell-Stadium des Neckergletschers zusammenfasse. Dass sich dieses mit dem Stein a/Rhein-Stadium parallelisieren lässt, kann auf drei Arten gezeigt werden:

1. Da ausser den südlichsten alle Eistransfluenzen ins Neckertal ausgeschaltet waren, muss sich der Gletscher stark zurückgezogen haben. Die Gletscherstirn lag 5 km weiter talaufwärts als beim inneren Stand des Diessenhofen-Stadiums. Damit war der Gletscher auf 13 km Gesamtlänge zusammengeschmolzen.
2. Die Gletscherausdehnung lässt sich mit dem Urnäschgletscher des gleichen Stadiums vergleichen, wobei dieser allerdings wegen eines gewissen Eiszuschusses vom Sittergletscher her noch etwas weiter bis Waldstatt - Hundwil vorstiess (5.2).
3. Der numerische Vergleich mit rezenten Gletschern ähnlicher Ausdehnung ergibt bei Aufteilung der Gletscherflächen in Akkumulations- und Ablationsgebiete durch die regionale Schneegrenze über vergletschertem Areal gute Uebereinstimmung (5.2).

Im <u>äusseren Stand</u> stirnte der Neckergletscher bei Gass n St. Peterzell. Den hier einsetzenden Engpass zusammen mit den Bergsturzmassen bei Furt vermochte der Gletscher nicht mehr zu übersteigen. Diese Randlage ist belegt durch Anhäufungen von errati-

schen Blöcken bei Gass, im Bachtobel s Schafhalden und n Unterhemberg. Daneben gibt es einige Moränenwälle, welche allerdings morphologisch wenig hervortreten, n Mühle 715 m, bei Herrenweidli 780 m, Schönenbüel 830 - 840 m, Bächli 880 m, Hinter Harzenmoos und Rain am Ausgang des Telltales 900 m. Rundhöcker und Schmelzwasserrinnen n St. Peterzell und bei Bächli vervollständigen die Belegsreihe (2.4). Als Schotterfeld ist die Neckerebene zwischen Furt und Necker anzusehen.

Der mittlere Stand mit den auch hier auffälligsten Merkmalen ist bei St. Peterzell selbst anzusetzen, wo Moränenwälle, Findlinge und Entwässerungsrinnen sich häufen. Südwärts lässt sich dieser Stand auf der E-Seite über Bächli wiederum bis Harzenmoos im Telltal verfolgen, während die steile W-Seite bei Hemberg keine Anzeichen eines Gletscherrandes aufweist (2.3.3, 2.4 und 2.5.4).

Eine auffällige morphologische Form stellen die Terrassen n und s von St. Peterzell dar, welche bereits Gutzwiller (1873, 1877) beschrieb und als einstiges Flussufer interpretierte. Mir scheint, dass ein mächtiger Toteiskörper, aus dem äusseren Stand stammend, noch lange die Talsohle bei St. Peterzell erfüllt hat. Der sich zurückziehende Gletscher war über den Molasserippen bei Brunau zuerst durchgeschmolzen, während im tieferen, schattigen Talgrund Toteis sich noch längere Zeit erhalten konnte. Um dieses herum musste das Schmelzwasser den Abfluss nach N suchen. Die Folge der Stauwirkung ist die Terrasse auf der NE-Seite der Talweitung von St. Peterzell mit nahezu horizontaler Oberfläche, welche eine fluviale Bildung ist. Das Material der Terrasse ist allerdings verschiedener Herkunft, wie Aufschlüsse s Gass und e Bunt zeigten. Neben Schotterlagen kamen Moränenmassen mit erratischen Blöcken und gekritzten Geröllen vor. Entsprechendes ergibt sich aus der Bohrung der Firma Dicht AG, die 1960 für den Schulhausneubau abgeteuft wurde: Anstehende NF in 4,4 m Tiefe, darüber bis 3 m Kies mit Tonlagen, dann Schotter mit Geröllen bis 10 cm Durchmesser und teils siltiger Ton, zwischen 3,1 und 2,5 m Tiefe ein angewitterter NF-Block. Leider wird dieser Block nicht

näher beschrieben; es dürfte sich aber, wie die andern Aufschlüsse zeigen, um einen Findling handeln. - Zusammenfassend lassen sich diese Ablagerungen als Gemisch aus fluvial verfrachteten Schottern und Sanden, sowie eingeschwemmten GM-Massen der Talhänge und Obermoränenmaterial vom Toteiskörper auffassen.

Oberhalb der Mündung des Tüfenbachs in den Necker häufen sich die Anzeichen für einen weiteren, den inneren Stand zwischen Brunau und Wis mit Moränenmassen, undeutlichen Wällen und Findlingen. Bis Bächli lässt sich wiederum eine Reihe von Rundhökkern mit Schmelzwassertälchen verfolgen, welche die E-Flanke dieses Standes markieren. Talaufwärts scheint der Eisrand mit den älteren dieses Stadiums zusammenzufallen. Das zugehörige Schotterfeld ist die Talaue von St. Peterzell sowie weiter talauswärts wieder die Ebene von Furt - Necker.

Trotz der zu hoch angenommenen Schneegrenze von 1200 - 1250 m für das Bazenheid-Stadium (= Stein a/Rhein), glaubte Frey (1916), dass der Neckergletscher sich noch bei Ganterschwil mit dem Thurgletscher vereinigt hätte. Kesseli (1926) bestreitet diese Auffassung zu Recht, da das Einzugsgebiet des Neckergletschers bei dieser Sgr-Höhenlage sehr klein gewesen ist. Er vermutet, dass der Gletscher nur bis Mistelegg s Hemberg vorgestossen sei, räumt aber ein, dass er jene Gegend nicht genau kenne. Da die Sgr im Bazenheid = Stein a/Rhein-Stadium tiefer lag als Frey und Kesseli annahmen, erreichte der Neckergletscher noch das Becken von St. Peterzell (siehe oben).

4.6. Die spätglazialen Stadien

Der kräftige allgemeine Rückzug der grossen Vorlandgletscher vom Stein a/Rhein- zum Konstanz-Stadium muss sich auch in den kleineren Gletschergebieten der Bergländer ausgewirkt haben. So ist nicht anzunehmen, wie Andresen (1964) und Schindler (1970) im Gegensatz zu Hantke (1967) meinen, dass der Thurgletscher in die-

sem Stadium noch bis Bütschwil gereicht habe, welches nur 5 km weiter talaufwärts liegt als Bazenheid = Stein a/Rhein-Stadium. Anhand der Vorgänge im Flussystem von Thur und Necker kann dargelegt werden, dass jener Eisstrom oberhalb Lichtensteig gestirnt hat (8.1.3). Wo das Zungenende wirklich lag, ist unsicher, auf alle Fälle ausserhalb des Untersuchungsgebietes. - Der Rheingletscher erfüllte eben noch ± das Bodenseebecken, lag also weit ne des Neckerraumes (Germann, 1960; Hantke, 1961, 1970; Saxer, 1964).

Wo stand nun der Neckergletscher im Konstanz-Stadium? Bei einer klimatischen Schneegrenze über vereistem Areal, welche in der Säntis- und Hochalp-Region bei etwa 1300 m über Meer lag (5.4), blieb dem Neckergletscher nur noch der hinterste, höchste Talbereich zwischen Hinterfallenchopf 1532 m und Spicher 1520 m als Firngebiet. Die Südhänge der Hochalp fielen aus Gründen der Exposition zum vorneherein weg. Dem Firngebiet von gut 2 km^2 dürfte ein Ablationsbereich von etwa 1 km^2 gegenüberzustellen sein (5.1.4), was heisst, dass die Zunge den Ampferenboden 1050 m noch erfüllt hätte. Diese theoretischen Ueberlegungen bestätigen sich bei der Geländebegehung, indem der Ampferenboden die Gestalt eines Zungenbeckens besitzt und die einzige Talweitung am hinteren Necker ist. Leider fehlen in diesem steilwandigen Kessel Moränen, Erratikerhäufungen oder Schmelzwasserrinnen, die die Talweitung mit Sicherheit als Zungenbecken ausweisen würden.

Klarer sind die Verhältnisse auf der N-Abdachung der Hochalp, wo das Rossmoos-Kar noch vollständig Firnzone war. Eine kleine Gletscherzunge trat aus dem Kar aus, um bis gegen 1100 m hinunter bei Bruggerenwald vorzustossen, belegt durch Muldenform des Tales mit GM und vielen lokalen Findlingen. Als Bestätigung zeigen sich im w anschliessenden Tal entsprechende Formen, die allerdings nur bis ca 1200 m hinunterreichen, was aber wegen des Fehlens einer Karmulde als Firnsammelbecken verständlich ist (2.7.1 und Fig 8).

Moränenwälle am Ausgang des Rossmooskars mit einer kleinen randglazialen Rinne und Anhäufungen von Erratikern lassen erkennen, dass selbst bei einer Sgr-Höhenlage von rund 1400 m ü M hier noch ein Kargletscher lag. Dies dürfte etwa Feldkirch-Stadium nach Hantke (1970) bedeuten. Damals muss der Neckergletscher mit Ausnahme einiger gegen N exponierter Firnfelder völlig verschwunden sein.

Im Bühl-Stadium mit einer Sgr-Depression von 900 - 1000 m (Heuberger - Mayr, 1966) lagen selbst die höchsten Molasseberge des Neckertales bereits knapp unter der Sgr und dürften daher höchstens noch bei NE-Exposition kleine perennierende Schneeflecken getragen haben.

4.7. Zusammefassung

4.7.1. Stadien und Stände zwischen Sitter und Thur (Tabelle 4)
Vergleich mit Linth- und Rheingletscher im Zungengebiet

Stadien	Linthgletscher-zunge[1]	Rheingletscher-zunge[1]	Rheingletscher Raum Degersheim - Gossau - Bischofszell
Würm-Masimum 1. Stadium im Hochglazial	Killwangen 1 Killwangen1 2 Killwangen2 3 Spreitenbach	Schaffhausen 1 Neuhausen 2 Schaffhausen	1 Stäggelenberg (920) 2 s Degersheim (840)
2. Stadium im Hochglazial	Schlieren 1 älteres Schl 2 Schlieren 3 Altstetten	Diessenhofen 2 Diessenhofen 3 ?	2a Wolfertswil (770) b Alterswil (750) 3 Hueb s Gossau (720)
3. Stadium im Hochglazial	Zürich 1 Hard 2 Lindenhof 3 Hafner	Stein a/Rhein 1 Etzwilen 2 Kaltenbach 3 Stein a/Rh	1 Z Gossau Bhf (650) 2 Z Gossau - Watt (650) 3 Z Gossau - Degenau (630)
1. Stadium im Spätglazial	Hurden	Konstanz	Z Chistenmüli s Kradolf

(900) = ungefähre Höhenlage des Eisrandes
Z = Gletscherzunge

[1] Die Namen der Stände der Zungen von Linth- und Rheingletscher stammen einerseits aus Suter und Hantke (1962), andererseits zusammengefasst aus Schindler (1968) sowie aus Troll (1936).

[2] Die Stände des Thurgletschers entsprechen Andresen (1964) und Schindler (1970, geol Karte) oder eigenen Untersuchungen

[3] Hantke (1970) und Grüninger (1972).

Thurgletscher Raum Gähwil - Bazenheid - Nesslau [2]	Neckergletsch. Raum Nassen - St. Peterzell - hint. Neckertal	Urnäschgletsch. Raum St. Gallen - Hundwil - Urnäsch	Sittergletsch. Raum St. Gallen - Stein AR - Appenzell
1 Chalchtaren (870) 2 Mülrüti (770)	1 Wilket N (über 900) 2 Wilket N (810)	1 Stäggelenberg (920) 2 ?	1 Horst (1050) 2 ?
2 Dietschwil (700)	2 Z Anzenwil (650)	2 Saum e Herisau (800)	2 Niederteufen (820)
3 e Wolfikon (670)	3 Z n Necker (620)	3 Z n Hundwil ?	3 Störgel n Stein (740)
1 Z Unt. Bazenheid (610) 2 Z Ob. Bazenheid (610) 3 Z Bräägg (590) 4 Z Bütschwil	1 Z Gass n St. Peterz. (680) 2 Z St. Peterzell (700) 3 Z Brunau s St. Peterz.	1 Z Bleichi w Hundwil (760) 2 Z Steblen w Hundwil (780) 3 Z Auen sw Hundwil (780)	1 Z Gmünden n Stein (700) 2 Z Gmünden n Stein (700) 3 Z Auen bei Hint. Haslen
Z Raum Krummenau-Ebnat [3]	Z Ampferenboden hint. Nekkertal (1050)	Z Grüenau s Urnäsch ? [3]	Z Steig n Appenzell [3]

Ueber der strichpunktierten Linie: intaktes Rhein - Säntisgletscher - Eisstromnetz.

-·-·-·-·-·-·-·-·-·-·-·-

Unter der Linie: Zerfall des Eisstromnetzes, selbständige Gletscherzungen.

4.7.2. Uebersicht und Vergleich der Stadien (Tabelle 5)

Würmeiszeit	Rheingletscher-zunge	Linthgletscher-zunge	Thurgletscher-zunge	Neckerglet.-zunge	Urnäschgl.-zunge
Hochglazial	Schaffhausen	Killwangen	- (Chalchtaren bei Gähwil)	-	-
	Diessenhofen	Schlieren	- (Kirchberg)	Anzenwil	-
	Stein a/Rhein	Zürich	Bazenheid	St Peterzell	Hundwil
Spätglazial	Konstanz	Hurden	Krummenau - Ebnat ?	Ampferen-boden	Grüenau ? s Urnäsch
	Feldkirch	Weesen	Starkenbach ?	Kargletscher an Hochalp und Hinter-fallenchopf	Aueli n Schwägalp

- noch keine selbständige Zunge

() seitliche Begrenzung des Thurgletschers durch Moränenwälle

? unsicher oder nicht genau festzulegen

Literaturangaben siehe vorstehende detaillierte Tabelle.

4.8. Die Stellung des Nassenfeldes

Die Beschreibung der Formen, Aufschlüsse und des Materials erfolgte im Kap 2.6. Hier soll nun, nachdem der Verlauf der Würmeiszeit diskutiert worden ist, die zeitliche Einordnung dieser Terrasse in die letztglazialen Ereignisse besprochen werden.

Für die Schüttung des Deltas und mindestens eines Teils des Uebergusses im Nassenfeld kommen prinzipiell nur zwei Zeitabschnitte des Würmglazials in Frage. Da das Delta aus Richtung Aachtal geschüttet wurde, muss die Aach während der Aufschotterung ein kräftiger, schuttbeladener Fluss gewesen sein. Sie war durch Gletscher-Schmelzwasser zum mächtigen Fluss geworden, was nur möglich ist, wenn der Rheingletscher bei Degersheim stand. Auf der anderen Seite muss der Thurgletscher gleichzeitig das untere Neckertal bis zu einer Höhe von knapp 700 m abgedämmt haben, so dass überhaupt erst ein See entstehen konnte, welcher das Becken von Nassen erfüllte. Zudem muss der Neckergletscher irgendwo im mittleren Talabschnitt gelegen haben, denn das Delta konnte offensichtlich ruhig und störungsfrei aufgebaut werden (Kartenbeilage 5).

Diese drei Bedingungen wurden im Verlaufe der Würmeiszeit zweimal erfüllt, nämlich in der Vorstossphase vor dem Würm-Maximum und in der Phase des Diessenhofen-Stadiums. Während dem Würm-Maximum war auch das Becken von Nassen unter dem Eisstromnetz versunken.

Für die Entstehungszeit vor dem Würm-Maximum sprechen:

1. Die Zerschneidung des Deltas und heutige Ausräumung des Aachtales kann die Aach nur bei grossem Wasseranfall vollbracht haben, also unter Mitwirkung von Gletscher-Schmelzwässern. Diese erhielt sie einzig im Diessenhofen-Stadium, als der Rheingletscher bei Degersheim stirnte. Folglich muss der Aufbau des Deltas früher erfolgt sein; es kommt nur Präwürmmaximum in Frage.
2. E des Nassenfeldes liegen im Aach- und Ruerbachtal Moränen-

massen teilweise auf tieferem Niveau als jenes. Das bedeutet, dass nach der Deltaschüttung erodiert wurde, worauf die Gletscher alles unter sich begruben und Moräne ablagerten. Hier können nur während des Würm-Maximums Gletscher gelegen haben, womit die Deltaschüttung vor dem Würm-Maximum erfolgt sein muss.

3. Die Deltaschotter sind wenigstens teilweise direkt der Molasse aufgelagert ohne dazwischen liegende GM. Daher dürfte das Delta vor dem Eintreffen der Gletscher entstanden sein, was nur vor dem Würm-Maximum stattgefunden haben kann.
4. Im Ueberguss kommen lehmige - tonige Partien vor, ausserdem finden sich gelegentlich eckige und gekritzte Gerölle sowie etliche erratische Blöcke. Die Ueberguss-Schüttung scheint deshalb eisüberfahren zu sein, ohne dass es allerdings zur Ausbildung einer typischen Moräne gekommen wäre. Das Material waren hier sicher zum Teil die Schotter des Uebergusses selbst. Zudem verhielt sich das Eis im Becken von Nassen ziemlich bewegungslos, da ja von allen Richtungen Zuströme erfolgten (Fig 4). Also vermochte es weder zu erodieren, noch Moränenmaterial abzulagern. Im übrigen zeigt Germann (1971) für den süddeutschen Bereich des Rheingletschers, dass über weite Gebiete schluffige GM fehlt und dafür Schmelzwassersedimente vorherrschen, so dass er den Begriff "Grundmoränenlandschaft" in "Schmelzwasserlandschaft" umwandeln möchte. Diese Bezeichnung liesse sich aufgrund der Materialzusammensetzung auch für das Nassenfeld rechtfertigen.

Für Entstehungszeit im Diessenhofen-Stadium nach dem Würm-Maximum sprechen:

1. Keine oder mindestens keine charakteristische Moränenbedeckung des Deltas. Nach dem Deltaaufbau floss also kein Eis mehr über dieses, daher ist es Post-Würmmaximum.
2. Die Aach hat das Delta als Schmelzwasserfluss geschüttet und im selben Diessenhofen-Stadium auch wieder zerschnitten, nachdem der Neckerstausee z B subglazial abgeflossen war.

Aufgrund dieser verschiedenen Ueberlegungen scheint mir das Nassenfeld-Delta während des Vorstosses zum Würm-Maximum geschüttet worden zu sein. Es hätte demnach folgende Entwicklungsphasen durchgemacht:

1. In der Vorstossphase zum Hochwürm, als der Rheingletscher bei Degersheim stirnte und im unteren Neckertal ein durch den Thurgletscher aufgestauter Eisrandsee lag, wurde durch Schmelzwässer das Aachtal hinunter zwischen Nassen und Mogelsberg ein gewaltiges Delta mit Ueberguss in den Neckersee geschüttet.
2. Während des Würm-Maximums überdeckte das Eisstromnetz auch das Becken von Nassen. Der das Nassenfeld aufbauende Deltaabschnitt blieb dabei erhalten, während im Ruer- und Aachtal teilweise erodiert und Moräne abgelagert wurde.
3. Als das Nassenfeld wieder ± ohne Eisbedeckung war, im Neckertal sich aber noch der Gletscher befand (bis zum Stand von Anzenwil) und im mittleren Aachtal bei Aach vermutlich noch Toteis lag, wurden auf dem Nassenfeld eisrandnahe Schotter und Sande in wirrer Lagerung über den Ueberguss geschüttet, so dass sich heute bis 10 m mächtige Akkumulationen über den Deltaschrägschichten aufbauen.
4. Nachdem dann das Becken von Nassen eisfrei geworden war und der Rheingletscher wieder im Raume Degersheim stand (Diessenhofen-Stadium), tiefte sich die durch Schmelzwässer verstärkte Aach in die Deltaablagerungen ein und schuf ihr heutiges, auf der Talsohle bis 100 m breites, 75 m tiefes und 5 km langes Kastental.

5. SCHNEEGRENZEN IM HOCHWUERM IN DER NE-SCHWEIZ

5.1. Schneegrenzbestimmung für das Würm-Maximum im Neckergebiet

5.1.1. Vorbemerkungen

Von den Autoren, die Schneegrenzen (Sgr) untersuchen, werden die verschiedensten Definitionen für die einzelnen Sgr-Typen angeführt. Bereits der Begriff der "klimatischen Sgr" führt zu unterschiedlichen Definitionen (Hermes, 1955, 1964 und Escher, 1969). Da im Würm-Maximum weitaus der grösste Anteil des Neckerraumes unter dem Eisstromnetz lag und nur wenige, zum Teil selbst wieder verfirnte Nunatakker die Eishochfläche überragten, ist die klimatische Sgr über vereistem Areal interessant. Rezent liegt diese in den Alpen deutlich tiefer als diejenige über nicht vereistem Gebiet. So erhält Zingg (1954) für die E-Schweiz eine Differenz von 300 m, Escher im Silvrettagebiet über 500 m. Im weitern war der Einfluss der gewaltigen glazialen Eismassen auf das Klima viel bedeutender als bei den heutigen Alpengletschern.

Louis (1954) definiert die verschiedenen Sgr-Begriffe. Für grossräumige Vergleiche ist allein die klimatische Sgr geeignet. Hermes (1964) und Haase (1966) möchten dafür die Bezeichnung "regionale Sgr" einführen, weil damit auch die orographischen Verhältnisse zum Ausdruck kommen. Dabei ist aber jeweils zu berücksichtigen, ob es sich um die regionale Sgr über vergletschertem Areal

handelt oder nicht.

Der Begriff der lokalen Sgr bedarf ebenfalls noch einer Zusatzerklärung. Bei der Bestimmung eiszeitlicher lokaler Sgr ist man auf Zahlen, die von eiszeitlichen Gletschern hergeleitet werden, angewiesen. Damit werden diese Sgr stets über vereistem Areal berechnet, was auch bei Bestimmungen an rezenten Gletschern der Fall ist. Nach Messerli stimmen lokale Sgr auf Eis, nach der Höferschen Methode gerechnet, und Gleichgewichtslinie gut überein; dabei hat Höfer allerdings die Auflage "auf Eis" nicht beachtet, aber praktisch mit einbezogen.

Die zur Sgr-Bestimmung benutzten Grundlagen sind gelegentlich unsicher, ebenso ihre Uebertragbarkeit auf andere Regionen und andere Zeiten (Würmglazial). Sie wurden trotzdem benutzt, um aus mehreren verschiedenen Ableitungen Richtwerte zu erhalten.

Für den Untersuchungsraum soll für das Würm-Maximum die Höhenlage der regionalen Sgr über vergletschertem Areal gefunden werden. Der Zweck dieser Bestimmung ist ein doppelter. Einerseits resultiert daraus eine erstmals über dem S-Rand des e Schweizer Mittellandes bestimmte Sgr-Höhenlage für ein weit vom Alpenrand nw-wärts vorgeschobenes Gebiet. Andererseits können damit lokale Gletscherrandlagen und Firnvorkommen den Würm-Stadien zugeordnet werden.

Die Sgr-Berechnungen wurden aus folgenden Gründen für den Raum des Degersheimer Berglandes vorgenommen:

- Im Bereich des Untersuchungsgebietes ist es das geschlossenste Bergland mit Höhen, die sowohl das würmeiszeitliche Eisstromnetz als auch die Sgr des Würm-Maximums überragten.
- Die Umgebung ist das gegenseitige "Kampfgebiet" des Rheingletschers auf der N-Seite, des Thur-Neckergletschers auf der SW- und der Appenzeller Gletscher auf der E-Seite.
- Es hat eine weit vom Alpenrand nach NW vorgeschobene Lage, die nur im Hörnlibergland noch einen Parallelfall aufweist.

- Es lässt sich gut mit dem Alpstein vergleichen, welchem es als nördlichstes Bergland in direkter Linie zwischen 15 und 20 km vorgelagert ist. Dies ist insofern von Bedeutung, als der Alpstein den gegen NW exponiertesten Gebirgsstock der n Alpen darstellt, der im Säntis mit 2501 m die rezente Sgr über vereistem Gebiet gerade noch erreicht und wo zudem die meteorologische Station wichtige Klimadaten liefern kann.

5.1.2. Schneegrenze aufgrund der höchsten Moränenwälle

Moränenzüge werden von den Gletschern erst unterhalb der Sgr ausgeschieden, weil
- die Zufuhr von Schnee und Eis von den Seitenhängen erst in tieferer Lage unterbleibt, so dass Moränenmaterial an den Rand des Eisstromes gelangen und ausgeschieden werden kann,
- das oberhalb der Sgr im Eis eingebackene Material erst unterhalb, wo die Ablation deutlich eingesetzt hat, wieder an der Gletscheroberfläche erscheint.

Diese Tatsachen benutzte Lichtenecker (1938) zur Festlegung der Sgr-Höhenlage, die folglich etwas über den höchsten, auskeilenden Moränenwällen liegen muss.

Höchste Wallmoränen des Würm-Maximums finden sich s Oberstaufen im Allgäu um 1000 m, am Pfänder etwas über 1000 m, am Bachtel um 980 m und am Etzel in 1020 m Höhe ü M (Penck, 1909; Hantke, 1970 und andere). Das Mittel für diese den Rhein- und Linthgletscher charakterisierenden Werte liegt bei 1000 m; die Sgr ist daher bei etwas über 1000 m anzusetzen.

Penck (1909) berichtet von auffälligen Moränenwällen, welche vom Schussenriet von 610 m gegen das Vorarlberg bis zu den Quellen der Weissach auf 1000 m ansteigen und dort auslaufen. Daraus folgert er, dass die Sgr im Würm-Maximum im Voralpenbereich des Rheingletschers auf ca 1000 m gelegen haben müsse. Dabei dachte

Penck regional und erhielt die klimatische Sgr über vereistem Areal, welche er aber nur mit Sgr bezeichnete.

Der Raum Degersheim ist bezüglich Alpenwall noch exponierter und weiter gegen das Mittelland vorgeschoben. Daraus ergibt sich eine regionale Sgr für das Degersheimer Bergland von 1000 bis wenig über 1000 m für das Würm-Maximum. Dabei handelt es sich um die Sgr über vereistem Areal. Die obigen, für die Herleitung verwendeten Einzelfälle bedeuten zwar grundsätzlich lokale Sgr, sind aber für den Rhein- und Linthgletscher massgebend, welche beide hier am Austritt ins Mittelland so wenig Gefälle aufweisen, dass die Exposition nicht mehr zum Spielen kommt und folglich die regionale Sgr direkt eruiert werden kann.

5.1.3. Schneegrenze mit Hilfe der Sgr-Depression

Rezente Sgr

Am Säntis liegen überdauernde Firnfelder in E-Exposition bis auf 2300 m herunter, während sie in W-Exposition noch ausapern (Schröter, 1926; Hantke, 1970; eigene Beobachtungen). An den steilen S- und N-Flanken gleitet der Schnee in tiefere Lagen ab. Der Blaue Schnee und der Grosse Schnee je mit E-Exposition weisen lokale Sgr auf Eis von ca 2400 m ü M auf. Auf der ausapernden W-Seite ist sie um etwa 100 m höher anzusetzen wegen der verstärkten Wirkung der Nachmittagssonne (5.1.4), d h sie liegt auf rund 2500 m, also auf Säntisgipfelhöhe. Mittelt man die lokalen Sgr-Höhenlagen, so ergibt sich eine regionale Sgr über verfirntem Areal von 2450 m ü M. Diese Höhe wird auch von Jegerlehner (1902) und Streiff-Becker (1947) angegeben.

Sgr im Würm-Maximum

Aufgrund neuerer Erkenntnisse ist am Alpennordrand und in den n Voralpen mit einer Sgr-Depression für das Würm-Maximum gegenüber heute von 1300 - 1400 m zu rechnen (Hermes, 1955, 1964; Hantke, 1970). Für den S-Schwarzwald erwähnt Haase (1966) 1300 m Depres-

sion. Entsprechende Beträge gibt auch Messerli (1967) für die ähnlich niederschlagsreichen w Pyrenäen und die Berge Montenegros an. Für die N-Alpen bestimmt er sogar eine Sgr-Depression von 1700 m, wobei er diese allerdings zwischen Mittelland und Berner Alpen ohne Korrektur aufgrund der vorgeschobenen und nördlicheren Lage des Mittellandes erhält.

Säntis	rezente Sgr	2450 m
	Sgr-Depression	1300 - 1400 m
	Sgr im Würm-Max	1150 - 1050 m
	im Mittel um	1100 m

Das gegenüber dem Säntis deutlich nach NW vorgeschobene Degersheimer Bergland dürfte demnach eine etwas tiefer liegende regionale Sgr aufgewiesen haben. Ein Vergleich mit dem noch weiter n gelegenen S-Schwarzwald, wo verschiedene Forscher mit einer Sgr zwischen 950 und 1000 m ü M rechnen (Brusch, 1948; Erb, 1948; Weischet, 1954; Haase, 1966), bestätigt diese Ueberlegungen.

Zusammenfassung: Die regionale Sgr auf Eis lag im Bergland von Degersheim im Würm-Maximum in 1000 bis 1050 m ü M.

5.1.4. Schneegrenze anhand würmeiszeitlicher Kargletscher

Methoden

Wie viele Autoren nachweisen (Klebelsberg, 1948; Louis, 1954; Messerli, 1967; Hantke, 1970), führen die verschiedenen Berechnungsmethoden zu unterschiedlichen Höhenlagen der Sgr, wobei die Ergebnisse, je grösser oder steiler der Gletscher ist, desto mehr auseinanderklaffen. Sie empfehlen daher, kleinere, nicht zu steile, in sich geschlossene Gletscher für Sgr-Berechnungen heranzuziehen.

Methode des Flächenvergleichs von Akkumulationsgebiet und Ablationsgebiet:
Die Gleichgewichtslage rezenter, nicht zu steiler Kargletscher ist so anzusetzen, dass 1/4 bis 1/3 der Gletscherfläche auf die Zunge entfällt, respektive 3/4 bis 2/3 auf das Firngebiet (Richter, 1888; Penck und Brückner, 1909). Die Gleichgewichtslinie entspricht dabei annähernd der lokalen Sgr über vergletschertem Areal (5.1.1).

Höfersche Methode: Nach ihr liegt die lokale Sgr auf der mittleren Höhe zwischen höchstem Punkt der Karumrahmung und dem tiefsten Punkt des Gletschers am Zungenende (Simony, 1851; Höfer, 1879; Partsch, 1894).

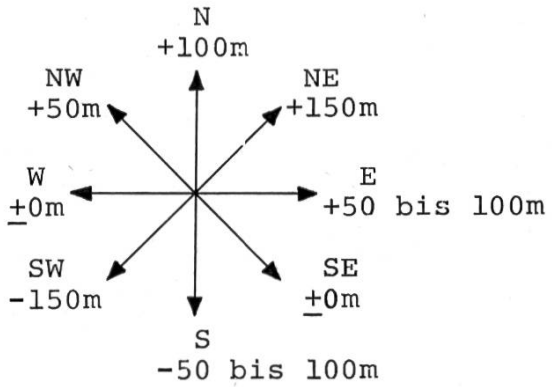
Methode der Mittelbildung aus Karumrahmung und Gletschererde:
Die lokale Sgr findet sich darnach in der Mitte zwischen mittlerer Höhe der Gletscherumrahmung des Akkumulationsgebietes und der Höhe des Zungenendes. Die mittlere Höhe der Umrahmung wird graphisch ermittelt. Es handelt sich bei dieser Berechnungsart um eine Verfeinerung der Methode, welche von Höfer (1879) aufgestellt wurde.

Bestimmung der regionalen Sgr aus der lokalen:
Aus der Gleichgewichtslage ≈ lokale Sgr auf dem Gletscher, lässt sich unter Einbezug der Exposition die regionale Sgr über vereistem Areal berechnen. Hantke verwendet dazu das anhand rezenter mittelsteiler Gletscher gefundene System:

Fig 12

Exposition gegen .... ⟶

Lage der regionalen Sgr bezüglich der lokalen .... ⟶



Aehnliche Expositionsunterschiede um 300 m fand auch Messerli (1967) im Mittelmeerraum für die Würmeiszeit, sofern das untersuchte Gebirge nicht eine deutliche Klimascheide darstellte.

Anwendung auf das Fuchsacker-Kar s Degersheim

Dieses kleine Hochtal mit Karschluss im Bergland von Degersheim zeigt Lokalvereisungsspuren, die aufgrund des Kontaktes mit dem am Talausgang stehenden Rheingletscher dem Würm-Maximum zugeordnet werden können (2.8 und 6.3).

Sgr nach der Methode des Flächenvergleichs:
Bei Aufteilung der Eisoberfläche in 1/4 Zunge und 3/4 Akkumulationsgebiet befindet sich die lokale Sgr ungefähr auf der Höhenquote 900 m. Wegen der N-Exposition sind 100 m zu addieren (Fig 12), so dass eine regionale Sgr von 1000 m resultiert. Unterteilt man im Verhältnis 1/3 zu 2/3, so ergibt sich für die lokale Sgr nur eine Erhöhung auf 910 - 920 m ü M.

Sgr nach der Methode der doppelten Mittelbildung:
Die Karumrahmung weist bei einer Kammlinie von 6,2 km Höhen zwischen 900 und 1074 m ü M auf. Der Durchschnitt aus mittlerer Kammhöhe 980 m und Gletscherende bei 820 m berechnet sich auf 900 m, was der lokalen Sgr entspricht. Somit ist die regionale Sgr auf der Quote 1000 m ü M zu suchen.

Sgr nach der Höferschen Methode:
Aus dem Mittel zwischen höchstem Punkt 1074 m und dem Zungenende 820 m ergibt sich die lokale Sgr um 950 m. Die regionale müsste dann wegen der Nordlage um 1050 m gelegen haben, woraus im Vergleich mit den beiden andern Methoden ein um 50 m höherer Wert resultiert. Nun zeigten aber bereits Enquist (1916) und Klebelsberg (1948), dass bei dieser Art der Sgr-Bestimmung durchschnittlich sogar 100 - 200 m zu hohe Zahlen zu erwarten sind. Wegen der kleinen Fläche des Kargletschers ist hier der Fehler geringer.

Aus diesen Berechnungen geht hervor, dass die regionale Sgr über vereistem Areal im Würm-Maximum auf 1000 m ü M oder wenig darüber lag.

5.1.5. Zusammenfassung der Ergebnisse und Vergleich

Die Berechnungen zur regionalen Sgr über vergletschertem Areal im Würm-Maximum ergeben für das Bergland von Degersheim folgende Werte:

Sgr aufgrund höchster Moränenwälle (5.1.2)	in 1000 m ü M bis wenig höher
Sgr mit Hilfe der Sgr-Depression (5.1.3)	in 1000 - 1050 m ü M
Sgr anhand würmeiszeitlicher Kargletscher (5.1.4)	in 1000 m ü M bis wenig höher
Sgr gemittelt	in 1000 m ü M bis etwas höher

Die resultierenden Werte zeigen trotz gewissen Unzulänglichkeiten der Methoden geringe Unterschiede, die auf verschiedenen Wegen gewonnenen Zahlen weisen auf denselben auffälligen Mittelwert. Daher darf mit ziemlich grosser Sicherheit festgehalten werden:

Die regionale Schneegrenze über vergletschertem Areal lag im Würm-Maximum im Bergland von Degersheim in einer Höhe von gut 1000 m ü M.

5.2. Vergleich rezenter Gletscher mit Necker-, Thur- und Urnäschgletscher im jüngeren Hochwürm

5.2.1. Zahlen zu den ausgewählten Beispielen (Tabelle 6)

Gletscher	Lage (Region)	Zeit	geschätzte Höhenlage der regionalen Sgr auf Eis	Höhenlage Zungenende
1. Morteratsch	Oberengadin	rezent	2900 m	2000 m
2. Forno	Oberengadin	"	2800 ?	2200
3. Oberaar	Berner Oberland	"	2850	2300
4. Oberaletsch	Wallis, N-Seite	"	2900	2250
5. Hintereisferner[1]	Oetztaler Alpen	"	2840[4]	2400
6. Vernagtferner[2]	Oetztaler Alpen	"	3025[4]	2717
7. Gries[3]	Wallis, Goms	"	2800[4]	2400 ?
8. Necker	Toggenburg, Voralpen	Hochwürm, Stein a/Rh	1100-1150	700
9. Thur	Toggenbg, Kalk- und Voralpen	"	1100-1150	600
10. Urnäsch	Appenzeller Voralpen	"	1100-1150	750

[1] Untersuchungen von Patzelt, Innsbruck, nicht publiziert

[2] Persönl Mitt an Patzelt von Reinwarth, München, nicht publiziert

[3] Persönl Mitt an Patzelt von Kasser, Zürich, nicht publiziert

Alle drei Fälle freundl Mitt von Dr G Patzelt, Innsbruck, 1972

[4] Lokale Sgr auf dem Gletscher

[5] Extrapolierte Flächen für den Urnäschgletscher ohne Zuschuss des Sittergletscherarmes über Gonten. Vergleiche dazu unter 5.2.3. Folgerungen 4.

[6] Rezente Werte

Höhendifferenz Sgr-Zungenende	Fläche in km^2			Verhältnis	Niederschlagsmengen im Akkgebiet	Richtung der Talachse
	total	Ablationsgebiet	Akkumulationsgebiet	Ablgebiet : Akkgebiet		
900 m	20,5	8	12,5	1 : 1,6	200-300cm	NNE
600	9,5	4,5	5	1 : 1,1	200-250	N
550	7,5	3,3	4,2	1 : 1,3	240-260	ENE
650	28,5	11	17,5	1 : 1,6	200-250	SE
480	8,94	2,45	6,49	1 : 2,56	ca 200	E
ca 300	9,52	3,26	6,26	1 : 1,91	?	S
400	6,69	2,67	4,02	1 : 1,51	180-260	NE
400-450	18,5	6,5	12	1 : 1,85	200-240[6]	NW
500-550	244,5	92,5	152	1 : 1,65	180-300[6]	W - N
350-400	33 27[5]	16 10[5]	17 17	1 : 1,05 1 : 1,7	180-300[6]	N

5.2.2. Allgemeine Bemerkungen (zu Tabelle 6)

Die Flächen wurden mit einem 1/4 km^2 Netz auf der LK 1:100'000 ausgezählt. Genaueres Ausplanimetrieren ist für den Zweck der hier angestellten Ueberlegungen weder nötig noch möglich, da seitliche Abgrenzungen der einzelnen Gletscher sowie die exakte Lage der Sgr nicht bekannt sind, ausgenommen die Fälle 5 - 7.

Die Sgr der rezenten Gletscher entsprechen den heute angenommenen Durchschnittswerten für die betreffenden Regionen; es sind also regionale Sgr auf vergletschertem Areal. 2800 m für das Fornogletschergebiet s des Malojapasses sind dabei wohl zu tief; aber selbst so steht dieser Gletscher abseits der übrigen mit nur 1/10 Flächendifferenz. Bei den Fällen 5 - 7 handelt es sich um die lokale Sgr auf vergletschertem Areal, d h der Expositions- aber auch andere lokale Effekte sind hier in die Verhältniszahlen einbezogen. Für die Gletscher 8 - 10 wurde die für das Gebiet n des Säntis anzunehmende regionale Sgr aufgrund derjenigen des Würm-Maximums zwischen 1100 und 1150 m angesetzt (5.4). Bei rezenten Gletschern ist nicht berücksichtigt, ob diese sich im Gleichgewicht befinden oder nicht; Gleichgewichtslage darf von den Hochwürmgletschern in den einzelnen Stadien angenommen werden.

Die Tabelle enthält zum Vergleich rezente Alpengletscher, die vorab 2 Punkte gemeinsam haben wie der Neckergletscher während dem Stein a/Rh-Stadium im Hochwürm:

1. Entsprechende Grössenordnung der Gesamtfläche.
2. Gletscherzungen mit mindestens ab der Gleichgewichtslinie wenig Gefälle, was meist Höhendifferenzen zwischen 400 und 600 m ergibt.

Nur Gletscher mit vergleichbarer Gestalt und Grösse können wegen ihres sonst stark variierenden Massenhaushaltes einander gegenübergestellt werden. Der im Ablationsbereich liegende Teil des Gletschers, die Zunge, stellt den am wesentlichsten ändernden Faktor für das Verhältnis Ablationsgebiet zu Akkumulations-

gebiet dar. Steil abfallende Zungen erreichen rasch Temperaturgebiete, welche stärkeres Abschmelzen herbeiführen, als solche mit wenig Gefälle, die sich in der Höhendifferenz wenig von der Sgr entfernen. Daher werden wenig geneigte Zungen bei gleichem Akkumulationsgebiet wesentlich länger werden als solche mit starkem Gefälle.

Die Niederschlagsmengen können nur mit grob abgeschätzten rezenten Werten für das Akkumulationsgebiet angegeben werden. Sie sind sicher von grosser Bedeutung für den Massenhaushalt eines Gletschers. Auch hier ist grössenordnungsmässig Uebereinstimmung vorhanden. Poser (1948), Weischet (1954), Büdel (1960) und Frenzel (1967) zeigen die veränderten Luftdruck- und Niederschlagsverhältnisse im Pleniglazial der letzten Eiszeit auf, grossenteils hervorgerufen durch die Eiskalottenbildung von Irland bis Skandinavien. Sie sind aber trotzdem der Meinung, dass besonders im Frühjahr und Sommer wandernde Tiefs nach Mitteleuropa vordrangen, so dass es am Alpenrand im Luv der Winde beachtliche Niederschläge gegeben haben dürfte. Wie Hoinkes (1967) feststellt, sind sommerliche Niederschläge, welche in Form von Schnee fallen, für einen positiven Massenhaushalt der Gletscher wichtig, indem sie durch den hohen Albedowert viel von der eingestrahlten Sonnenenergie zurückwerfen.

Im Ablationsbereich fällt die Exposition zur Sonne bei steilem Zungenabfall stark ins Gewicht. Bei unseren Fällen hat dieser Faktor mindestens im Zungenbereich weniger Bedeutung. Hier wäre auch die vorherrschende Windrichtung (Triebschnee) und die Hauptrichtung, aus der die Niederschläge kommen (Stauwirkung), zu beachten. Die Auswirkungen all dieser Faktoren und ihr Zusammenspiel sind allerdings grossenteils erst noch zu untersuchen.

5.2.3. Folgerungen

1. Die Zusammenstellung in der Tab 6 zeigt, dass bei Gletschern in der Grössenordnung von 10 - 30 km^2 Fläche bei geringem Gefälle der Zunge, wobei das Zungenende nur einige 100 m tiefer liegt als die Sgr, das Verhältnis von Ablations- zu Akkumulationsgebiet meist unter 1 : 2 liegt.

2. Der Neckergletscher passt sich gut in die ausgewählten rezenten Alpengletscher ein. Daraus ergibt sich, dass für das Peterzell-Stadium des Neckergletschers (Abb 24 in 10.3) eine Sgr von gut 1100 m sich als gültig erweist, womit dieses Stadium dem Bazenheid-Stadium des Thurgletschers oder entsprechend dem Stein a/Rhein-Stadium des Rheingletschers zuzuordnen ist.

3. Selbst der wesentlich grössere Thurgletscher dieses Stadiums weist ähnliche Charakteristika auf wie der Neckergletscher. Mit einer Ablationsfläche von 92,5 km^2 und einer Akkumulationsfläche von 152 km^2 ergibt sich das Verhältnis 1 : 1,65. Auch er besitzt eine wenig steile Zunge, die nur 500 m tiefer als die Sgr endet. Immerhin steht er noch über die Wildhauser Transfluenz mit dem Rheingletscher in Verbindung, der, gemäss Erratikern im obern Toggenburg, einen gewissen Druck auf den Thurgletscher ausgeübt haben muss. Nach den gefundenen Werten dürfte aber der Eiszuschuss aus dem Rheingebiet gering gewesen sein; es handelte sich eher um einen gegenseitigen Eisstau im Raume Wildhaus, was auch andere Autoren annehmen (Gutzwiller, 1873; Arn Heim, 1907; Hantke, 1967).

   Es lassen sich nun einerseits die Berechnungen Ludwigs (1930) über die Ausdehnung des Thurgletschers mit Hilfe des hydrographischen Einzugsgebietes bis zum Zungenende nach Beck (1926) widerlegen. Ludwig bestimmte das Einzugsgebiet des Thurgletschers im Bazenheid-Stadium (bei ihm als risszeitlich interpretiert) auf 215,4 km^2. Die Sgr setzte er dabei auf

1200 m an und erhielt 104,6 km^2 Akkumulationsgebiet über und 110,8 km^2 Ablationsgebiet unter dieser Höhenlinie. Dabei zeigt sich allein anhand dieser Flächen im Vergleich mit rezenten Gletschern, dass die Sgr für dieses Stadium zu hoch angesetzt war (Tab 6). Die Differenz in den Gesamtflächen rührt von der Frage her: Erreichte dieser oder jener Seitentalgletscher den Thurgletscher noch oder nicht mehr? Bei einer tiefer gelegenen Sgr (hier um 1100 m) müssen konsequenterweise mehr Seitengletscher den Hauptgletscher noch ernährt haben, so dass dessen Einzugsgebiet grösser wird und sich das Verhältnis Akkumulationsgebiet : Ablationsgebiet entprechend ändert.- Ludwig, der für das Würm-Maximum eine Sgr-Depression von nur 1200 m annahm, berechnete das Zungenende des Würm-Maximum auf 2 km s Wattwil, woraus er ein eisfreies unteres Toggenburg, also auch Neckertal, ableitete.

Andererseits bestätigt dieser Vergleich mit rezenten Gletschern die von Gutzwiller (1873), Frey (1916), Andresen (1964), Hantke (1967) und anderen angegebene Ausdehnung des würmzeitlichen Thurgletschers, für den sie im Stadium von Bazenheid Parallelisierung mit dem Zürich-Stadium fordern.

4. Der Urnäschgletscher mit dem extremen Verhältnis Ablationsgebiet : Akkumulationsgebiet = 1 : 1,05, welches noch unterhalb desjenigen des Fornogletschers liegt, lässt sich rechtfertigen. Er erhielt durch die Talung von Gonten vom Sittergletscher her einen kräftigen Zuschuss, so dass er bis Hundwil vorzustossen vermochte (Kartenbeilage 9). Dies deckt sich mit der Auffassung von Hantke (1960), steht aber im Widerspruch zu Ludwig (1930) und Saxer (1967). Dieser lehnt einen selbständigen Urnäschgletscher, der in der Würm-Eiszeit bis ins mittlere Urnäschtal gereicht habe, ab, während selbst ohne Eiszuschuss durch den Sittergletscher noch im Stein a/Rh-Stadium dieser Eisstrom mit etwa 27 km^2 Fläche bei einer Sgr-Höhenlage von gut 1100 m über das Dorf Urnäsch hinausgereicht haben müsste. Diese theoretische Gletscherausdehnung wurde

durch eine Schätzung erhalten, indem der Eiszuschuss von Appenzell her anhand von Talquerschnitt und Eishöhe bei der Konfluenz der beiden Gletscher mit dem eigentlichen Urnäschgletscher verglichen und abgerechnet wurde.

5.3. Bestimmung der Sgr an den lokalen Gletschern der Hochalp

5.3.1. Die Lokalvereisung der Hochalp

Auf der N-Abdachung der Hochalp 1530 m kam es auch während dem Stein a/Rh-Stadium zur Ausbildung kleinerer Gletscher. Die steilen S- bis SW-Abhänge gegen das hinterste Neckertal jedoch dürften wegen ihrer Exposition firnfrei gewesen sein. Das auf den N-Hängen sich bildende Eis floss durch die Täler des Rötel- und Stöckbaches in wnw Richtung gegen das Tal des Tellbaches ab, wo der Neckergletscher den Talausgang abdämmte (Moränenwall von Harzenmoos 2.3, 2.5 und 4.6.3). Der Rötel- und der Stöckgletscher vermochten von SE her eben noch mit ihren Zungen bis in die Stauablagerungen im Telltal vorzudringen (2.3.4 und 2.5.4). Ihre Endmoränenreste und die Seitenmoräne des Neckergletschers von Harzenmoos lassen sich daher wegen der gemeinsamen Schuttmassen korrelieren und ins Peterzell-Stadium des Neckergletschers einordnen.

Der Kargletscher im südlichsten Talabschnitt des Stöckbaches muss aufgrund der Topographie zur Hauptsache bei Dürrenwälderen über eine niedrige Transfluenz zum obersten Neckergletscher abgeflossen sein, während der betreffende Bach heute zum unteren Stöckbach entwässert.

5.3.2. Zusammenstellung der gefundenen Werte (Tabelle 7)

	Stöckgletscher	Rötelgletscher
Totale Gletscherfläche im Stein a/Rhein-Stadium	1,5 km^2	2,1 km^2
Zungenfläche, wenn diese 1/3 der Gesamtfläche ist	0,5 km^2	0,7 km^2
daraus Höhenlage der lokalen Sgr auf vergletschertem Areal	1130 m	1160 m
Zungenfläche, wenn diese 1/4 der Gesamtfläche ist	ca 0,4 km^2	ca 0,5 km^2
daraus Höhenlage der lokalen Sgr auf vergletschertem Areal	1080 m	1080 m
Mittlere Exposition	WNW	WNW
Abstand der regionalen Sgr auf Eis bezüglich der lokalen (5.1.4)	0 bis +50 m	0 bis +50 m
daraus ergibt sich: regionale Sgr auf Eis zwischen	ca 1150 m und ca 1100 m	ca 1180 m und ca 1100 m
Mittelwert für die regionale Sgr über vereistem Gebiet	um 1130 m, d h zw 1100 und 1150 m [1]	

[1] Um klarzustellen, dass den ausplanimetrierten oder auf Uebertragung beruhenden Werten Fehler anhaften, wurden die berechneten Mittelwerte im Eingabelungsverfahren angegeben (Rahmenwerte).

Mit zwei verschiedenen Berechnungsmethoden wurde die lokale Sgr auf den beiden Gletschern im Rötel- und im Stöcktal bestimmt. Auf dem Wege des Flächenvergleiches (Tab 7) erhält man Werte von wenig über 1100 m ü M für die regionale Sgr auf vergletschertem Areal. Da aufgrund der bekannten Ausdehnung dieser Gletscher deren Einzugsgebiet und damit die Umrahmung der Firngebiete festgelegt werden konnte, liess sich die Sgr auch mit der verfeinerten Höferschen Methode berechnen:

	Stöckgletscher	Rötelgletscher
Mittlere Höhe der Firnumrahmung	1280 m	1300 m
Höhenlage der Gletscherenden	900 m	920 m
Mittelwert = lokale Sgr auf Eis	1090 m	1110 m

Wegen der Exposition gegen WNW sind zwischen 0 und 50 m für die regionale Sgr zu addieren (5.1.4). Daraus resultiert eine regionale Sgr auf Eis für beide Gletscher von etwas über 1100 m. Dieser Wert stimmt praktisch mit demjenigen aufgrund des Flächenverhältnisses zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet (siehe oben) überein und sichert die Sgr-Höhenlage ab.

5.3.3. Folgerungen

Die durch die Verknüpfung mit den Stauschottern nachgewiesenen Zusammenhänge zwischen den Randlagen des Neckergletschers bei Harzenmoos und denjenigen von Stöck- und Rötelgletscher an den Mündungen ins Telltal werden durch die Berechnung der lokalen Sgr auf den beiden Gletschern bestätigt, indem die daraus abgeleitete Höhenlage der regionalen Sgr über vergletschertem Areal sehr gut zu derjenigen des Stein a/Rh-Stadiums von gut 1100 m passt. Damit wird die in der Tab 6 (5.2) verwendete Höhe der regionalen Sgr für dieses Stadium durch diejenige anhand der beiden kleinen Gletscher im Stöck- und Röteltal, welche sich für eine Sgr-Berechnung gut eignen, als richtig ausgewiesen.

5.4. Zusammenfassung: Sgr-Höhen in der NE-Schweiz während den Hoch- und Spätwürm-Stadien

Unter Sgr sei auch hier die regionale Sgr über vergletschertem Areal verstanden. Die weit nach N vorgeschobene Lage des Degersheimer Berglandes bewirkt ein Absinken der Sgr vom Alpstein in nnw Richtung um über 50 m (5.1.3), welches in allen Hochwürm-Stadien miteinbezogen worden ist. Dies konnte anhand der Verhältnisse im Fuchsackerkar s Degersheim bestätigt werden.

Ausgehend von der Sgr-Höhe im Würm-Maximum konnte diejenige für das Stein a/Rhein = Zürich-Stadium n des Alpstein angenähert werden. Der Vergleich mit rezenten Gletschern ähnlicher Ausmasse wie bei Necker- und Urnäschgletscher in diesem Hochwürm-Stadium (Kartenbeilage 9) ergab gute Uebereinstimmung (5.2), was die Höhenlage der angenommenen regionalen Sgr untermauert. Das Peterzell-Stadium des Neckergletschers liess sich auf diesem Wege mit demjenigen von Bazenheid des Thurgletschers parallelisieren, was im Kap 4.5.3 mit morphologischen Schlüssen bereits gezeigt wurde.

Eine weitere Absicherung der Sgr-Höhe für das Stein a/Rh-Stadium konnte mit Hilfe zweier kleiner Lokalgletscher (Rötel- und Stöckgletscher) an der Hochalp vorgenommen werden.

Die Angaben der Tab 8 stellen wegen der vielen Unsicherheitsfaktoren nur Annäherungswerte dar. Sie sollen als Richtwerte betrachtet werden, welche aus den angestellten Untersuchungen und Ueberlegungen abgeleitet sind.

Tabelle 8 : Sgr-Höhen in der NE-Schweiz während den Hoch- und Spätwürm-Stadien

Stadien			Sgr-Depression	Regionale Sgr auf Eis	
Rheingletscher	Linthgletscher	Andere Bezeichnungen		am Säntis	im Raume Degersheim
Hochwürm					
Rüdlingen	Killwangen	Würm-Maximum	um 1350 m	um 1100 m[4]	gut 1000 m[4]
Diessenhofen	Schlieren	1. Rückzugshalt	um 1300 m[3]	um 1150 m?	um 1050 m?
Stein a/Rhein	Zürich	2. Rückzugshalt	1250-1300 m	1200-1150 m[4]	um 1100 m?
Spätwürm					
Konstanz	Hurden	3. Rückzugshalt	1150 m[3]	um 1300 m[5]	um 1250 m[6]
Feldkirch[1]	Weesen[1]	4. Rückzugshalt	1050 m[3]	um 1400 m[5]	-
Sargans[1]	Sargans[1]	Bühl[2]	900-1000 m[2]	1450 m[1]	-
Chur[1]	Chur[1]	Steinach[2]	700[2] - 800 m[3]	um 1700 m[1]	-

[1] Nach Hantke (1970)

[2] Heuberger - Mayr (1966)

[3] Hantke (1973, mdl Mitt)

[4] Eigene Untersuchungen

[5] Feststellungen im Hochalpgebiet (4.6)

[6] Theoretische Zahl, da der Wilket als höchste Erhebung 1170 m aufweist

? Aus der Sgr-Depression bestimmte Höhenlage

6. FIRNBILDUNG UND KARVERGLETSCHERUNG IM DEGERSHEIMER BERGLAND IM WUERM-MAXIMUM

6.1. Uebersicht

Bei Höhenlagen über 1000 m mussten im Voralpengebiet lokale überdauernde Schneefelder während dem Würm-Maximum entstehen, die sich bei N- bis NE-Exposition und geeigneten Talschlussformen zu grösseren Firngebieten ausweiteten; in karähnlichen Mulden bildeten sich kleine Kargletscher. Die S-Hänge waren eis- und firnschneefrei (4.4.3 und 5.1).

Solche ausgezeichnete Täler finden sich am Wilket (Kubelloch), s Degersheim (Fuchsackermulde) und am Wissenbach (Rippistal, Autal). Sie alle sind gegen N oder NE geöffnet und bieten in Form und Grösse den Aspekt von Karmulden.

6.2. Das Kubelloch

Aufgrund der Höhe der Umrahmung (mittlere Kammhöhe 1040 m) und der Exposition ist dieses Tal für eine lokale Vergletscherung prädestiniert.

Die Mulde und der Talausgang jedoch sind, wie schon der Name

besagt, steil und eng, so dass ausser wenigen örtlichen Erratikern keine Ablagerungen einen eigenen Lokalgletscher belegen.

6.3. Die Fuchsackermulde

Fig 13 und Abb 15. Die mittlere Höhe der Umrahmung liegt zwar etwas unter 1000 m, dafür sind die weite Mulde und der breit angelegte wenig steile Talausgang Ursache für die Erhaltung eiszeitlicher Ablagerungen in beachtlichem Umfange. Ausserdem steht der AG hier an, so dass Lokalerratikum gut ausscheidbar ist. Und schliesslich trafen sich eben noch von N her talaufwärts eindringend der Rheingletscher und aus dem Talschluss gegen N vorstossend der Kargletscher.

Höhen : höchster Punkt Fuchsackerhöchi 1074 m
mittlere Höhe der Umrahmung 980 m
Zungenende des Kargletschers 840 m

Fig 13 Legende

Quartär

- Moränenbedeckung
- Moränenwälle
- Moräne aufgeschlossen
- Versumpfung
- Terrassenränder
- Rutschung mit Abrissnische
- Gehängeschutt
- Felssturzmassen
- Rundhöcker
- Erratiker

Tertiär: OSM

- Bunte Nagelfluh (Krinauer Schichten)
- Degersheimer Kalknagelfluh
- (Appenzeller Granit)
- Bunte Nagelfluh (Lichtensteiger Schichten)

AG	Appenzeller Granit	AK	Alpenkalke im allgemeinen
Sst	Sandstein	SE	Seewerkalk
NF	Nagelfluh	G	Gault
ℓ	lokales Material	S	Schrattenkalk
		K	Kieselkalk

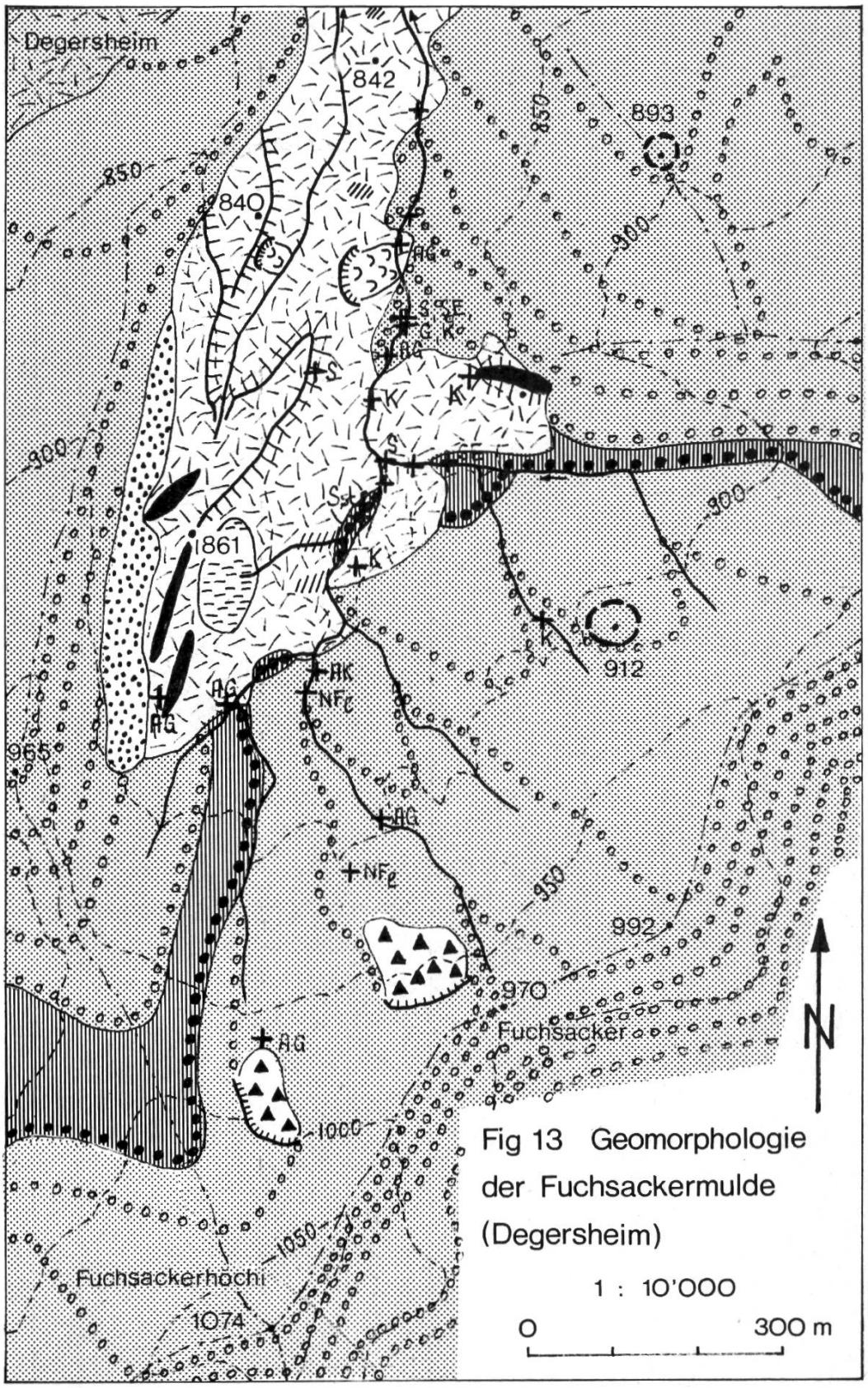


Fig 13 Geomorphologie der Fuchsackermulde (Degersheim)

1 : 10'000

Ausdehnung : Fläche des Kargletschers ca 60 ha
Gletscherlänge 1,2 km
Gletscherbreite maximal 1 km
Exposition gegen N

Während dem äusseren Würm-Maximum, bei dem das Eisstromnetz im Raume Degersheim auf rund 900 m Meereshöhe emporreichte, blieb für die Ausbildung eines Kargletschers auf der N-Seite der Fuchsackerhöhe zu wenig Hangfläche frei. Diese N-Hänge waren zwar Firngebiete, lieferten aber einfach dem ins Tal eingedrungenen Rheingletscher kleine Zuschüsse. Aus diesem Grunde unterblieb auch die Akkumulation von Seitenmoränen und Stauschottern. Die 900 m Eisrandhöhe werden durch mehrere Rundhöcker und einige vor der später sich ausbreitenden Kargletscherbildung geschützt abgelagerte kalkalpine Erratiker belegt (4.3.1).

Während des inneren Würm-Maximums, das bei vermutlich ähnlicher Sgr-Höhenlage einen zwar etwas weniger hohen Anstieg des Eises brachte als das äussere Maximum, dafür aber deutlichere Formen und mehr Ablagerungen hinterliess, erreichte das Eisstromnetz des Rheingletschers nur noch den Eingang zum Fuchsackertal in einer Höhe von 830 - 850 m ü M (4.3.2). So war jetzt die ganze Mulde frei zur Herausbildung eines Kargletschers, der mit dem Rheingletscher noch in Berührung stand. Zwischen beiden Eismassen wurden an den Seitenhängen des Talausganges Stauschotter abgelagert, auf der E-Seite ein kleines Vorkommen in 850 - 860 m, auf der W-Seite hingegen eine auffallend mächtige Kameterrasse von 300 m Länge in 840 - 860 m Höhe. Auf ihr und in ihren Aufschlüssen finden sich kalkalpine Erratiker des an den S-Rand des Rheingletschers gedrängten Sitter-Urnäsch Eises wie auch Lokalmaterial (AG, NF-Blöcke), welche die doppelte Zugehörigkeit beweisen. Von ihrem sw Ende aus ziehen 3 Moränenwälle schief zur Hangrichtung gegen die W-Wand des Kars hinauf und markieren eng hintereinander liegende Staffeln des Kargletschers. Das Zungenbecken zeigt typische Merkmale: flachwellige Formen, Versumpfungen, GM-Aufschlüsse an Bächen und eine Fülle Erratiker. Unter

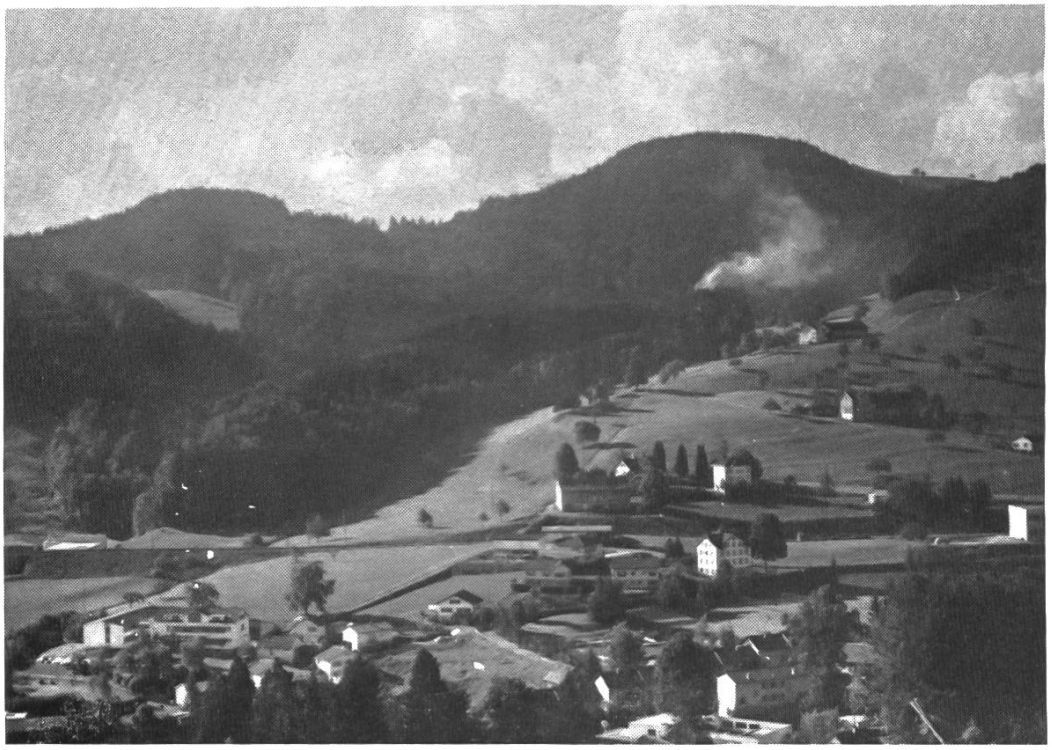


Abb 15: Fuchsacker-Karmulde s Degersheim von N. Rechts im Hintergrund die Fuchsackerhöchi (1074 m), links im Vordergrund der wenig steile Ausgang aus der Karmulde.

ihnen finden sich neben lokalen Blöcken auch Fremdlinge aus dem Alpstein: Kieselkalk, Schrattenkalk, Seewerkalk, Gault. Diese wurden durch den Kargletscher ins Zentrum des Zungenbeckens zusammengeschoben, nachdem sie vorher in teilweise höherer Lage durch den Säntis-Rheingletscher im äusseren Maximum abgelagert worden waren. Die genannte Kameterrasse weist auf der W-Seite eine Entwässerungsrinne auf, die heute zu einem parallel zum Hauptbach nach N führenden Bachtobel ausgestaltet ist.

6.4. Das Rippistal

E von Degersheim quert das Wissenbachtal den nw Teil des Appenzeller-Molasse-Berglandes. Mit Quellen bei Schwellbrunn nimmt der Wissenbach als dritten sw Zufluss den Rippistalerbach auf. Das etwa 2,5 km lange Tal endet abrupt mit einem Talschluss, der einen kleinen Boden in 830 m Höhe umschliesst. Unterhalb hat sich der Bach ein V-Tal geschaffen. Die Umrahmung umgibt den Talhintergrund im S und SE in einer mittleren Höhe von über 1000 m, während im W ein breit eingetiefter Sattel in 970 m den Kamm unterbricht. Der oberste Abschnitt ist in Einzeltälchen aufgelöst, welche durch vorspringende Nagelfluhrippen voneinander getrennt sind.

Im äussern Würm-Maximum muss auch dieses Tal vom Rheingletscher erfüllt gewesen sein (4.3.2). Die Eiszufuhr erfolgte von N her, also Wissenbach- und Rippistal-aufwärts (und nicht über die Transfluenzen von Schwellbrunn Haupttal-abwärts), was durch die immense Zahl von AG-Erratikern vor allem im unteren Abschnitt gesichert ist, denn der AG steht wenig n im Wissenbachtal an. Daneben bezeugen Kreidekalk-Erratiker den Rhein-Sittergletscher, der aus dem Appenzellerland um Herisau herum hier wieder von N her in die s Täler eindrang. Transfluenzen von S her kommen wegen der Höhe der Passlücken über 1000 m nicht in Frage. Auch hier konnte im äusseren Würm-Maximum kein Kargletscher entstehen, da die Hänge über 900 m nur noch kleinere Firnschneefelder zuliessen.

Im inneren Würm-Maximum, als ein Rheingletscherlappen nur noch ein Stück Wissenbach-aufwärts vorstiess, wurde die Talmündung noch zeitweise verstopft, wie Stauterrassen, Rundhöcker und randglaziale Entwässerung bei Vorder Au, Aeschenwis, Nord und unterhalb Vorder Sonder zeigen (4.3.2). Das Rippistal lag damit in diesem Stadium ausserhalb des Eisstromnetzes und die Lokalvergletscherung konnte sich ausbreiten.

Die genaue Abgrenzung der lokalen Verfirnung ist mangels Moränen und wegen der Steilhänge des mittleren Tales unmöglich. Eine maximal mögliche und eine minimal zu fordernde Ausdehnung der Firnfelder ist durch die erratischen Blöcke gegeben. Vom Ausgang bis zur Talmitte knapp s P 790 häufen sich die AG, während lokale Blöcke praktisch fehlen. Aufwärts werden AG seltener und fallen ab P 834 gänzlich aus, während Lokalerratiker auftreten. Wegen der AG-Blöcke dürfte die minimale Ausdehnung bis P 834 wahrscheinlicher sein als die maximale bis s P 790. Das Fehlen eines grösseren Kargletschers wird wegen der Kammerung verständlich.

6.5. Das Autal

Parallel und se zum Rippistal liegt das etwas engere und kürzere Autal (Abb 16), das ebenfalls zum Wissenbach entwässert. Hier ist der Talschluss markant, ohne Passlücken und ohne hervorstechende Quellbachtälchen. Der Ausgang ist eng und gegen N abgewinkelt, was den Aubach zur Erosion eines Durchbruchtobels veranlasste. Wie der Name sagt, wird der 1 km lange mittlere Abschnitt durch einen bis 150 m breiten flacheren Talboden eingenommen, der mit Gehängeschutt und GM-Material bedeckt ist, wobei der U-Querschnitt eines Gletschertales entsteht.

Während des äusseren Würm-Maximums war auch dieses Tal von Fremdeis bis etwa 950 m erfüllt (4.3.1), so dass ein Lokalgletscher sich nicht entwickeln konnte. AG-Erratiker fehlen vollständig, wie auch im Haupttal se Ober Müli, hingegen sind Kreidekalkfindlinge aus dem Alpstein vertreten. Hier muss daher das Eis über die Transfluenzen bei Schwellbrunn vom Urnäschgletscher her ins obere Wissenbachtal eingedrungen sein, wo es bei Ober Müli zum gegenseitigen Stau mit den von N her vorstossenden Eismassen kam. Schliesslich wurde das Urnäscheis ins Autal abgedrängt.

Im inneren Maximum war das oberste Wissenbachtal eisfrei (Kartenbeilage 4), womit sich im Autal ein beachtlicher Kargletscher

Abb 16: Karartig überprägte Mulde des Autales mit Talschluss von N. Auffallend ist die Trogtalform. Im Vordergrund von links nach rechts das Haupttal des Wissenbaches.

bilden konnte. Seine Ausdehnung ist belegt durch die Talform, durch die Exposition gegen NNE, die mittlere Höhe der Umrahmung von 1005 m, das Gletscherende in 800 m Höhe und die Verteilung der Erratiker. Moränenwälle fehlen im engen Talausgang. Das Zungenende muss dort gelegen haben, wo Trogtalform und -füllung der Schluchtstrecke Platz machten. Knapp n liegen die letzten lokalen Erratiker, während von hier bachabwärts die kalkalpinen dominieren. In diesem Bereich weist der Bach auffallende Ansammlungen von Findlingen auf, die das Kargletscherende anzeigen.

Als weitere Belege dienen Flächen- und Höhenberechnungen. Aufgrund der Lage des Gletscherendes lässt sich die Gletscherfläche ausplanimetrieren, was 96 ha ergibt. Da die regionale Sgr auf vereistem Areal hier für das Würm-Maximum bei gut 1000 m liegt und das Autal NNE exponiert ist, so hatte die lokale Sgr dieses

Gletschers eine Höhe von rund 900 m (5.1.4). Ueberträgt man diese Höhenkurve auf die Karte mit der geschätzten Eisoberfläche, so entfallen 23 ha auf das Ablationsgebiet und 73 ha auf das Akkumulationsgebiet, was ein Verhältnis von 1 : 3,2 ergibt. Nach der Sgr-Bestimmungsmethode des Flächenvergleichs (5.1.4) entfällt damit 1/4 auf das Zungengebiet (Ablationszone), womit der Augletscher auch aufgrund von Zahlen dem Würm-Maximum zugeordnet werden kann. Zur Bestätigung wurde auch noch die Berechnungsmethode aus Karumrahmung und Gletscherende beigezogen (5.1.4), nach der die lokale Sgr auf Eis auf 900 m ü M liegt, was gemäss den angestellten Ueberlegungen wiederum Maximum bedeutet.

So lässt sich morphologisch und rechnerisch zeigen, dass das Autal im Würm-Maximum von einem Kargletscher erfüllt war, der wesentlich zur Ausgestaltung dieses glazial geprägten Voralpentales beitrug.

7. DIE BEZIEHUNGEN DER GLETSCHER ZU DEN TRANSFLUENZEN INS NECKERTAL (WUERMEISZEIT)

7.1. Allgemeines

Da das Einzugsgebiet des Neckergletschers im Vergleich mit dem Thurgletscher im W, dem Urnäsch- und Sittergletscher im E flächenmässig deutlich kleiner war und sein Firngebiet während den Hochwürmstadien wesentlich niedrigere, umrahmende Höhen aufwies - wegen der vorgeschobenen Lage ganz in den Molasse-Voralpen - floss Eis der umgebenden Gletscher, als dieses bis über die Pässe zum Neckertal angestiegen war, als Zuschuss zum Neckergletscher über (Fig 14). Weil die Vorstösse der Neckergletscherzunge talabwärts somit wesentlich vom Zustrom der angrenzenden Eisströme abhängig waren, war es gegeben, auch die Verhältnisse in der Umgebung des Neckertales abzuklären. Die Transfluenzpässe ins Neckertal sind ausser in Fig 14 auch auf Fig 4, den Kartenbeilagen 4, 8 und 9 sowie zum Teil auf Abb 24 in 10.3 vermerkt.

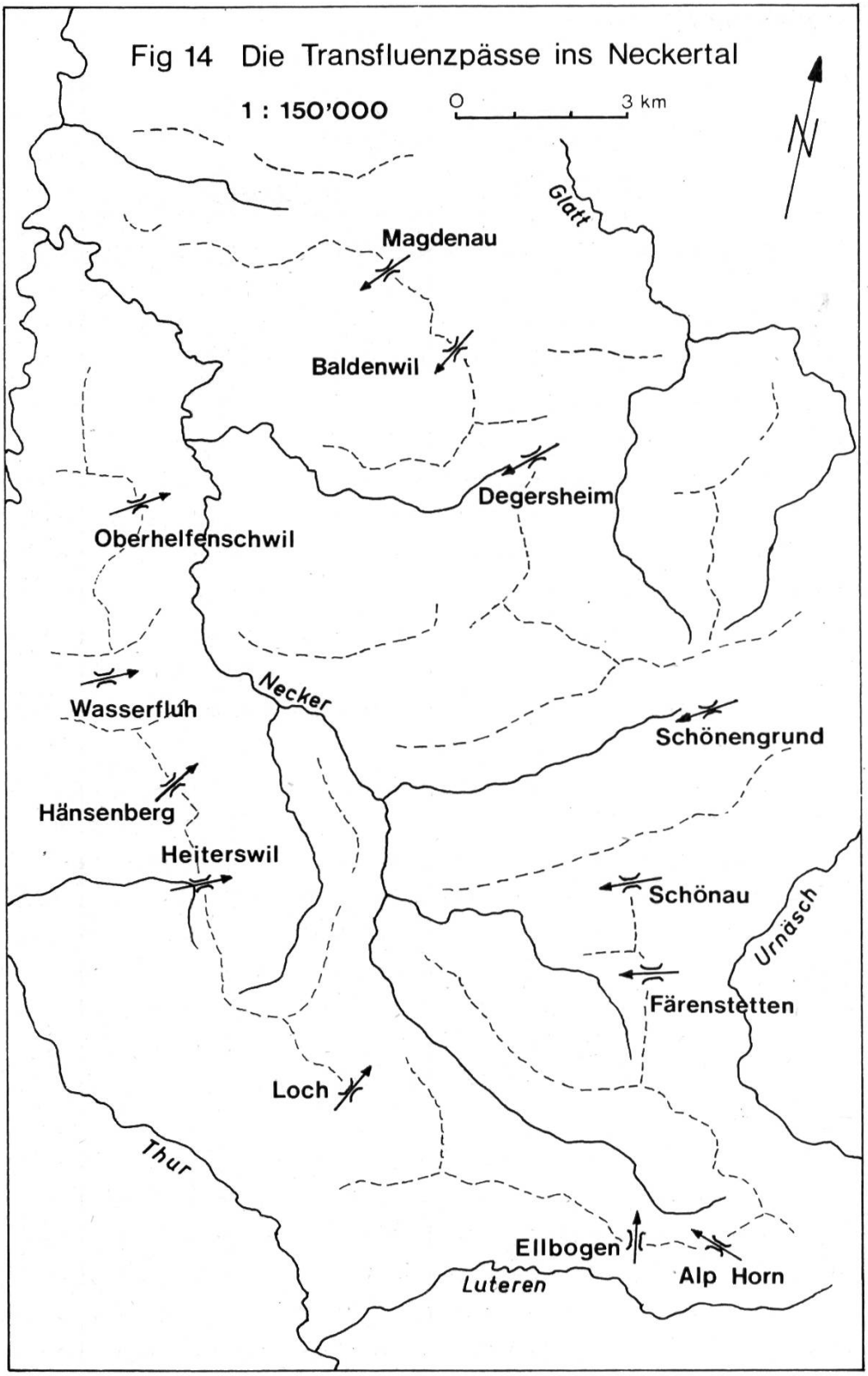


Fig 14 Die Transfluenzpässe ins Neckertal
1 : 150'000
0
3 km
N
Glatt
Magdenau
Baldenwil
Degersheim
Oberhelfenschwil
Wasserfluh
Necker
Schönengrund
Hänsenberg
Heiterswil
Schönau
Urnäsch
Färenstetten
Loch
Thur
Ellbogen
Alp Horn
Luteren

7.2. Urnäschgletscher

7.2.1. Die Transfluenz von Schönengrund

Wie Hantke (1961) zeigte, ist der Urnäschgletscher in seinem ausgeprägtesten Stadium, das dem Stein a/Rh-Zürich-Stadium entsprechen muss, noch bis in den Raum Waldstatt-Hundwil vorgestossen. Diese Korrelierung war mit Hilfe von Vergleichen mit dem Sittergletscher, mit dem er noch in direkter Berührung stand, möglich. Zudem konnten anhand der Höhenlage der Schotterfelder von Hundwil und derjenigen der stauenden Seitenmoränen des Rheingletschers s St. Gallen entsprechende Zusammenhänge gefunden werden. Der weite Vorstoss nach N wird allerdings nur verständlich durch einen Eiszuschuss des Sittergletscherarmes, der von Appenzell über die Talung von Gonten den Urnäschgletscher noch erreichte. Diese Feststellung von Hantke wird bestätigt durch die Seitenmoränenwälle an den s Hängen der Talung von Gonten, die auch Saxer (1949, geol Karte) vermerkt und die sich mit denjenigen des oberen Urnäschgletschers korrelieren lassen. Ausserdem werden diese Untersuchungen untermauert durch die Rekonstruktion der Ausdehnung von Thur-, Necker- und Urnäschgletscher im jüngeren Hochwürm (5.2). Im Zungengebiet des Urnäschgletschers zwischen Waldstatt und Hundwil sind mehrere, d h mindestens drei Stände unterscheidbar. Hantke (1961) hat als erster mehrere Staffeln festgestellt und als Zürich-Stadium zusammengefasst. Die Wälle von Steblen zwischen Waldstatt und Hundwil erkannte Ludwig (1930 und 1930, geol Karte) nicht als würmzeitlich, sondern hat sie der Risseiszeit zugeordnet, welcher Meinung sich auch Oertle (1954) anschloss.

Wesentlich für das Verhalten des Neckergletschers ist der Eisvorstoss im Raum Waldstatt gegen W Richtung Neckertal verbunden mit der Frage: Bis in welche Stadien floss Urnäscheis noch über diese Transfluenz? 1 km sw Waldstatt zeichnet sich der äusserste Stand des Stein a/Rh-Stadiums bei Gschwend-Füllimmos-Nördli in

840 - 850 m Höhe und n Waldstatt bei Mooshalden mit der Entwässerungsrinne Richtung Herisau in 800 - 820 m ab. Weiter ne gehören die äussersten Wälle von Steblen in 800 m und bei Hundwil in 780 - 790 m dazu.

Ein Seitenarm des Gletschers stiess Murbach-aufwärts bis Brisigmüli, denn vom Rundhöcker P 871 steigen teils verrutschte Wallreste über P 889 bis über Nördli hinauf. S des Rundhöckers wurde durch diesen Stand der einstige Lauf des Murbaches verstopft, so dass er sich seither epigenetisch n des Rundbuckels über Brisigmüli einschnitt. Damit überschritt also selbst im äussersten Stand des Stein a/Rh-Stadiums der Urnäschgletscher die Transfluenz von Schönengrund ins Neckertal nicht mehr.

Die Ablagerungen und glazialen Formen des nächst äusseren Standes, die randlich 40 - 50 m höher liegen, sind bereits zum Stadium von Diessenhofen/Schlieren zu rechnen. Die randliche Absetzung passt zu der entsprechenden des Thurgletschers bei Ganterschwil von 50 m (4.4) oder zu derjenigen des Rheingletschers s Haggen bei St. Gallen von 50 - 60 m. Wie in anderen Gletschergebieten sind ebenfalls beim Urnäschgletscher die Zeugen dieses Gletscherrandes seltener und weniger deutlich; sie finden sich nur w und sw Waldstatt. In gleicher Art, wie das randliche Schmelzwassertal zwischen Waldstatt und Herisau, durch welches heute Bahn und Hauptstrasse führen, im Stein a/Rh-Stadium für die Entwässerung benutzt wurde, ist auch das Tal des Glatt-Oberlaufes s Herisau eine Schmelzwasserrinne, die w Waldstatt mit einem breiten Sattel in 880 m Höhe bei Vollhofstatt beginnt und zum Diessenhofen-Stadium gehört. Weitere gleichaltrige Randlagen sind durch drei kleinere Zungenbecken gegeben, die durch Rundhöcker und Molasseriegel knapp voneinander getrennt liegen. Ein erstes schiebt sich von Waldstatt her sw-wärts gegen Winkfeld vor, ein zweites aus dem Murbachtal von der Brisigmüli gegen N ebenfalls bis Winkfeld und ein drittes, auch im Murbachtal gelegen, aber talaufwärts von der Brisigmüli gegen W angelegt und ungefähr bis Landhus reichend, vom zweiten durch eine Folge von

drei Rundhöckern bei Brisig getrennt. Dieses dritte ist im S zudem durch eine Reihe von Wallmoränenreste und Stauterrassen zwischen Stoss und Windegg begrenzt. Die Moränenreste werden von Hantke (1961) erwähnt, aber ins Zürich-Stadium gestellt, für das sie jedoch, wie gezeigt wurde, zu hoch liegen. Alle drei Zungenbecken enden hangaufwärts in Höhen zwischen 880 und 900 m und gehören folglich demselben Stand an. Somit erreichte auch dieser innere Stand des Diessenhofen-Stadiums zuwenig Höhe, um über den Transfluenzpass von Schönengrund dem Neckergletscher noch Eis zuführen zu können.

Mit ausgeprägten Formen bietet sich der seitliche Eisrand des äusseren Diessenhofen-Stadiums des Rheingletschers zwischen St. Gallen und Jonschwil an (4.4.3). Ebenso markant ist die Konfluenz des Urnäsch- mit dem Rheingletscher e Herisau beim Saum und oberhalb Sturzenegg in einer Höhe von rund 800 m. Von hier aus lässt sich der w Eisrand des Urnäschgletschers über 2 km s-wärts verfolgen; weiter gletscheraufwärts fehlen im Raume Waldstatt die Anzeichen. Aufgrund des Ansteigens gegen S vom Saum (800 m) bis Halden auf ± 850 m muss bei Waldstatt die Eishöhe wenigstens 900 m erreicht haben, im Engpass der Zürchersmühle auf ca 1000 m angestiegen sein und auf der N-Seite des Kronbergs gar auf 1100 m gelegen haben. Hier sind beim Kaubad wieder Belege in Form von Wallmoränen vorhanden, welche im Vergleich mit den tiefer liegenden Wällen des Stein a/Rhein Stadiums und den höheren Ablagerungen des Würm-Maximums (4.3.1) zum Diessenhofen-Stadium gehören. Die Eishöhen bei Waldstatt und Zürchersmühle wurden interpoliert. Da damals das Eisstromnetz n des Säntis noch intakt war und nur die höchsten Hügelzüge als Nunatakker darüber aufragten, darf angenommen werden, dass die Eisoberfläche annähernd gleichmässig gegen N bis NW abfallend verlief. Zwischen Waldstatt und Zürchersmühle verläuft die Achse der Schönengrundtalung gegen WSW, so dass der hier vom Urnäschgletschergebiet abzweigende Eisstrom eine Höhenlage im Mittel um 950 m erreicht hat. In diesem Stand muss das Eis die Transfluenz Schönengrund von 888 m in einer Breite von 1 km und einer Mäch-

tigkeit von ca 60 m überschritten haben. Rundhöckerreihen und randliche Schmelzwasserrinnen auf der zum Neckertal abfallenden Seite der Transfluenztalung belegen diesen Eisarm. Sie bilden vor allem auf der s Talseite bei Schönengrund eine ganze Folge mit Höhen zwischen 880 und 950 m und der markanten Schmelzwasserrinne auf der S-Seite des Ettenberges, des Rundhöckers P 948 und P 950.0. N Schönengrund sind die Untere Risi (947 m) und P 932.2 entsprechende Rundbuckel.

Im Würm-Maximum war der Eisstrom durch die Talung von Schönengrund noch wesentlich mächtiger und erreichte über der Passhöhe 1000 m Meereshöhe; das entspricht einer Eismächtigkeit von über 100 m bei einer Eisarmbreite von wenigstens 1,7 km. Die Belege liegen in Form von Ueberresten randlicher Stauterrassen und von Rundhöckern vor (2.4.2, 2.5.4 und 4.3).

Zusammenfassung

Im ganzen Würm-Maximum und noch im äusseren Diessenhofen-Stadium erhielt der Neckergletscher einen kräftigen Eiszuschuss über die Transfluenz von Schönengrund. Der Ausfall dieser wichtigen Zufuhr ab dem inneren Diessenhofen-Stadium musste sich in der Ausdehnung des Neckergletschers besonders stark auswirken, d h dessen Zunge stirnte im inneren Stand des Diessenhofen-Stadiums deutlich vom äusseren Stand taleinwärts abgesetzt (4.4.2).

7.2.2. Die Transfluenzen w Urnäsch

Hier sind zwei Uebergänge vom Urnäsch- ins Neckertal zu besprechen: Schönau 1061 m und Färenstetten 1172 m. Aehnlich der Transfluenz von Schönengrund, die aus den granitischen Sandsteinen in der Richtung ihres Streichens herauspräpariert wurde, so sind auch diese Pässe in der nächst südlicheren Sandsteinzone in prinzipiell gleicher Anlage zwischen den NF-Zonen des Gäbris im N und des Kronberges im S zu finden.

Das Stein a/Rhein-Stadium des Urnäschgletschers ist auch in diesem Raum das ausgeprägteste, ausgezeichnet durch die markanten Wälle von Stillert in 1015 m Höhe auf der E-Seite des Urnäsch-Tales und von Egg zwischen 1000 und 1030 m auf der W-Seite. Den Wall von Egg stellt Ludwig (1930) ins Maximum der Risseiszeit, ebenso aber auch, was sich widerspricht, die um 150 m höheren Erratiker w Färenstetten (5.2 und 5.3). Die auch von Hantke (1961) geforderte Zuordnung der "Egg"-Moräne zum Zürich-Stadium scheint mir zutreffend:

1. Der Wall ist gut erhalten, kaum verwittert und weist wenig Bodenbildung auf (± 50 cm), so dass nur würmeiszeitliches Alter in Frage kommt.
2. Aufgrund der Höhenlage von Egg und dem Gefälle gegen N lässt sich der zu diesem Wall gehörige Eisrand über etliche Rundhöcker und kleinere randliche Schmelzwasserrinnen n Urnäsch mit dem Stein a/Rhein-System sw Waldstatt verbinden und korrelieren.
3. Die grosse Mächtigkeit der Moränenablagerungen und die bedeutende Höhe der Wälle, wie sie in andern Gletschersystemen (Thur, Sitter, Rhein) für das Stein a/Rhein-Stadium charakteristisch sind, lässt auch hier eine entsprechende Zuweisung als gegeben erscheinen.
4. Die Rekonstruktion des Urnäschgletschers während des Stein a/Rhein-Stadiums erfordert aufgrund der Oberflächen-Höhenkurven und der Gletscherfläche ebenfalls dieses Stadium (5.2 und Kartenbeilage 9).

Mit Ausnahme des etwas externeren Walles im Schönauwald dürften alle Phasen des Stein a/Rhein-Stadiums im selben grossen "Egg"-Wall zusammenfallen, welche beide e unter den Passhöhen von Schönau verlaufen, so dass diese Transfluenzen nicht mehr in Funktion waren.

Das Diessenhofen-Stadium des Urnäschgletschers kann hier nicht eruiert werden; es dürfte um 1100 m Höhe erreicht haben, wenn man mit den Wällen an der N-Abdachung des Kronberges vergleicht

und in Betracht zieht, dass damals über dem Appenzellerland das Eisstromnetz des Rhein-Säntis-Thurgletschers noch vollständig war. Die Höhe passt auch gut zum äusseren "Egg"-Wall, der zwischen 1000 und 1060 m verläuft, womit dieses Stadium zwischen 40 und 100 m höher lag. Aufgrund der Höhe steht damit fest, dass in diesem Stadium über Schönau, nicht aber über Färenstetten, Eis ins Neckertal überfloss und zur Ernährung des Neckergletschers beitrug.

Um 1200 m lag die Eishöhe während des Würm-Maximums am N-Rand der Hochalp und um 1150 m n über dem Schönauer Sattel. Dafür gibt es folgende Belege:

1. Ein vom Rheintal bis ins Toggenburg n des Säntis durchziehendes Eisstromnetz liess nur wenige verfirnte Nunatakker der Molasse-Voralpen daraus aufragen, z B Kronberg, Gäbris, Hochalp, Hochhamm, wie das von Hantke (1961) und Jäckli (1962) gefordert und auf der Karte "Die Schweiz zur letzten Eiszeit" (1970) gezeigt wird.
2. Das Eisstromnetz gestattet ein Durchziehen von Höhenkurven vom Rheintal bis ins Toggenburg, wo jeweils die Höhenlagen des Würm-Maximums bekannt geworden und durch Frey (1916) für den Raum Krummenau mit 1200 m angegeben worden sind. Für den Gäbris am Rande des Rheintals fanden Hantke (1965) in 1160 m und auf der S-Seite der Fäneren Penck und Brückner (1909) und Eugster (1960) in knapp 1300 m den Eisrand. Zieht man die 1200 m Kurve der rekonstruierten Eisoberfläche, so streift diese einerseits den N-Abhang des Kronberges, wo entsprechende Moränenreste und Erratiker w Chlepfhütte auftreten und trifft andererseits die N-Abdachung der Hochalp s Färenstetten (4.3.1 und Kartenbeilage 8).
3. Höchste Erratikergruppen konnten in 1170 m bei Schwänteli gefunden werden, die zur Hauptsache kalkalpiner Herkunft sind; gleiches gilt für die Tobel w P 1194 in 1150 - 1180 m Höhe. Die Blöcke stammen gemäss ihrer Zusammensetzung aus dem Alpstein, der nur Kreideserien des Helvetikums aufweist; sie wurden über die Transfluenz von Färenstetten vom Urnäschglet-

scher herbeigeführt. Eine weitere Bestätigung liefern auch die Findlinge im Rötelbach, der s des Bruggerenwaldes keine, hingegen talabwärts recht häufig kalkalpine Blöcke aus dem Helvetikum, vor allem Kieselkalk, daneben Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk aufweist.

4. Eine weitere Häufung von Alpsteinerratikern trifft man in 1120 m Höhe n Schönau oberhalb P 1091, die die Höhe der Eisoberfläche bei Schönau von 1150 m rechtfertigen. Diese Erratiker werden bereits von Ludwig (1930) erwähnt, aber der Risseiszeit zugeordnet.

Die Höhenlage des Eisstromnetzes zeigt, dass im Würm-Maximum Urnäscheis sowohl über Schönau als über Färenstetten Richtung Nekkertal transfluiert ist.

Zusammenfassung

Im Würm-Maximum überschritt der Urnäschgletscher auf breiter Front zwischen Hochalp und Hochhamm bei Schönau und Färenstetten die Wasserscheide zum Neckertal, wobei die Farnetsalp (1211 m) wohl als kleiner Nunatakker aus der Eisoberfläche herausragte. Im Diessenhofen-Stadium muss die s Transfluenz bereits zu hoch gelegen haben (1172 m), während diejenigen bei Schönau von 1061 m und 1068 m noch überflossen wurden. Die Moränenwälle von Egg belegen, dass im Stein a/Rhein-Stadium alle Pässe w Schönau eisfrei waren.

7.3. Thurgletscher

7.3.1. Die Transfluenzen von Oberhelfenschwil und über die Wasserfluh

Das Bazenheid-Stadium des Thurgletschers wurde bereits von vielen Autoren mit dem Zürich-Stein a/Rhein-Stadium korreliert (4.5, 5.2, 9.1). Es weist wie beim Urnäschgletscher im Bereich des Zungenendes bei Bazenheid mehrere hintereinanderliegende Mo-

ränenwälle auf, während talaufwärts auch hier die Seitenmoränen meist zusammenfallen. Davon ausgehend lassen sich auf der flacheren W-Seite des Thurtales Moränenzüge und Schmelzwasserrinnen bis zum Dietfurterbach ohne wesentliche Unterbrüche von 600 m ü M bei Bazenheid bis 770 m verfolgen. Das Tal von Chrinäuli, das s anschliesst und 865 m Höhe erreicht, liegt für dieses Stadium, im Gegensatz zur Auffassung von Andresen (1964), eindeutig zu hoch, wie sich aus dem Höhenkurvenbild des Thurgletschers erkennen lässt (Kartenbeilage 9). Auf der E-Seite, die steiler ist, können zusammenhängende Moränenwall- und Schmelzwasserrinnen-Systeme nur bis Rossfallen (720 m) s Ganterschwil festgestellt werden. Im Kessel von Oberhelfenschwil zeichnet sich eine Terrasse mit Moränenmaterial in 760 m Höhe bei Gaden und Bogen ab. Sie dürfte als Ueberrest einer einst grösseren, von den Seitenhängen zusammengeschwemmten und am Gletscherrand aufgestauten Moränen-Stauterrasse aufzufassen sein. Die Eisrandnähe wird auch durch die starke Häufung von Erratikern in den Tobeln im Bereich dieser Terrasse bekundet. Ein kleiner Moränenwallsporn s Tobelacker in 765 m Höhe passt ebenfalls hierher. Auch mit der W-Seite des Thurgletschers gegenüber Oberhelfenschwil bei Aufeld (s Mosnang) lässt sich diese Höhenlage vergleichen, verläuft doch dort die Schmelzwasserrinne zwischen 770 und 740 m Meereshöhe. Der 798 m hohe Pass von Oberhelfenschwil wurde also im Stein a/Rhein-Stadium weder als Transfluenz noch als Schmelzwasserrinne benutzt.

Im Raume Lichtensteig dürfte das Eis damals 800 m Höhe ü M erreicht haben (Kartenbeilage 9), so dass auch die Wasserfluh mit 843 m als Transfluenz und Schmelzwasserweg bereits zu hoch lag. Ausserdem fehlt im Neckertal jegliches Anzeichen eines über die Wasserfluh vorgestossenen Gletscherarmes; dieser hätte vom Nekkergletscher isoliert stirnen müssen, weil sich der Neckereisstrom damals bereits bis St. Peterzell zurückgezogen hatte (4.5.3).

Im <u>Diessenhofen-Stadium</u> waren Thur- und Rheingletscher n Bazenheid noch miteinander verschmolzen, so dass Endmoränenwälle zum

vorneherein fehlen. Auf der w Thurtalseite zeichnet sich aber die Umgebung von Kirchberg durch seitliche Wallmoränen und Schottervorkommen aus (4.4). Auf der Südseite des Gonzenbachtales markieren Stauschotterterrassen bei Fridlingen und die Schmelzwasserrinne von Bild w Mosnang den Eisrand in einer Höhe zwischen 750 und 780 m. In dieses Stadium lässt sich das Schmelzwassertal Chrinäuli zwanglos einstufen.

Auf der E-Seite zeigen mehrere Wälle s Jonschwil das Diessenhofen-Stadium an. S Ganterschwil am NW-Abhang des Laubberges liegt auf 770 m ein letzter Wallrest dieses Stadiums. Im Winkel von Oberhelfenschwil deuten die Geländeformen auf ein vom Thurtal her überprägtes Zungenbecken mit Rundhöckern und Grundmoränenmassen s Höögg in 822 m und P 818 bei Niderholz. Ein Vergleich mit der Gegenseite des Thurgletschers s Mosnang weist die ± 800 m Randlage bei Oberhelfenschwil als richtig aus. Also floss auch in diesem Stadium kein Eis über den 798 m hohen Sattel ins Neckertal ab. Dafür überprägten Schmelzwässer die Passhöhe, was die enge, deutlich eingeschnittene Lücke, die rasch ins nahe, tiefe Neckertal abfällt, zeigt. Das heutige Bächlein wäre nie in der Lage gewesen, den Passübergang zu einem zwar kurzen, aber typischen Flusstalstück auszugestalten (Abb 17).

Die in einem engen, senkrecht zum Thurtal verlaufenden Seitental liegende Wasserfluh bot einem eindringenden Thurgletscherarm selbst im Diessenhofen-Stadium wenig Bewegungsfreiheit, weshalb mit einer seitentalaufwärts abfallenden Oberfläche des Gletscherlappens zu rechnen ist. Diese Erscheinung zeigt auch der rezente Grosse Aletschgletscher beim Märjelensee oder bei der Einmündung des Mittelaletschgletschertales. Da die Eishöhe des Thurgletschers über Lichtensteig verglichen mit derjenigen des Bazenheid-Stadiums zwischen 850 und 880 m ü M gelegen haben dürfte, was auch zur Höhenlage des Schmelzwassertales von Chrinäuli (siehe oben) passt, ist nicht anzunehmen, dass der enge Pass der Wasserfluh von 843 m vom Eis überflossen wurde. Vielmehr dürfte eben noch Schmelzwasser über diesen Sattel den Weg ins Neckertal gefunden haben. Dort

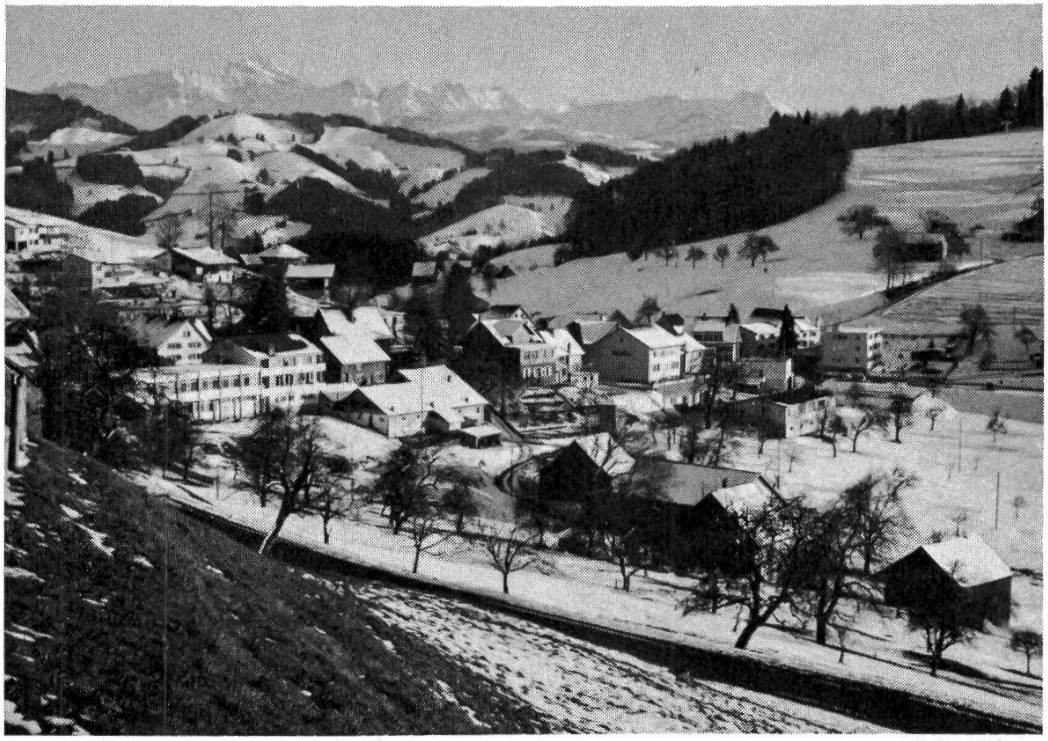


Abb 17: Transfluenzpass von Oberhelfenschwil. Aufnahme von NW gegen das Neckertal (Bildmitte). Rechts mit Moräne ausgekleidete Mulde mit Zungenbeckencharakter. In der Bildmitte fluvial überprägte Passlücke mit Abfluss gegen das Neckertal.

lag die Zunge des Neckergletschers in 800 - 810 m, was durch Rundhöcker und kleine randliche Rinnen einigermassen belegt ist (4.4.2).

Die gegenüber dem Thurgletscher um rund 50 m tiefere Lage des Neckergletschers ist verständlich, weil dieser damals nur bis Anzenwil reichte, wo er eben noch einen neckertalaufwärts eindringenden Thurgletscherarm berührte. Wäre Eis über die Wasserfluh aus dem Thurtal transfluiert, so müssten sich hier die Eishöhen von Thur- und Neckergletscher ausgeglichen haben.

Zusammenfassung

Selbst im Diessenhofen-Stadium funktionierten weder der Uebergang von Oberhelfenschwil noch der Pass der Wasserfluh als Transfluenzen ins Neckertal. Sie wurden aber beide durch Schmelzwässer des Thurgletschers überprägt. Diese Ansicht steht im Gegensatz zu derjenigen, die Schindler (1970, geol Karte) vertritt.

7.3.2. Die Transfluenzen w und s Hemberg

Hier stehen folgende Passübergänge zur Diskussion (Abb 24 in 10.3):

Hänsenberg	931 m,	nw Hemberg
Heiterswil	881 m,	w "
Loch	1027 m,	s "

Das Bazenheid-Stadium des Thurgletschers (Stein a/Rhein-Stadium) ist n Ebnat-Kappel klar gekennzeichnet durch Moränenwälle und Stauterrassen bei Schmidberg in 920 - 950 m ü M. Gegen S fehlen anschliessend über 7 km Anzeichen der Randlagen dieses Stadiums bis zur Konfluenz von Luteren- und Thurtal w des Stockberges in 1050 m (Hantke, 1967). Die grosse Lücke wird aber durch mehrere kleinere Wälle und Erratikerhäufungen auf der W-Seite des Thurtales (Grüninger, 1972) geschlossen, so dass auch die Eisrandlage auf der E-Seite des Tales rekonstruiert werden kann. Daraus lässt sich ableiten, dass alle drei Pässe eisfrei waren.

Das Diessenhofen-Stadium ist nirgends sicher belegt. Hingegen kann die Eishöhe des Würm-Maximum wieder aufgrund von Erratikern festgelegt werden. Darnach liegt dieses im Thurtal im mittleren Toggenburg um ca 200 m über dem Stein a/Rhein-Stadium. Somit muss der Eisrand im Diessenhofen-Stadium dazwischen gelegen haben, d h um etwa 100 m über dem Stein a/Rhein-Stadium. Nimmt man die aus dem n Toggenburg sicheren Werte, so wären es allerdings nur etwa 70 m (7.3.1). Damit sind wir bei der Frage der Eistransfluenzen ins Neckertal im Diessenhofen-Stadium teilweise auf Vermutungen und Schätzungen angewiesen.

Bei Hänsenberg liegt gegen das Thurtal hin ein typisches Zungenbecken in 900 m Höhe. Dieses dürfte damals von einem Thurgletscherlappen erfüllt gewesen und ausgestaltet worden sein. Ein Eisüberfluss ins Neckertal ist aber wegen der Höhenlage von Hänsenberg und wegen der Morphologie der Gegend nicht anzunehmen, fehlen doch auf der Neckertalseite des Ueberganges glaziale Formen, die der W-Seite entsprechen würden. Da keine fluvial geprägte Rinne vorhanden ist, wie etwa bei Oberhelfenschwil, ist selbst eine Entwässerung ins Neckertal abzulehnen.

Im Gegensatz zu Hänsenberg ist der Uebergang von Heiterswil durch einen kräftigen Eisarm durchflossen worden. Dafür gibt es folgende Gründe:

1. Der weite Transfluenz-Pass liegt mit 881 m deutlich tiefer als Hänsenberg und zudem 2 km südlicher, so dass sich auch der Anstieg der Eisoberfläche des Thurgletschers gegen S auswirkt.
2. Die Oberfläche des Thurgletschers muss bei Annahme von nur 70 m grösserer Eismächtigkeit als im Stein a/Rhein-Stadium wenigstens 950 m erreicht haben.
3. Sowohl auf der w Thur- als auch auf der e Neckertalseite von Heiterswil ist die morphologische Ausgestaltung dieselbe, d h Moränenauskleidung, Erratiker, Rundhöcker, weite U-förmige Talmulde.

Die Transfluenz von Loch liegt zwar mit 1027 m wesentlich höher als Heiterswil, jedoch auch 5 km südlicher, so dass hier im Vergleich mit dem Stein a/Rhein-Stadium das Eis im Diessenhofen-Stadium eine Höhe zwischen 1050 und 1100 m erreicht haben dürfte. Also lag der Uebergang Loch selbst bei der Minimalhöhe 1050 m vermutlich noch unter Eis, sicher aber bei 1100 m Eishöhe. Die Ausgestaltung dieses Ueberganges durch den Gletscher ist allerdings weniger charakteristisch als bei Heiterswil, doch finden sich auch hier beidseits des Passes überprägte Verflachungen, GM-Massen und Rundhöcker.

Das Würm-Maximum

Die starke glaziale Ueberprägung aller Hügelkuppen zwischen Köbelisberg (nw Hänsenberg) und Gössigenhöchi (se Loch) mit moränenbedeckten Zonen und Erratikern bis 1138 m beim Salomonstempel (Gutzwiller, 1873) und 1230 m auf der NW-Abdachung der Gössigenhöchi bei Ritteren (Feldbefund, 1973) sowie die vielen Torfmoore und Rundhöcker bezeugen, dass im Würm-Maximum der Thurgletscher auf einer Front von 9 km ins Neckertal übergeflossen ist. Dies wurde schon früh erkannt und wird von mehreren Autoren vermerkt: Gutzwiller (1873), Frey (1916), Ludwig (1930), Hantke (1967). Damit muss die Eisoberfläche beim Salomonstempel wenigstens 1140 m und n der Gössigenhöchi 1230 m erreicht haben, was sich sehr gut ins Höhenkurvenbild des Eisstromnetzes im Würm-Maximum einfügt (Kartenbeilage 8).

Zusammenfassung

Der Transfluenzpass von Hänsenberg 931 m wurde vom Thurgletscher im Würm-Maximum Richtung Neckertal überschritten, während das Eis im Diessenhofen-Stadium nur noch das Zungenbecken w Hänsenberg erreichte und überprägte. Die weite Talung von Heiterswil 881 m war auch im Diessenhofen-Stadium noch von einem 70 bis 100 m mächtigen Eisstrom aus dem Thurtal erfüllt, im Stein a/Rhein-Stadium aber bereits eisfrei. Bei Loch 1027 m dürften die Verhältnisse aufgrund verschiedener Korrelationsmöglichkeiten denjenigen von Heiterswil entsprochen haben, so dass bis ins Diessenhofen-Stadium Eis ins Neckertal überfloss.

7.4. Luterengletscher

(Abb 24 in 10.3). Vom hintersten Neckertal führen die zwei Pässe Ellbogen 1270 m und Alp Horn 1300 m als niedrige Sättel mit starker glazialer Ueberprägung ins obere Luterental gegen Schwägalp und Säntis. Diese Region war selbst noch im Stein a/Rhein-Stadium mit einer regionalen Sgr über vergletschertem Areal von 1100 bis 1150 m Akkumulationsgebiet von Necker-, Urnäsch- und Lute-

rengletscher (5.2 und 5.3). Daher fehlen Moränenwälle, die die verschiedenen Eisrandlagen anzeigen würden.

Das Würm-Maximum

Auf nahezu 1400 m fand Ludwig (1930) w des Chräzerenpasses nahe der Wasserscheide zwischen Urnäsch, Luteren und Necker Erratiker aus dem Helvetikum des Alpsteins. Sie belegen die Mindesthöhe im Bereiche der Transfluenzen ins Neckertal. Der direkt sw liegende Pass Alp Horn wurde daher in einer Mächtigkeit von 100 m vom Eis Richtung Neckertal überschritten. Auch der westlicher liegende Sattel von Ellbogen dürfte in ähnlicher Weise überflossen worden sein. Belege für das Ueberfliessen sind helvetische Kreidekalk-Erratiker auf der Neckertalseite beider Transfluenzpässe, welche schon Gutzwiller (1873) feststellte. Da sich aber bereits auf dem Ampferenboden keine Kreidekalk-Blöcke mehr finden liessen, war offenbar das Ueberfliessen nicht sehr ausgeprägt; vielmehr dürfte der Neckergletscher sein Akkumulationsgebiet zum grossen Teil selbst aufgebaut haben, wohl zum Teil als Folge des s Hemberg transfluierenden Thureises, welches den oberen Neckergletscher hochstaute (2.2.3; Gutzwiller, 1873, Hantke, 1967).

Das Stein a/Rhein-Stadium

Die Rekonstruktion des Neckergletschers, der von St. Peterzell bis ins Gebiet s Hemberg gut zu erkennen ist (4.5.3), legt nahe, dass Luteren- und Neckergletscher über Alp Horn noch miteinander in Berührung waren. Wegen der westlicheren, d h bezüglich Eisrand von Luteren- und Neckergletscher wesentlich tieferen Lage bei Ellbogen, war dieser Uebergang eisfrei.

Für das Diessenhofen-Stadium lassen sich keine Nachweise erbringen, ausser einem Vergleich mit dem mächtigeren Würm-Maximum und dem tieferen Stein a/Rhein-Stadium. Darnach ist anzunehmen, dass Alp Horn überschritten wurde, während für Ellbogen ein gegenseitiges Berühren noch denkbar ist.

Zusammenfassung

Die beiden hintersten Transfluenzpässe des Neckertales, Alp Horn 1300 m und Ellbogen 1270 m, sind im Würm-Maximum vom Lutereneis aus dem Raum Schwägalp überfahren worden. Die näher der Schwägalp gelegene Alp Horn lag im Diessenhofen-Stadium noch unter Eis, vermutlich auch noch im Stein a/Rhein-Stadium. Für Ellbogen ist ein Eisüberfluss schon im Diessenhofen-Stadium fraglich.

7.5. Bodensee-Rheingletscher

Es handelt sich um die Uebergänge Degersheim 800 m, Baldenwil 843 m und Magdenau 778 m. Da diese Uebergänge im Kapitel 4 eingehend diskutiert wurden, soll hier nicht mehr darauf eingegangen werden. Die Resultate sind aus der folgenden Tabelle ersichtlich.

7.6. Die in den Hochwürm-Stadien benutzten Transfluenzen

Tabelle 9. Eistransfluenzen: * funktionierend, - ausgeschaltet, ? unsicher

Gletschergebiet, Transfluenzen		Würm-Maximum äusseres	Würm-Maximum inneres	Diessenhofen-Stadium äusseres	Diessenhofen-Stadium inneres	Stein a/Rh-Stadium
Bodensee-Rheingletscher						
- Magdenau	778 m	*	*	-		-
- Baldenwil	843 m	*	-	-		-
- Degersheim	800 m	*	*	-		-
Urnäschgletscher						
- Schönengrund	888 m	*	*	*	-	-
- Schönau	1061 m	*	*	*		-
- Färenstetten	1172 m	*	-	-		-
Luterengletscher						
- Alp Horn	1300 m	*		*		?
- Ellbogen	1270 m	*		?		-
Thurgletscher						
- Loch	1027 m	*		*		-
- Heiterswil	881 m	*		*		-
- Hänsenberg	931 m	*		-		-
- Wasserfluh	843 m	*		-		-
- Oberhelfenschwil	798 m	*		-		-

8. DIE MORPHOGENESE IM UNTEREN NECKERTAL

8.1. Die Terrassensysteme

Kartenbeilage 3. Das untere Neckertal und der Konfluenzbereich mit der Thur weisen ein grosses Angebot an Terrassen und Talbodenresten in verschiedensten Höhenlagen auf. Die höher und isoliert gelegenen Flächen können nicht mit dem Necker in Zusammenhang gebracht werden, dafür aber mit dem glazialen Geschehen. Es handelt sich dabei entweder um randglaziale Stau- oder Schotterterrassen oder um eisrandliche Entwässerungswege. Die tieferen Terrassen lassen sich zu Systemen zusammenfassen und mit dem fluvialen Geschehen entlang von Necker- und Thurlauf in Beziehung bringen.

In der Kartenbeilage 3 sind die Terrassen nicht nach Erosions- oder Akkumulationsniveaus beurteilt, da dies innerhalb desselben Systems wegen der vielen Schwellen im Untergrund rasch wechseln kann. Dafür sind zusammengehörige Flächensysteme dargestellt; das Material des Untergrundes ist durch Signaturen widergegeben.

8.1.1. Präwürmeiszeitliche Talbodenreste

Es sind vier zusammenpassende Terrassen vorhanden, wovon zwei mindestens teilweise mit Moräne bedeckt sind. Da hier nur während des Hochwürms bis zum Diessenhofen-Stadium Gletscher lagen, muss die Moränendecke aus dieser Zeit stammen, die Terrassenflächen selbst (Erosionsniveaus in der anstehenden Molasse) müssen dann älter, d h präwürmeiszeitlich sein. Sie weisen auch keine Beziehung auf zum mittleren Neckertal, welches würmglazial stark überprägt worden ist.

Es handelt sich um die folgenden Terrassenreste: Obere Terrasse von Rennen in 635 m, obere Terrasse von Anzenwil um 620 m (8.2), obere Terrasse von Hinteranzenwil um 620 m, Terrasse von Neckerau nw Ibach zwischen 618 und 614 m.

8.1.2. Das Hochwürm

In dieser Zeit bedeckte entweder Eis das untere Neckertal oder dieses war durch den Thurgletscher abgesperrt. So entwässerte der Necker rand-, supra- oder subglazial (2.5.3, 4.5.2 und 8.1.3).

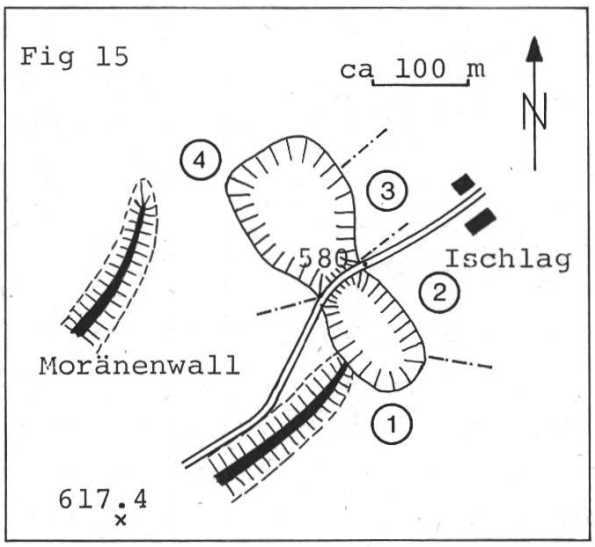
8.1.3. Das Stein a/Rhein = Bazenheid-Stadium, innerer Stand

Damals wurde das Neckertal zum letzten Mal durch den Thurgletscher zwischen Lütisburg und Ganterschwil abgedämmt (4.5.2). Der alte Neckerlauf über Feld war verstopft, so dass der Fluss entlang des Eisrandes nach N auswich und sich epigenetisch eintiefte. Bei Letzi wurde er durch die 100 m hohe Molassewand nach W gezwungen, wobei er anschliessend während des Standes von Bräägg sub- oder supraglazial weiterfloss. Beim interneren Stand von Lütisburg dürfte der Necker über die Terrasse von Dorf Lütisburg seitlich um die Gletscherstirn herumgeflossen sein. Im unteren Neckertal müssen beachtliche Schuttmassen hinterstaut worden sein, was auch Schindler (1970) annimmt.

Terrassen: Höheres System des Standes von Brääg: Obere Terrasse von Lütisburg 607 m, Terrasse von Haslen um 600 m, Terrasse von Bazenheid-Bahnhof in ±595 m.
Tieferes System des Lütisburger Standes: Dorf Lütisburg um 580 m, Brääggfeld 580 - 575 m, Allmend e Bazenheid 570 m.

Beim Rückzug des Thurgletschers von Lütisburg wurde die Neckermündung eisfrei. Im Thurtal bildete sich ein Zungenbeckensee. Schliesslich brach der Necker bei Feld (Abb 27 in 10.3) und wohl auch bei Letzi durch und begann die aufgestauten Schotter ins Thurtal hinaus in diesen See zu schütten, in einem riesigen Schuttfächer, der weit nach S und N über den heutigen Thurlauf hinausgreift. Dies lässt sich in den zwei Kiesgruben bei Ischlag und Letzi (Fig 19) feststellen. Saxer (1965) berichtet über eine Rutschung bei Lütisburg mit Bändertonen, Sanden und Ueberschotterung in einem einstigen See.

Kiesgrube Ischlag w Lütisburg (Fig 15 und Abb 18)



1 Angeschnittener Ausläufer der von P 617.4 herunterziehenden Schottermoräne, unregelmässige Schichtung, viele bis über m^3 grosse Erratiker in allen Horizonten, keine AG-Gerölle, keine Deckschicht.
2 Unregelmässig gelagerte Schotter mit Erratikern, darüber um 1 m mächtiger Deckschotter, ± horizontal, grobes Material ohne Blöcke, AG-Gerölle bis Kopfgrösse.
3 Grobschotter-Deckschicht bis 6 m mächtig, als Muldenfüllung mit AG, geht gegen oben in feinere Fraktion über, horizontal geschichtet.
4 Unten bis 10 m aufgeschlossener, unruhig bis wirr gelagerter Schotter mit mittelgroben Komponenten, keine AG-Gerölle, auf der W-Seite viele grosse Erratiker, sandig-lehmige Matrix, gelbliche Farbe. Darüber horizontal gelagerte, 2 - 3 m grobe, graue Schotter, nach oben Uebergang in kleine Korngrössen, Andeutung von Dachziegellagerung gegen NW, die groben Schotter mit, die überliegenden ohne AG.

Abb 18: Kiesgrube Ischlag, Aufnahme gegen ENE, Messstab 1 m.
Oben: horizontal geschichtete, mittelgrobe Schotter.
Mitte: horizontal geschichtete Grob-Schotter mit 1/2 m grossen Blöcken. Andeutung von Dachziegellagerung gegen links (NNW).
Unten: wirr gelagerte und schlecht sortierte Schotter, eisrandnahe Bildung.

Die liegenden Schotter zeigen den Uebergang vom Moränenwall im SW in das gegen N anschliessende, eisrandnahe Schotterfeld. Das Material stammt aus dem Thurtal. Zeit: Lütisburger Stand, interne Thurgletscherlage des Bazenheid-Stadiums (4.5.2).

Die hangenden Schotter belegen eine katastrophenartig erfolgte Schüttung aus dem Neckertal aufgrund der Schüttungsrichtung und der AG-Gerölle. Zeit: anschliessend an die Lütisburger Gletscherrandlage, als der Neckertalausgang vom Eis freigegeben wurde. Die groben Schotter werden nach oben durch feinere abgelöst, die einer normalen Aufschotterung entsprechen. Aus dem Fehlen von AG kann geschlossen werden, dass auf der linken Talseite die Thur weiter akkumulierte.

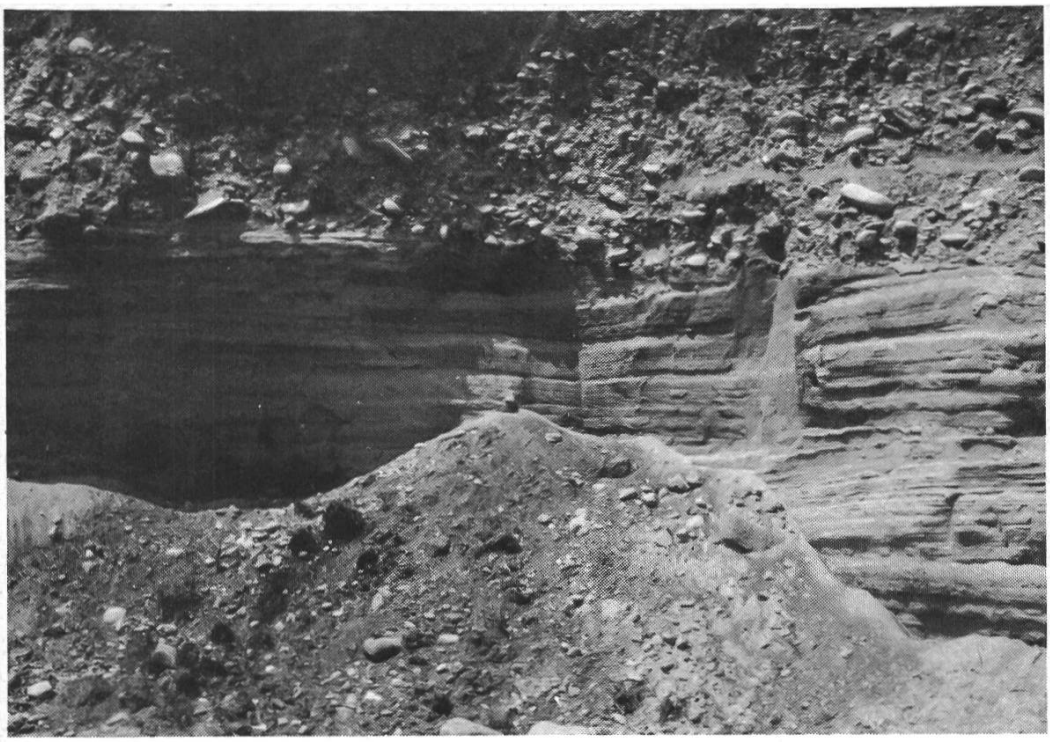


Abb 19

Abb 20

Abb 19: Kiesgrube Letzi. Aufnahme gegen W. Horizontale Sande diskordant überlagert durch Grobschotter mit wirrer, im grossen horizontaler Lagerung.

Abb 20: Kiesgrube Letzi. Aufnahme gegen W. Wellenstruktur und Kreuzschichtung in den im wesentlichen horizontal gelagerten Sanden.

Abb 21: Kiesgrube Letzi. Ansicht gegen N. Verwerfungen in den Sanden mit Kreuzschichtungen.

Kiesgrube von Letzi n Ganterschwil (Abb 19, 20, 21)

Unten bis 3 m aufgeschlossene, mittelfeine Sande, horizontal geschichtet, teils Kreuzschichtung, teils Rippelstruktur von Wellen herrührend, im NW des Aufschlusses Verwerfungen mit Sprunghöhen bis 20 cm, Absenkung gegen W gegen das Seebecken, die höchsten Sandlagen mit wirren Strukturen. Darüber, die Sande diskordant überlagernd, grober Schotter mit Blöcken bis 50 cm, Material kalkalpin, Molasse-Sandstein, Speer-NF, AG-Gerölle; gegen oben Uebergang in mittelgroben Schotter mit faustgrossen Komponenten; Schotter total um 3 m mächtig; Oberkante der Kiesgrube 690 m; Schüttungsrichtungen durch Einregeln aus sse Richtung (10.4).

Die Sande weisen alle Anzeichen der Ablagerung in einem See auf. Dieser muss nach dem Rückzug des Thurgletschers von Lütisburg im einstigen Zungenbecken entstanden sein. Darauf erfolgte der Ausbruch des Neckers über den alten Lauf von Feld und die Katastrophenschüttung in den See über die Sande hinweg, was der Situation von Ischlag entspricht: Material, Schüttungsrichtung und Höhenlage der Grobschotter passen zusammen. Diese Ueberschüttung wurde anschliessend normalisiert und hörte kurz darauf bei der einsetzenden Tieferschaltung von Thur- und Neckerlauf ganz auf.

Nach diesen Vorgängen muss der Necker endgültig seinen alten Flusslauf über Feld verlassen haben; er begann sich über Letzi einzutiefen.

In diese Zeit fällt auch der Gletscherstand von Bütschwil, denn der Ausbruch des Neckers lässt sich thuraufwärts bis Sägenbach, 800 m n des äussersten Bütschwiler Walles bei Chrüz, verfolgen. Andererseits zieht das nächst tiefere Terrassensystem bereits bis Lichtensteig durch, so dass damals der Thurgletscher bereits oberhalb dieses Ortes gelegen haben muss. Da dieses tiefere System dem Konstanz-Stadium zugeordnet werden kann (Andresen, 1964; Hantke, 1970; Feldbefunde 1972), muss Bütschwil noch als internster Stand des Bazenheid-Stadiums aufgefasst werden und kann nicht mit dem Konstanz-Stadium parallelisiert werden, wie es Andresen (1964) und Schindler (1970) annehmen.

8.1.4. Talböden des Konstanz-Stadiums

Der Rheingletscher stand bei Bürglen und Kradolf (TG) und vermochte das s-wärts liegende Thurtal abzuriegeln. Von Lichtensteig im Toggenburg bis Bischofszell wurde ein prachtvolles Niveau herauspräpariert oder aufgeschüttet. Dieses System lässt sich auch durch das ganze untere Neckertal verfolgen, wobei sich zeigt, dass es sich auf das Schotterfeld-Niveau des mittleren Tales einspielt (Fig 16).

Terrassenreste im Neckertal: Ebene des mittleren Neckertales bei Necker 630 m, untere Terrasse von Rennen um 625 m, Terrasse n Aachsäge um 615 m, mittlere Terrasse von Anzenwil - Ibach 610 - 605 m, Terrasse von Hengarten - Niderfeld 595 - 585 m, untere Terrasse von Letzi um 580 m.

Terrassenreste im Thurtal: Terrasse im Thurknie w unterhalb Lichtensteig in 615 m, Terrasse von Neudietfurt in 600 - 590 m, Terrasse unterhalb Platten e Bütschwil 585 m, Thurau w Ganterschwil 575 m, Hagenau 570 m s Lütisburg, Ischlag untere Terrasse 565 m, Unterrindal - Oberwis 580 - 570 m, eingelassen in das Hauptniveau des Rindaler Tales, Kornau 560 m, Bahnhof Schwarzenbach - Niederstetten.

Ein etwas tiefer liegendes System geht ebenfalls vom mittleren Neckertal aus, lässt sich aber im Thurtal nicht mehr nachweisen.

Terrassenreste im Neckertal: mittleres Neckertal 630 m, Gubelrüti w Egelten 615 m, Mettlen untere Terrasse 608 m, Anzenwil untere Terrasse 600 m, Halden 590 m.

8.1.5. Postglazial

Mit dem Rückzug des Rheingletschers vom Stand von Bürglen-Kradolf (Konstanz-Stadium) wurde das gesamte Thurtal eisfrei mit

Ausnahme kleiner seitlicher Lokalgletscher im oberen Toggenburg (Tappolet, 1922; Maurer, 1952; Hantke, 1967). Damit wurde auch die Erosionsbasis auf die Thurebene von Weinfelden eingestellt. Die Thur schnitt sich auf der Strecke Lichtensteig - Schwarzenbach - Bischofszell nochmals kräftig ein, was bei der Neckermündung 20 - 25 m ausmacht. Die Auswirkungen zeigen sich auch nekkeraufwärts, indem dieser Thurzufluss ebenfalls entsprechend und ohne nochmals auf einem Niveau zu verweilen sich eintiefte. Beim Dorf Necker hat heute der Fluss seinen früheren Talboden erreicht, welcher unangetastet blieb. So ist das mittlere Neckertal ein lokales Erosionsniveau, welches als ausgedehnte Schotterfläche bis Furt nw St. Peterzell zurückreicht. Unterhalb der Aachsäge aber liegt jetzt ein enges, terrassiertes Kastental vor, in welchem der Fluss zur Seitenerosion übergegangen ist (2.8.4).

8.2. Die Schotter von Anzenwil

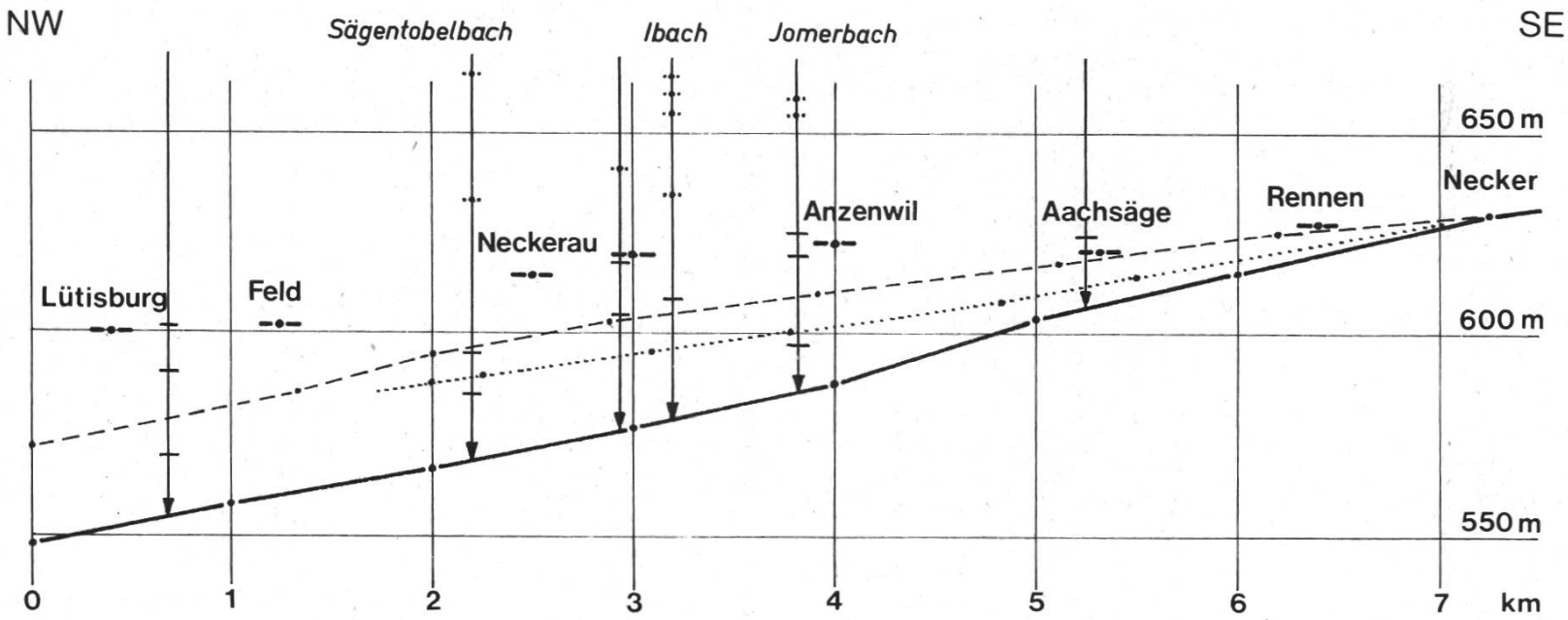
Aufschluss und Geröllinhalt

Im grossen Neckerknie w Nassen weist die obere Terrasse von Anzenwil heute einen grossen Aufschluss auf. Wegen der besonderen Lage im Grenzgebiet von Necker- und Thurgletscher im Hochwürm (4.3 und 4.4) sowie wegen der speziellen Materialzusammensetzung werden diese Schotter in einem eigenen Abschnitt behandelt. Ueber die Geomorphologie von Anzenwil und Umgebung gibt die Kartenbeilage 2 Auskunft.

Fig 16: Vergleich zwischen Terrassen, Seitenbach-Steilstufen und maximaler Eintiefung des Neckers seit dem Eisrückzug. Die Horizontaldistanzen beziehen sich auf die Haupttalachsen. Die Neckermäander wurden nicht mitgerechnet, denn die Terrassen und Mündungen der Seitentäler sind nicht auf diese ausgerichtet. Die Laufstrecken der Zuflüsse kommen nicht zum Ausdruck; es sind nur die Höhenlagen der Steilstufen dargestellt.

Fig 16 Unteres Neckertal im Profil

1 : 50'000 ; Überhöhung 20fach



heutiger Talboden

Terrassen des Konstanz - Stadiums:

höheres Niveau

tieferes Niveau

Obergrenze der maximalen Tiefenerosion seit dem Eisfreiwerden

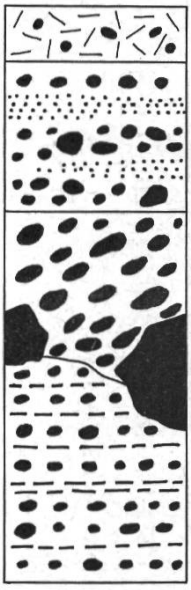
bedeutendere Neckerzuflüsse

Steilstufen oberes System,

unteres System

Der Abbau in der Kiesgrube erfolgt vom N-Ende des Terrassensporns gegen S terrasseneinwärts. Im Frühjahr 1973 war nahezu der halbe Sporn abgetragen. Der Aufschluss zeigt nachstehende Abfolge (Fig 17 und Abb 22):

Fig 17



0,5 m Bodenbildung

2 m mittelgrobe Schotter mit faustgrossen Komponenten,
einzelne Sandlinsen, ± horizontale Lagerung,
einige kopfgrosse Blöcke

2-3 m grobe Schotter mit über m^3 grossen Blöcken,
deutliche Dachziegelanordnung im Grobschotter mit Schüttung aus S bis SE; die ganze Serie diskordant über dem Liegenden und daher schwankende Mächtigkeit.

\- Diskordanz

4 m mittelgrobe Schotter, ± horizontal geschichtet, stark "verlehmt".

620 m = tiefster P des Aufschlusses, Anstehendes nicht erreicht.

Am N-Ende des Sporns steht die NF bis auf 622 m an, im S bis 623 m. Zu beachten sind die vielen sehr grossen Erratiker (Abb 23), die teils mehrere m^3 Inhalt aufweisen (ein subalpiner Kalk-NF-Block bei ca 10 m^3 Volumen hat etwa 25'000 kg).

Auszählung zusammengeschobener erratischer Blöcke:

Appenzeller Granit	8	Stück
Subalpine Kalk-NF	3	"
Subalpiner Kalk-Sandstein	5	"
Seewerkalk	1	"
Gault = mittlere Kreide	2	"
Schrattenkalk	2	"
Kieselkalk	9	"
	30	Stück

Abb 22: Kiesgrube Anzenwil. Grobschotter mit Erratikern, darüber feineres Material. Messstab 1 m.

Art der Ablagerung und Vergleich mit der Umgebung

Die sehr grossen Findlinge, welche im Kern der Akkumulationen auftreten, müssen durch die Gletscher hieher gebracht worden sein. Bei den Schottern handelt es sich gemäss ihrem Habitus um Fliesswasserablagerungen. Weder unter noch über den Schottern liegt Moräne. Dagegen hat der mittlere Grobschotter mit gekritzten Geröllen und den grossen Blöcken teils moränigen Charakter. Damit müssen die höchsten Schotterpartien nach dem Eisfreiwerden dieser Gegend akkumuliert worden sein. Auf der bis 300 m gegen NE vorspringenden und nur schwach geneigten Terrasse steht Erosion einer einstigen GM-Bedeckung ausser Betracht. Wegen der exponierten Lage mit Steilabfall nach 3 Seiten zum Necker dürfte die Oberfläche ein Akkumulationsniveau sein.

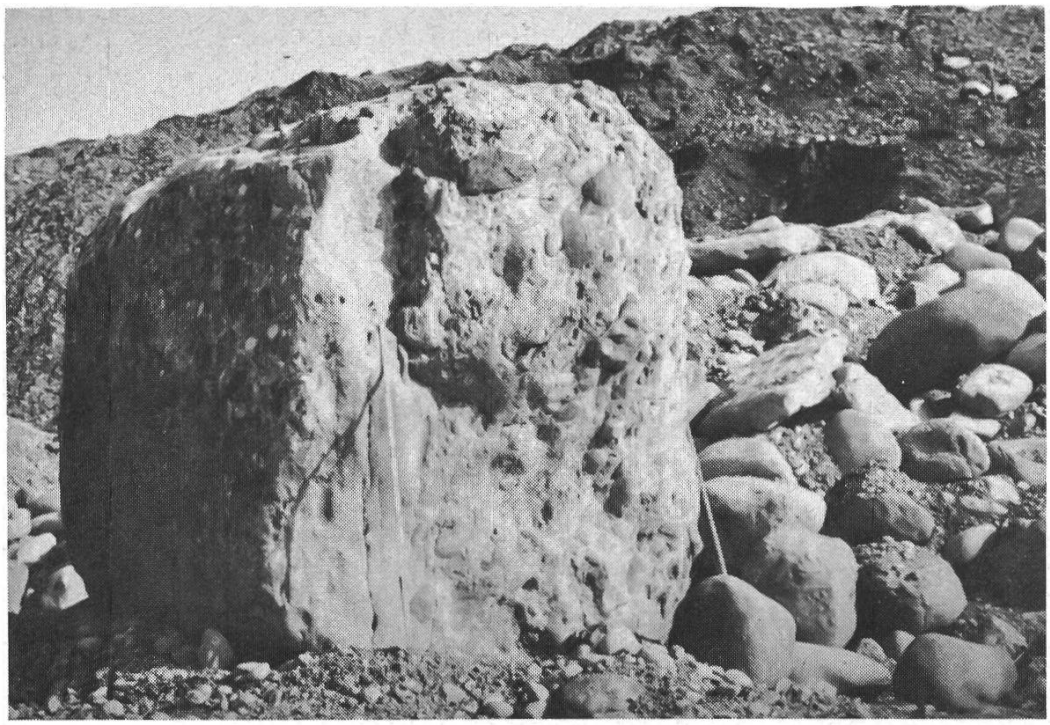


Abb 23: Kiesgrube Anzenwil, erratische Blöcke, im Vordergrund ein Kalk-NF-Block von ca 10 m^3.

Neckerabwärts kommen tiefer liegende Moränen bei Hinteranzenwil (500 m im NW) auf 620 m und bei Neckerau (1 km im NW) auf 610 m vor. Neckeraufwärts liegen die nächsten tiefen Reste bei der Aachsäge (1,2 km im S) auf 620 m (Fig 19). Somit muss die höchste Serie der Anzenwiler Schotter (630 m) aufgebaut worden sein, als die genannten Punkte noch unter Eisbedeckung lagen.

Der Basisschotter ist wegen der starken Verlehmung als eisrandnahe fluviale Akkumulation zu interpretieren. Nach der Deponierung der erratischen Blöcke durch den Gletscher muss der hangende Schotter direkt nach dem Eisrückzug zwischen den Zungenenden des Neckergletschers (Moränenrest bei der Aachsäge) und des Thureislappens, der im untersten Neckertal lag (Moränenreste von Hinteranzenwil und Neckerau), geschüttet worden sein.

Ablauf der Schüttung

Im n Teil der Kiesgrube steht auf 622 m Molasse an, im mittleren hingegen liegen auf 620 m noch Schotter, so dass hier eine präwürmzeitliche Neckerrinne verborgen sein dürfte, deren Alter sich aus der Höhe der Terrasse von Hinteranzenwil ergibt (8.1.1). Zudem macht die heutige Situation von Anzenwil einen einst kürzeren, südlicheren Neckerlauf über die Terrasse wahrscheinlich (Kartenbeilage 2).

Direkt nach dem Eisrückzug vom innern Stand des Würm-Maximums kam es zur ersten eisrandnahen Aufschotterung. Das grosse Neckerknie existierte noch nicht; einzig der aus NE über diese heutige Flussschlaufe zum damals über den Anzenwiler Sporn fliessenden Necker entwässernde Jomerbach zeichnete einen Einschnitt ins Gelände.

Ueber dieser ersten Schüttung, die bis auf ca 624 m hinaufreicht, liegen diskordant grobe Schotter mit gewaltigen Erratikern. Diskordanz, Findlinge und gekritzte Gerölle legen nahe, dass nach der Basisschüttung das Eis nochmals darüber vorstiess. Die erratischen Blöcke wurden dabei zwischen den sich berührenden Gletschern des äusseren Diessenhofen-Stadiums und beim Rückzug über den Basis-Schottern abgelagert.

Im Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen - Brääggfeld (8.1.2), Embracherfeld (Ellenberg, 1972), Grubengletscher (Röthlisberger, 1971), Ausbrüche des Märjelensees (Lütschg, 1915) - sind die Grobschotter zwischen den Blöcken als fluviale Bildung, wohl als Hochwasser-Ereignis zu erklären. Dabei dürften eisgestaute Wassermassen aus dem Neckertal ausgebrochen sein, welche das vor dem Gletscher liegende Schotterfeld und die Findlinge von Anzenwil überschwemmten, was durch die Richtung der Dachziegelanordnung bestätigt wird. In Frage käme etwa der durch den Neckergletscher zeitweise aufgestaute Aachbach, der plötzlich unter der Gletscherzunge hindurch oder an ihr entlang ausbrechen konnte und bei Anzenwil aufschotterte. Lehmig-toniges Material weist

auf eine eisrandnahe Schüttung hin. Bändertone bei Aach belegen einen Eisstausee im Aachtal.

Schliesslich folgen darüber nochmals mittelgrobe Schotter, die gegen S ansteigen. Der zunächst zwischen beiden Gletschern aufschotternde Necker begann sukzessive nach N abzurutschen und ein Knie anzulegen, das durch das alte Jomerbachtal bereits vorgezeichnet war. Dieser selbst fand seinen präwürmen Lauf nicht mehr und hat sich in seiner jungen, gegen E ausholenden Schleife zum Necker eingetieft (8.4.1). Das Absinken des Neckerniveaus und die gleichzeitige Verlegung des Flusslaufes nach N erfolgte stufenweise und wird durch eine Reihe tieferer Terrassenreste bei Anzenwil, die treppenförmig ins Neckerknie absteigen, bestätigt. Parallel zum Eintiefen des Flusses verlief der Rückzug der Gletscher ins obere Necker- und Thurtal.

8.3. Das Ausmass der spät- und postglazialen Tiefenerosion

8.3.1. Problemstellung

Immer wieder stellt sich die Frage nach dem Ausmass der fluvialen Eintiefung seit dem endgültigen Rückzug der Würmgletscher aus einem bestimmten Gebiet. Dies ergäbe ein Bild von der Erosionsleistung fliessender Gewässer im Spät- und Postglazial. Generell Beträge finden zu wollen, ist unrealistisch. Für engere Regionen hingegen können solche Probleme geklärt werden.

Derartige Untersuchungen ergaben meist Werte zur maximal möglichen Eintiefung, nicht aber über die minimale Tieferlegung von Talgründen, z B Inn im Unterengadin (Cadisch, 1938), Sitter zwischen Appenzell und Bischofszell (Oertle, 1954), Sitter n St. Gallen (Saxer, 1965). Hier soll gezeigt werden, dass sich die Grösse der Tiefenerosion mit Hilfe von maximaler und minimaler Eintiefung eingabeln lässt.

Das Ausmass der Tiefenerosion lässt sich ermitteln, wenn Moränenreste, Schotterfluren, Terrassensysteme und eventuell zusätzliche Belege (Seitentalmündungen, angeschnittene Drumlins, Aenderungen der Höhenlage der Erosionsbasis, Talentwicklung durch Tiefen- und Seitenerosion, zeitlich fixierbare Epigenesen) miteinander in Beziehung gebracht werden können.

8.3.2. Grundlagen zur Bestimmung des Ausmasses

Das Ausmass der Tiefenerosion soll durch minimale und maximale Erosionsbeträge von unten und von oben angenähert werden (Fig 18).

Maximale Tiefenerosion

Die tiefsten in einem Tal auffindbaren Moränenreste bedeuten, dass der Gletscher mindestens bis in diese Tiefenlage gereicht hat, respektive die Tiefenerosion nach dem Eisrückzug maximal auf dieser Höhe begonnen haben kann.

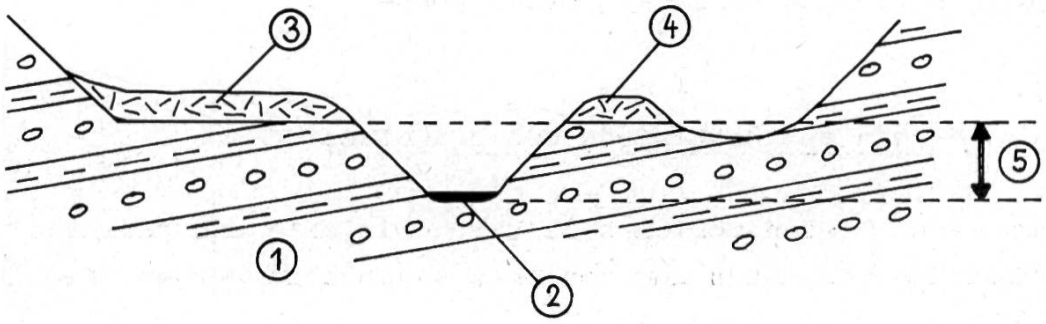
Die Moräne darf nicht nach dem Eisfreiwerden tiefer geglitten sein; dies ergäbe einen zu niedrigen Wert. Sie muss deshalb auf einer Terrasse oder einem Sporn liegen (Fig A).

Minimale Tiefenerosion

Wir ziehen Flussterrassen zum Studium heran. Diese dürfen nicht moränenbedeckt sein. Liegen mehrere grössere Terrassen übereinander, so ist es unwahrscheinlich, dass auf einer höheren Terrasse Moräne liegt, auf der nächst tieferen aber nicht, ohne dass sie hier nicht fluvial entfernt worden wäre. Der Fluss benutzte folglich nach dem Eisrückzug vorerst diese Terrassenfläche (Fig B). Die höchsten Flussterrassen ohne Moränendecke innerhalb übereinanderliegender Terrassensysteme geben die minimale Eintiefung seit dem Eisrückzug an.

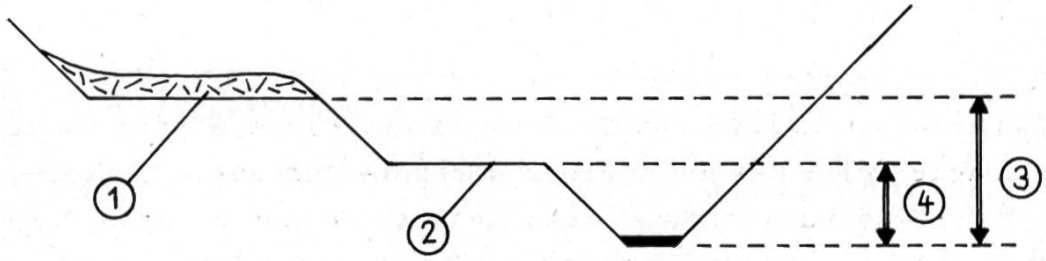
Fig 18

Fig A Maximale Tiefenerosion



① Anstehendes (Molasse)
② heutiges Flussbett
③ Mor-bedeckte Terrasse
④ Mor-bedeckter Sporn im Haupttal
⑤ maximale Tiefenerosion nach dem Eisrückzug

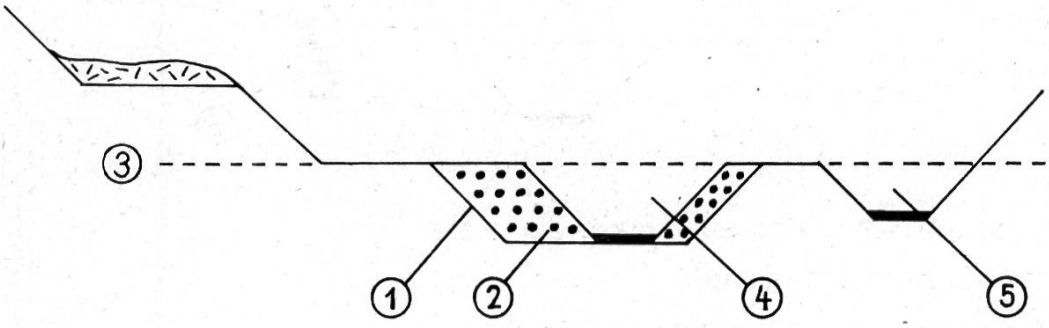
Fig B Minimale Tiefenerosion



übereinander liegendes Terrassensystem:

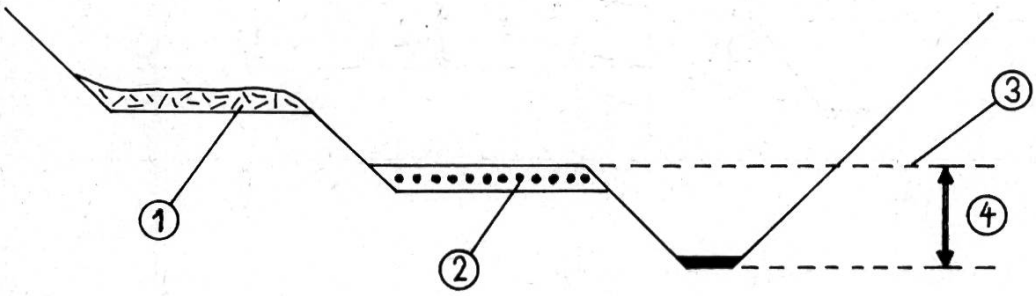
① mit Mor-Bedeckung
② ohne Mor-Bedeckung
③ maximal mögliche Tiefenerosion nach dem Eisrückzug
④ minimal zu fordernde Tiefenerosion

Fig C Glaziale Talverschüttung



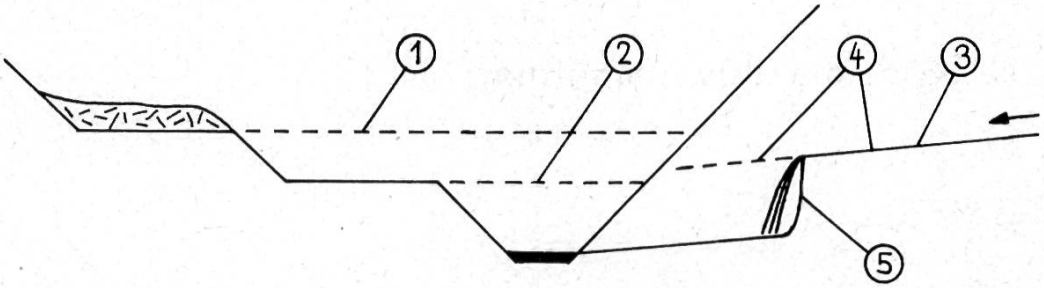
① präwürmzeitliches Tal
② glaziale Schotterfüllung im Würm
③ Flusslauf-Niveau direkt nach dem Eisfreiwerden ; anschl.
④ - spätere Erosion der Schotter oder
⑤ - spätere Epigenese

Fig D Moränen- und Schotter - Bedeckung



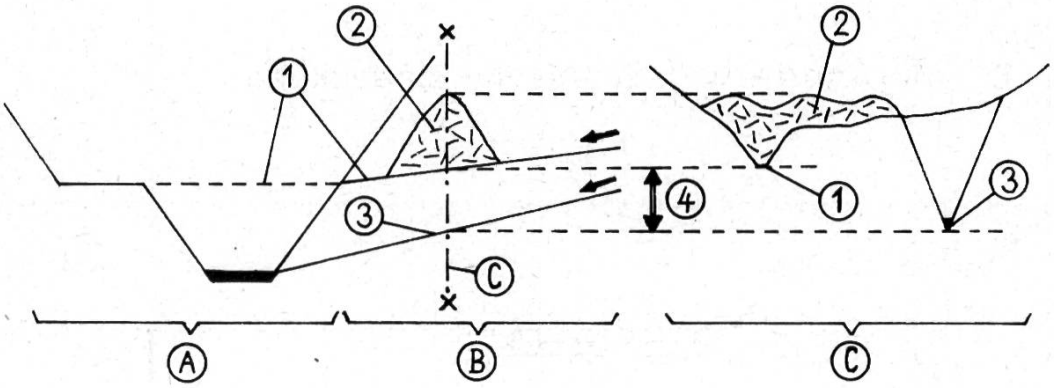
① höhere Terrasse mit MB
② tiefere Terrasse mit Flussschotter
③ Flusslauf-Niveau nach dem Eisfreiwerden
④ minimale Tiefenerosion nach dem Eisrückzug

Fig E Stufenmündung von Seitentälern



① präwürmer Talboden, maximale Höhe
② do, minimale Höhe
③ Seitental im Längsschnitt; Bachlauf
④ Seitental, auf das präwürme Haupttal ausgerichtet
⑤ Steilstufe, auf das heutige Haupttal ausgerichtet

Fig F Epigenese eines Seitenbaches



Ⓐ Querschnitt durch das Haupttal
Ⓑ Längsschnitt durch ein Seitental
Ⓒ Querschnitt do
① präwürmes Haupt- und Nebentalniveau
② Abriegelung des Seitentales durch glaziale Ablagerungen
③ Umfliessen des Hindernisses und Epigenese des Baches
④ Tiefenerosion des Seitenbaches seit dem Eisrückzug

Weitere Belege

Wäre das heutige Tal präwürmischen Alters und eiszeitlich mit Schotter und Moräne erfüllt worden, so hätte sich der Fluss entweder epigenetisch seitlich in Anstehendes eingegraben oder die Füllung zerschnitten (Fig C).

Gerölldecken beweisen den Fluss nach dem Eisrückzug auf der betreffenden Terrassenfläche (Fig D).

Bedeutendere Seitenbäche können zeigen, dass die Eintiefung im Haupttal jung ist, wenn sie nämlich ihr Gefälle dem tieferen Haupttal noch nicht anpassen konnten. Sie münden dann mit Steilstufen und Wasserfällen, während ihr Mittellauf noch auf das präwürme Haupttalniveau ausgerichtet ist (Fig E).

In der letzten Eiszeit begründete Epigenesen an Ausgängen von Seitentälern machen die Tiefenerosion im Haupttal messbar (Fig F).

8.4. Beispiele zur Tiefenerosion seit dem Eisrückzug

An einigen Beispielen (Fig 19) sollen die vorangegangenen Ueberlegungen zum Ausmass der Tiefenerosion angewendet werden. Dabei wird versucht, Werte für die Eintiefung des Neckertales zu erhalten. Seit dem Eisfreiwerden nach dem Stein a/Rhein-Stadium (4.5) konnte sich der Necker ungehindert durch Eisströme auf die Thur und diese sich auf die Erosionsbasis im Mittelland einstellen.

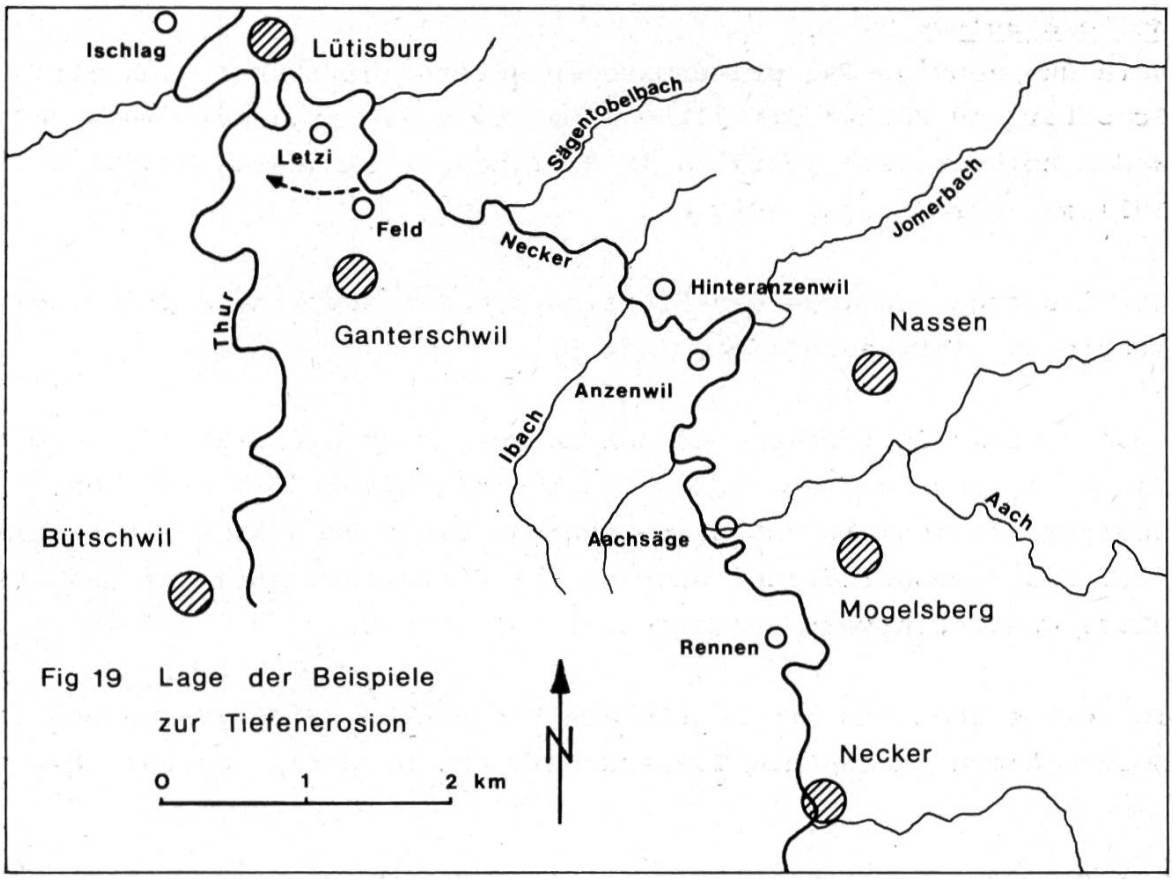


Fig 19 Lage der Beispiele zur Tiefenerosion

8.4.1. Die Tiefenerosion bei der Aachmündung

Direkt s der Aachsäge lag bis zum Frühjahr 1972 auf einem bis zur Neckertalachse vorspringenden Sporn isoliert ein aufgeschlossener Moränenrest, welcher auch von Dr Andresen (gemeinsame Exkursion, Juni 1971) als solcher interpretiert wurde. Die Molasse steht bis auf 620 m hinauf an. Das rezente Neckerbett liegt auf 607 m ü M.

N der Aachsäge breitet sich die obere Terrasse von Schwägholz zwischen 618 m im S und 614 m im N aus. Diese ist ohne Moränendecke, im S stehen Molassemergel an, der N-Teil ist überschottert. Daher ist anzunehmen, dass der Necker nach dem Eisrückzug über diese Terrasse geflossen ist; heute hält er beim N-Ende eine Höhe von 603 m.

Anhand der Moräne s der Aachsäge ergibt sich für den Necker eine maximal mögliche Eintiefung nach dem Eisfreiwerden von 13 m. Beim N-Ende der Schwägholz-Terrasse lässt sich die minimale Erosionsleistung auf 11 m bestimmen. Daraus folgt ein Eintiefungsbetrag von 11 - 13 m bei der Aachmündung.

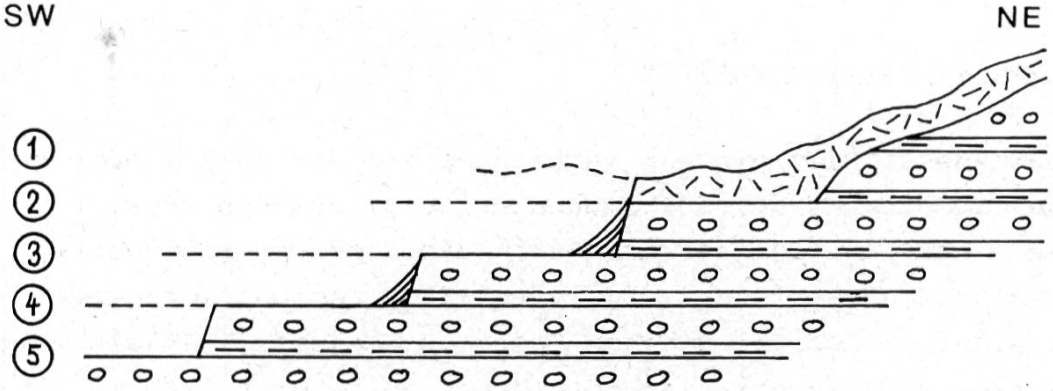
8.4.2. Die Jomerbach-Schlaufe

Kartenbeilage 2. Beim grossen Neckerknie von Anzenwil mündet von N her der Jomerbach. Der Volksmundname weist auf das schriftdeutsche "Jammern" hin. Es wird durch das Niederstürzen über eine 13 m hohe NF-Stufe hervorgerufen. Hier beginnt der eigenartige Umlauf um den 651 m hohen Sporn aus Molasse, dem ein kuppiger Moränenzug mit erratischen Blöcken aufgesetzt ist. Im mittleren Abschnitt steht der Felsuntergrund bis auf rund 630 m, am SE-Ende bis nahezu 640 m an. So ergibt sich, dass ein einstiger Bachlauf über die Mitte des heutigen Sporns geführt hat. Er wurde während des Diessenhofen-Stadiums (4.4.1) durch einen Moränenwall verstopft, so dass der Bach später seinen alten Weg nicht mehr fand und sich epigenetisch auf der SE-Seite eintiefte.

Vergleicht man die Höhenlage des ehemaligen Bachbettes von ca 630 m mit der rezenten Mündung in den Necker von 586 m, so erhält man eine Eintiefung von über 40 m. Dabei muss allerdings berücksichtigt werden, dass der präwürme Necker wahrscheinlich über die Terrasse von Anzenwil geflossen ist (8.2) und damit der Jomerbach damals rund 500 m weiter im S mündete als heute. Folglich verringert sich der Erosionsbetrag, wenn man mit dem Gefälle des mittleren Bachabschnittes vergleicht, um etwa 15 m, d h die Tieferlegung des Neckers seit dem Gletscherrückzug bei der Jomerbachmündung umfasst ± 30 m.

8.4.3. Die Terrassen von Hinteranzenwil (Fig 20, Kartenbeilage 2)

Fig 20



Gehängeschutt
MB
Molasse : NF, Mergel

1. Mor-Überdeckung des Hochwürm
2. präwürmeiszeitlicher Talboden
3. 1. Erosionsniveau nach dem Eisrückzug
4. 2. do
5. heutiges Neckerniveau

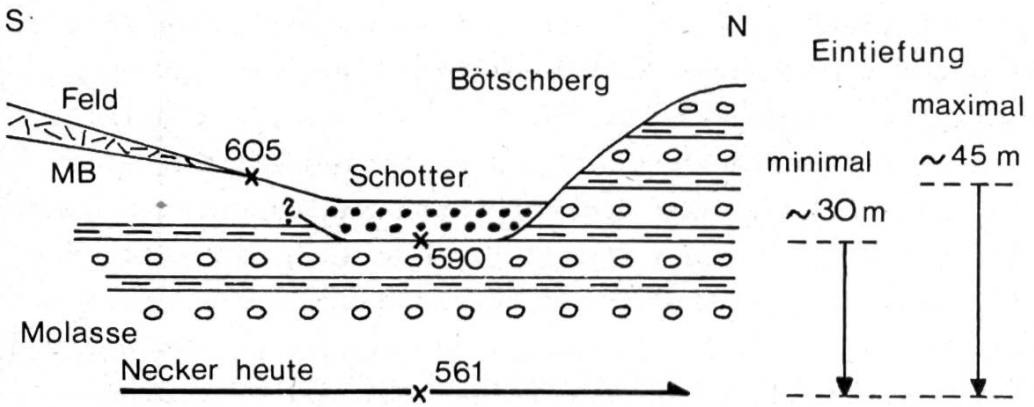
Auf der oberen Terrasse liegt am W-Ende auf 620 m ein Moränenrest, der bis Wildenhof hinaufreicht und aus dem Hochwürm (ca Diessenhofen-Stadium) stammen muss. Diese Moräne ist durch die Stufe zur mittleren Terrasse hinunter scharf abgeschnitten. Das bedeutet, dass sich der Necker nach dem Eisrückzug in einer ersten Erosionsphase bis auf das Niveau der mittleren Terrasse (606 m), auf welcher keine Moräne lagert, eingetieft hat. Nach der nächsten Phase floss der Necker auf der Höhe der unteren Terrasse (595 m), von welcher er sich in einer dritten Phase bis

auf den heutigen Flusslauf einschnitt, welcher auf 577 m liegt.

Nach dem Eisfreiwerden lag der Talboden maximal auf der Höhe der oberen Terrasse, minimal floss der Necker auf der mittleren, die er dann zuerst ausgestaltet hat, bevor er sich weiter eintiefte. Daraus folgt: Maximale Eintiefung ab der oberen Terrasse 43 m, minimale ab der mittleren 29 m.

8.4.4. Alter Neckerlauf bei Feld n Ganterschwil (Fig 21)

Fig 21



Am Ausgang des Neckertales liegt n Ganterschwil der isolierte Rundhöcker Bötschberg P 625.5, der vom Necker in n Richtung umflossen wird (8.1.3 und 4.5.2). Durch Prallhang-Erosion des Nekkers entstanden hier Aufschlüsse: Bis auf 590 m hinauf steht Molasse an, zuoberst eine NF-Bank; darauf liegt ein Schotter bis auf die Höhe der Einsattelung bei 602 m; se-wärts steigt das Gelände sanft zum Wallmoränenzirkus rund um Ganterschwil an, wobei ab ungefähr 605 m sich Moräne einstellt. Hier liegt eine präwürme Neckerrinne verborgen (8.1.3), während der Necker heute auf 561 m fliesst. Es resultieren daraus eine maximal mögliche Tiefenerosion seit dem Abschmelzen der Thureiszunge von rund 45 m

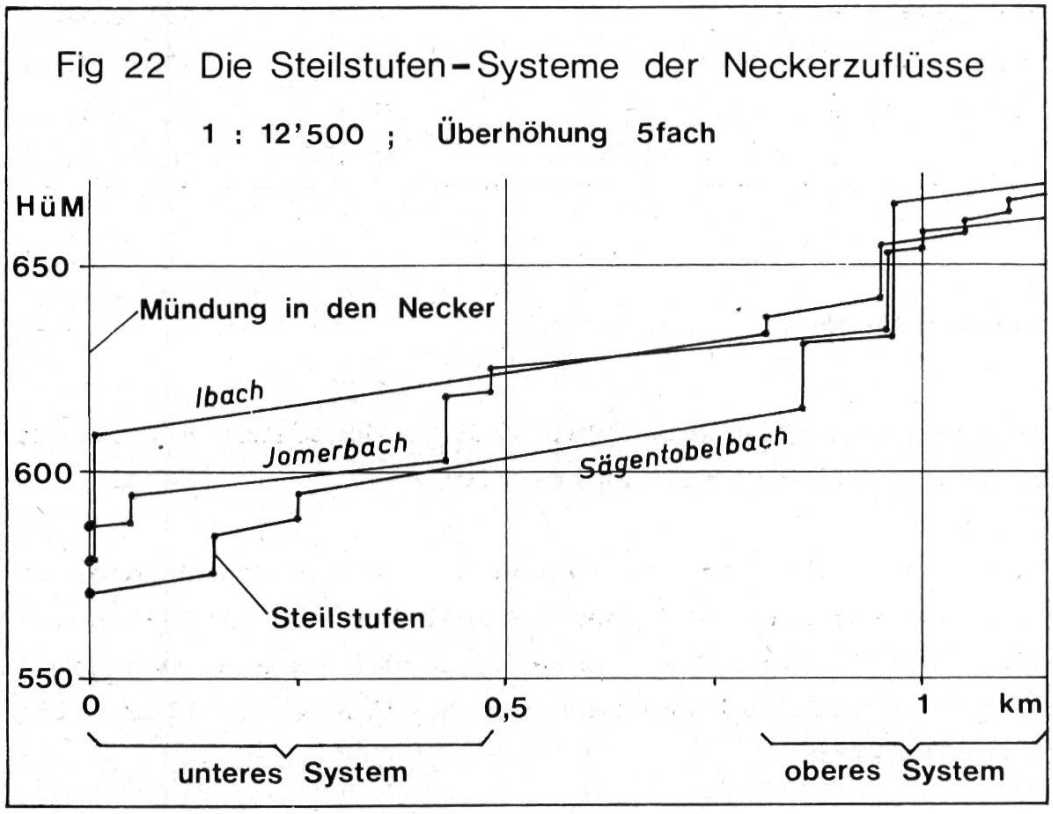
und eine minimale von rund 30 m. Da es sich um eine Epigenese handelt, dürfte der Minimalwert von 30 m der effektiven Erosionsleistung am nächsten kommen (Abb 27 in 10.3).

8.4.5. Stufenmündungen von Seitenbächen

Der Necker quert in seinem unteren Flussabschnitt die bereits praktisch flachliegende OSM, die aus bunten, teils mächtigen NF-Komplexen mit Mergelzwischenlagen aufgebaut ist. Alle grössern Zuflüsse münden mit Steilstufen gebildet aus NF-Bänken, welche aus einem System von oft mehreren Wasserfällen in 0 bis wenige 100 m Entfernung vom Necker bestehen. Der Mittellauf der Bäche ist stufenfrei, was beweist, dass sich der Necker vor und in kurzer Zeit rasch eintiefte, nachdem er vorher lange Zeit das höhere Niveau der mittleren Bachabschnitte gehalten hatte. Die wasserärmeren Seitenbäche fanden noch nicht Zeit, ihr Gefälle dem rezenten Flusslauf anzupassen und es auszugleichen. Dies lässt sich besonders bei den drei grössten Zuflüssen, dem Jomer-, Sägentobel- und Ibach zeigen (Fig 22). Aber auch die kleineren Bäche von Unterwald, Wildenhof und Tufertschwil weisen dieses System auf (Fig 16). Den Mechanismus des Zurückwanderns der Stufen hat Andresen (1964) am Beispiel des Gonzenbaches, eines w Thurzuflusses aus dem Hörnlibergland, eingehend diskutiert. Der Mittellauf dieser Zuflüsse über den ersten Stufen ist auf ein altes präwürmzeitliches Neckerniveau ausgerichtet. Da die Mächtigkeit der stufenbildenden NF-Bänke schwankt und diese Komplexe gelegentlich auskeilen, liegt anhand dieses Stufensystems der Seitenbäche die Tiefenerosion des Neckers zwischen 25 und 35 m seit der Eisfreigabe.

Die drei erwähnten wichtigsten Zuflüsse lassen noch ein höheres System von Stufen erkennen, welches oberhalb der Mittelläufe 0,8 bis 1,1 km bachaufwärts liegt (Fig 22). Es dürfte sich um diejenigen Stufen handeln, welche im letzten Interglazial vom Necker aus seitentalaufwärts wanderten. Sie richteten sich auf die an

die Risseiszeit anschliessende rasche Eintiefung des Neckers ein. Die Höhenlagen der Bachläufe oberhalb dieses zweiten Systems war dann auf den prärisszeitlichen Neckertalboden eingespielt, welcher daher im Raume Anzenwil bei 630 bis 650 m ü M gelegen haben dürfte, also 50 - 70 m über dem heutigen Niveau.



8.4.6. Zusammenstellung der ermittelten Werte (Tabelle 10)

	Beispiel	maximale Tiefenerosion	minimale Tiefenerosion	Mittelwert
Neckerlauf ↓	Dorf "Necker"	± 0 m	± 0 m	± 0 m
	Aachmündung	13 m	11 m	um 12 m
	Jomerbachschlaufe	-	-	um 30 m
	Seitenbäche	-	-	25 - 35 m
	Hinteranzenwil	43 m	29 m	um 35 m
	Feld	45 m	30 m	um 38 m

8.5. Zusammenfassung

Die Terrassen im unteren Neckertal sind in doppelter Art für das morphologische Geschehen aussagekräftig:

1. Sie lassen sich in Systeme einordnen, die mit den Stadien im jüngeren Hochwürm und beginnenden Spätwürm von Rhein- und Thurgletscher in Beziehung gebracht werden können, wodurch der Prozess der Talbildung nach dem Eisrückzug zeitlich eingestuft werden kann.

2. Die vertikale Anordnung der Terrassen und ihre Bedeckung mit Lockermaterial geben uns zusammen mit den Mündungen der Seitenbäche die Möglichkeit, den Betrag der Tieferlegung seit dem Eisfreiwerden des Neckerlaufes im unteren Talabschnitt zahlenmässig einzugabeln. Die Werte steigen vom mittleren Nekkertal bei Necker bis zur Mündung in die Thur bis auf 40 m an. Sie zeigen, wie sich der Fluss seit der Eisfreigabe auf die Tieferlegung des Thurlaufes ausgerichtet hat, wobei die Ebene von Brunnadern-Necker bisher von der Tiefenerosion unangetastet blieb.

9. ZUSAMMENFASSUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

1. Im Abschnitt "Untersuchungen von Einzelformen" sind die quartären Ablagerungen und Formen des Neckertales (ne Toggenburg) und seiner Umgebung beschrieben und diskutiert worden. Dabei zeigte sich, dass das Untersuchungsgebiet einerseits reiche quartäre Bildungen aufweist und andererseits ein grosser Teil der morphologischen Ausgestaltung mit den Eiszeiten in Zusammenhang zu bringen ist.

   Im Detail konnte nachgewiesen werden, was bereits Gutzwiller (1873) und Ludwig (1930) festgestellt hatten, dass das Nekkertal von einem selbständigen Gletscher erfüllt war, welcher von den mächtigeren Eisströmen der Umgebung über viele Transfluenzen kräftigen Zuschuss erhalten hatte.

   Das Becken von Nassen bietet als Kerngebiet des Untersuchungsraumes eine Fülle verschiedenster Ablagerungen zum Studium an: Deltaschüttungen, eisrandliche glazifluviale Schotter, Wallmoränen, Häufungen von Erratikern. Aus der geographischen Lage erhellt die Vielzahl der Gletscher, welche hier Einfluss nahmen.

   Am Felssturz und der Flusslaufverlegung im unteren Neckertal 1 km e Ganterschwil wurde dargelegt, wie auch heute noch die geomorphologische Ausgestaltung weiter fortschreitet.

2. Der Verlauf der grössten (Riss) und der letzten Eiszeit (Würm) wurde diskutiert. Im wesentlichen ergab dabei der Vergleich mit den Arbeiten anderer Autoren im Thurtal, im Appenzellerland und im Rheintal (Frey, 1916; Andresen, 1964; Hantke, 1961, 1967 u a) Uebereinstimmung der Ansichten über die Ausdehnung der Gletschergebiete in diesen Eiszeiten. Hingegen mussten die Vorstellungen Ludwigs (1930) über die Vergletscherung des Neckertales dahingehend korrigiert werden, dass dort auch während der Würm- und nicht nur in der Risseiszeit mächtige Gletscher durchflossen. Alle höher als Würm gelegenen Formen wurden mangels Unterscheidungskriterien dieser vorletzten Eiszeit zugewiesen. Damals stiegen die Eismassen 150 bis 200 m höher an als im letzten Glazial, sodass nur die höchsten Erhebungen, nämlich Wilket 1170 m, Hochhamm 1275 m, Hundwilerhöhi 1306 m und Hochalp 1530 m, noch als Nunatakker über das Eisstromnetz emporragten.

Im mittleren und n Arbeitsgebiet stellte sich heraus, dass das Würm-Maximum in zwei deutlich unterscheidbare Phasen zerfällt, nämlich in einen äusseren höheren Vorstoss (um 900 m bei Degersheim) und einen inneren markanteren, aber etwas tiefer liegenden Stand (840 m s Degersheim). Eine warmzeitliche Bodenbildung konnte nirgends gefunden werden, weshalb beide Eisrandlagen demselben Maximal-Stadium zugewiesen wurden. Ferner war es möglich, das Eisstromnetz über dem gesamten Raum n des Alpsteins zu rekonstruieren, welches auf der N-Seite der Hochalp 1200 m, am Hochhamm 1100 m und n des Wilket 950 m erreicht hatte.

Im Neckergebiet selbst wurden erstmals neben dem Maximum weitere Stadien des Würm festgestellt, welche sich chronologisch gliedern und den Vorgängen im Rhein- und Thurgletscherbereich zuordnen liessen. Zudem gelang es für den n anschliessenden Raum Gossau-Flawil-Jonschwil eine Feingliederung des Rheingletscher S-Randes innerhalb der Hochwürm-Stadien durchzu-

führen. Das Diessenhofen-Stadium liess sich in drei Stände aufgliedern, die s Flawil bei Wolfertswil, bei Alterswil und n der Burgauer Rinne gefunden wurden. Aehnlich weist das Stein a/Rhein-Stadium drei Stände auf, die sich von Gossau über Flawil bis Jonschwil fast durchgehend verfolgen lassen.

Beim Neckergletscher fanden sich innerhalb der untersuchten Region die klassischen Hochwürm-Stadien mit ihren Ständen ebenfalls, nämlich Schaffhausen als erwähntes doppeltes Würm-Maximum, Diessenhofen mit Ständen bei Anzenwil und Rennen (nw und sw Mogelsberg), Stein a/Rhein mit drei Ständen bei Gass (n St Peterzell), bei St Peterzell selbst und wenig s bei Brunau sowie schliesslich Konstanz auf dem Ampferenboden im hintersten Neckertal (bereits Spätwürm).

Für das Becken von Nassen liess sich die Entstehung der grossen Terrasse als Deltabildung in einen Eisstausee des Thurgletschers in eine Vorstossphase der Gletscher vor dem Würm-Maximum einordnen, wobei die Schüttung nicht aus dem Haupttal sondern von E her durch das Aachtal vom Rheingletscherlappen bei Degersheim erfolgte. Im Maximum selbst lag das ganze Bekken unter Eis, während im Diessenhofen-Stadium die Terrasse nochmals leicht überschottert wurde.

3. Anhand neuerer Untersuchungen und von Vergleichen mit der weiteren Umgebung (Alpstein, Alpennordrand, S-Schwarzwald) sowie mit Hilfe von Kargletschern s Degersheim und an der Hochalp konnte die regionale Schneegrenze auf vergletschertem Areal für das Würm-Maximum am Säntis um 1100 m und im weit nach NW gegen das Mittelland vorgeschobenen Bergland von Degersheim um gut 1000 m gefunden werden. Entsprechend liess sich auch diejenige für das Stein a/Rhein-Stadium ermitteln (1150 bis 1100 m). Damit wurde es möglich, den Necker- und gewisse Kargletscher bei einer gegebenen Ausdehnung auch auf dem Wege über die Sgr und nicht nur mit Hilfe geomorphologi-

scher Feldbefunde bestimmten Hochwürm-Stadien zuzuweisen, z B Peterzell-Stadium des Neckergletschers = Stein a/Rhein.

In hochgelegenen Voralpentälern im Degersheimer Bergland (Fuchsackermulde, Autal) zeigte es sich, dass im Würm-Maximum eine ausgedehnte Lokalverfirnung und Karvergletscherung um sich gegriffen hatte.

Eine besondere Studie ergab, in welchem Ausmass und bis in welche Hochwürm-Stadien die Pässe ins Neckertal als Eistransfluenzen aus den umliegenden Gletschergebieten benutzt wurden. So floss vom Rheingletscher nur im Würm-Maximum Eis von NE ins Neckertal über, während der südlichste Uebergang von der Schwägalp her noch im Stein a/Rhein-Stadium Eiszuschuss lieferte. Auf einer Front von 9 km transfluierte im Maximum Eis vom Thurgletscher aus dem Raume Nesslau ins obere Neckergebiet. Im Diessenhofen-Stadium wurde jedoch nur noch Heiterswil und Loch überflossen (w und s Hemberg), während bei Oberhelfenschwil das Eis an der Passhöhe stand und Schmelzwässer ins Neckertal abflossen. Für den bedeutenden Rückzug des Nekkergletschers vom äusseren zum inneren Diessenhofen-Stand um 2,5 km war der Ausfall der Transfluenz von Schönengrund vom Appenzellerland her verantwortlich. Im Stein a/Rhein-Stadium erreichte der Neckergletscher nur noch 13 km Gesamtlänge, da mit einer Ausnahme alle Eiszufuhren unterblieben.

Schliesslich erwiesen sich die auffallenden Terrassensysteme am unteren Necker als geeignet, die Entwicklung der Talbildung zu verfolgen. Während das mittlere Tal seit dem Eisrückzug kaum mehr eine Umformung erlebte, indem der Fluss heute noch auf dem Schotterfeld des Stein a/Rhein-Stadiums dahinfliesst, wurde der unterste Neckerabschnitt noch kräftig bis 40 m tiefer gelegt. Das Ausmass dieses Einschneidens konnte mit maximal möglicher und minimal zu fordernder Tiefenerosion an mehreren Lokalitäten bestimmt werden.

10. ANHANG

10.1. Literaturverzeichnis

AMBACH, W (1963): Mechanik des Gletschervorstosses /Die Pyramide, Naturw Z.

ANDRESEN, H (1964): Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes /Jb der St Gall Naturw Ges, 78 /Diss Univ Zürich

ANNAHEIM, H (1956): Zur Frage der geomorphologischen Kartierung/ Peterm Geogr Mitt, 100.

ANNAHEIM, H, BOEGLI, A, MOSER, S (1958): Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reussgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland /Geogr Helv, 13, 3.

BACHMANN, F (1966): Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistocänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland /Diss Univ Zürich

BALATKA, B (1963): Entwurf einer Konzeption und Legende für die detaillierte Geomorphologische Karte 1:50'000 (dt Zusfsg) / Sbornik, Roc 68, 3.

BARSCH, D (1968): Die geomorphologische Uebersichtskarte 1:250'000 der Basler Region /Regio Basiliensis, 9, 2.

BARTELS, G und ROHDENBURG, H (1968): Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär /Göttinger Bodenkundl Ber.

BATSCHELET, E (1965): Statistical Methods for the Analysis of Problems in Animal Orientation and certain Biological Rhythms/ American Inst of Biol Sciences, Washington D C.

BECK, P (1954): Neue Gesichtspunkte zum Problem der übertiefenden Gletschererosion /Ecl Geol Helv, 47, 2.

BOESCH, H (1945): Morphologische Karten /Der Schweizer Geograph, 3, 4.

- (1957): Bemerkungen zum Terrassenbegriff /Tijdschrift Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 74, 3.

- (1960): Einige Bemerkungen zum Periglazialbegriff /Regio Basiliensis, 1, 1.
- (1962): Entwicklungsreihen, Homologien und Konvergenzen in der Morphologie /H von Wissmann - Festschr, Tübingen.
- (1964): Neuere Beiträge zur Morphologie des schweizerischen Mittellandes /Festschr Lucius.
- (1969): Berge und Täler der Schweizer Alpen /Bildband "Alpenflug", Bern.

BORTENSCHLAGER, S und PATZELT, G (1969): Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe /Eisz und Gegenw, 20.

BRUENING, H (1966): Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistozäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für pleistozäne Hangformung /Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Selbstverlag.

BUECHI, U P (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal /Diss Univ Zürich.

- (1959): Zur Stratigraphie der oberen Süsswassermolasse der Ostschweiz /Ecl Geol Helv, 52.
- (1965): Neue Erkenntnisse in Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz /Ecl Geol Helv, 58.

BUECHI, U P et al (1967): Exkursion Nr 36 /Geol Führer der Schweiz.

BUECHI, U P und WELTI, G (1950): Zur Entstehung der Degersheimer Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz /Ecl Geol Helv, 43.

BUEDEL, J (1950): Das System der klimatischen Morphologie /Landshut.

- (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit /Würzburger Geogr Arbeiten, 8.
- (1969): Das System der klima-genetischen Geomorphologie /Erdkunde, 23, 3.

BUGMANN, E (1961): Beiträge zur Gliederung der risszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz /Mitt der Aarg Naturf Ges, 26.

CADISCH, J (1935): Ueber einige epigenetische Talstrecken im Rheingebiet und Inngebiet /Ecl Geol Helv, 28, 2.

- (1938): Ueber eine Schluchtverlegung im Samnauntal und über Talbildungsprobleme der Gegend von Finstermünz (GR und Tirol)/ Zschr für Gletscherkde, 26, 3.

EBERL, B (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie, auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers /Augsburg.

EBERS, E (1959): Die Buckelwiesen : Nicht Eiszeitalter sondern Gegenwart /Eisz und Gegenw, 10.

ELLENBERG, L (1972): Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kt Zürich /Diss Univ Zürich.

ENGELSCHALK, W (1971): Alpine Buckelfluren /Diss Univ Regensburg.

ESCHER, H (1970): Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze in den Schweizer Alpen /Geogr Helv 25, 1.

EUGSTER, H, FROEHLICHER, H, SAXER, F (1960): Erläuterungen zum Blatt St Gallen - Appenzell /Geol Atlas der Schweiz 1:25'000/ Schweiz Geol Komm.

FALKNER, C (1909): Die südlichen Rheingletscherzungen von St Gallen bis Aadorf /Jb der St Gall Naturw Ges.
FALKNER, C und LUDWIG, A (1916): Die Geologischen Verhältnisse von St Gallen und Umgebung /St Gallen.
FIRBAS, F (1949, 1952): Waldgeschichte Mitteleuropas, Bd 1/Jena.
FISCHER, K (1971): Zum Inhalt des Begriffs Epigenese /Kölner Geogr Arb.
FLIRI, F (1970): Der Bänderton von Baumkirchen /Z für Gletscherkunde, 6.
- (1970): Neue entscheidende Radiokarbondaten zur alpinen Würmvereisung aus Sedimenten der Inntalterrasse /Z für Geomorph, 14.
FREI, R (1912): Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotters /Mitt der Schweizer Geol Ges, 11.
- (1912): Ueber die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz /Beitr zur Geol Karte der Schweiz.
FRENZEL, B (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters / Braunschweig.
FREY, A P (1916): Die Vergletscherung des obern Thurgebietes / Jb der St Gall Naturw Ges, 54.
FRUEH, J (1884/85): Zur Kenntnis des Rheingletschers /Jb der St Gall Naturw Ges.
- (1905): Die Entstehung des Rheintals und seiner Formen /Jb der St Gall Naturw Ges.
FUCHS, F (1969): Studien zur Karst- und Glazialmorphologie in der Mte Cavallo-Gruppe, Venezianische Voralpen (Italien) / Frankfurter Geogr Hefte, 47.
- (1969): Eine erste ^{14}C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand /Eisz und Gegenw, 20.
FURRER, G (1955): Frostbodenformen in ehemals nicht vergletscherten Gebieten der Schweiz /Geogr Helv, 10, 3.
- (1966): Beobachtungen an rezenten und fossilen (kaltzeitlichen) Strukturböden /Experientia 22, 489.
FURRER, G und BACHMANN, F (1968): Die Situmetrie (Einregelungsmessung) als morphologische Untersuchungsmethode /Geogr Helv, 23, 1.
GEIGER, E (1946): Qualitative und quantitative Geröllluntersuchungen und ihre Auswertung im Rheingletschergebiet /Schweizer Min und Petr Mitt.
- (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet /Schweizer Min und Petr Mitt.
- (1966): Die erratischen Blöcke im Thurgau /Mitt der Thurg Natf Ges.
GERBER, E (1957): Das Längsprofil der Alpentäler und die Steilenwanderungstheorie /Erg Heft 262 zu Peterm Mitt, Machatschek Festschr.
GERMAN, R (1960): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal /Geol Bav, 43.
- (1971): Gibt es Grundmoränenlandschaft im Umkreis der Alpen?/ Regio Basiliensis, 12, 2.
GRAUL, H (1957): Sind die Jungendmoränen im nördlichen Alpenvorland gleichaltrig? /Erg Heft 262 zu Peterm Mitt, Machatschek Festschr.

- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes /Peterm Geogr Mitt.
GRUENINGER, CH (1972): Geologische Untersuchungen in der Molasse des mittleren Toggenburg /Dipl Arb Univ Zürich.
GUTERSOHN, H (1964): Geographie der Schweiz /Bd II, Alpen/Kümmerly und Frey, Bern.
- (1969): Geographie der Schweiz /Bd III, Mittelland/Kümmerly und Frey, Bern.
GUTZWILLER, A (1873): Das Verbreitungsgebiet des Sentisgletschers zur Eiszeit /Jb der St Gall Naturw Ges.
- (1881): Entwurf eines geologischen Profils durch die Nekaralpen /Jb der St Gall Naturw Ges.
- (1883): Molasse und jüngere Ablagerungen /Beitr zur Geol Karte der Schweiz, 19.
HAASE, E (1966): Gedanken zu Schneegrenz-Bestimmungsmethoden auf Grund neuer Schneegrenzbestimmungen im Südschwarzwald / Ber der Naturf Ges Freibg im Br, 56.
HABICHT, K (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen st gallisch-appenzellischen Molassegebiet /Diss Univ Zürich.
HAEFELI, R (1968): Gedanken zum Problem der glazialen Erosion / Felsmech und Ingenieurgeol, Suppl 4.
HANTKE, R (1960): Zur Gliederung des Jungpleistozäns im Grenzbereich von Linth- und Rheinsystem /Geogr Helv, 15.
- (1961): Die Nordostschweiz zur Würmeiszeit /Ecl Geol Helv, 54.
- (1965): Zur Chronologie der präwürmeiszeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz /Ecl Geol Helv, 58.
- (1967): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt St Gallen) /Vjschr der Naturf Ges Zürich, 112.
- (1968): Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland /Ur- und frühgeschichtl Archäol der Schweiz, Bd 1.
- (1970 a): Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal /Vjschr der Naturf Ges Zürich, 115.
- (1970 b): Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz /Ber der Naturf Ges Freibg im Br, 60.
- (1970 c): Zur Datierung spätwürmeiszeitlicher Gletscherstände am Rande des Säntisgebirges /Ecl Geol Helv, 63.
- (1970 d): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite /Eisz und Gegenw, 21.
HEIM, ALB (1905): Das Säntisgebirge /Verh der Schweizer Naturf Ges, 88.
- (1919): Geologie der Schweiz /Bd I : Molasseland und Juragebirge.
- (1932): Bergsturz und Menschenleben /Beibl Vjschr der Naturf Ges Zürich, 77.
HEIM, ARN (1906): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge / Vjschr der Naturf Ges Zürich, 51.
HERMES, K (1955): Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze /Diss Univ Köln.
- (1964): Der Verlauf der Schneegrenze /Geogr Taschenbuch 64/65.
HESS, H (1904): Die Gletscher /Vieweg, Braunschweig.

HEUBERGER, H (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Oetztal /Wiss Alpenvereinsh, 20.
- (1968): Die Oetztalmündung (Inntal, Tirol) /Veröff Univ Innsbruck, Alpenkdl Stud I.
HOEFER, R (1879): Gletscher- und Eiszeitstudien /Sitz Ber der Ak der Wiss Wien.
HOFMANN, F (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st gallisch-thurgauischen Miozäns und zur Bodenseegeologie /Jb der St Gall Naturw Ges, 74.
- (1955): Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz /Ecl Geol Helv, 48, 1.
- (1957 a): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz /Ecl Geol Helv, 50, 2.
- (1957 b): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St Gallen /Ecl Geol Helv, 50.
- (1963): Spätglaziale Bimsstaublagen des Laachersee-Vulkanismus in schweizerischen Mooren /Ecl Geol Helv, 56, 1.
- (1970): Die Geologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes zwischen Hörnli und Rheinfall /Mitt der Naturw Ges Winterthur, 33.
HOINKES, H (1962): Schwankungen der Alpengletscher /Umschau, 62, 18.
- (1967): Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen /9. internationale Tagg für alp Met.
JAECKLI, H (1952): Geologische Voraussetzungen für das Wandern von Gefälls-Stufen /Geogr Helv, 7, 4.
- (1958): Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation /Ecl Geol Helv, 51, 2.
- (1959): Wurde das Moränenstadium von Schlieren überfahren? / Geogr Helv, 14, 2.
- (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum /Ecl Geol Helv, 55, 2.
JEGERLEHNER, J (1902): Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz /Gerland's Beitr zur Geophysik, 5 /Leipzig.
JUNG, G (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial /Diss Univ Zürich.
KAISER, F (1972): Beiträge zur Morphologie des Dättnauer Tales / Dipl Arb Univ Zürich.
KAISER, K (1963): Zur Frage der Würm-Gliederung durch einen "Mittelwürm-Boden" im nördlichen Alpenvorland bei Murnau /Eisz und Gegenw, 14.
- (1969): The Climate of Europe during the Quaternary Ice Age / Quaternary Geology and Climate, National Academie of Sciences/ Washington DC.
KELLER, G (1952): Beitrag zur Frage Oser und Kames /Eisz und Gegenw, 2.
KELLETAT, D (1971): Zum Problem der Abgrenzung und ökologischen Differenzierung des Hochgebirges in Schottland /Landschaftsökol der Hochgeb Eurasiens, 4.
KEMPF, TH (1966): Geologie des westlichen Säntisgebirges /Diss Univ Zürich.
KESSELI, E (1926): Die Jungmoränenstadien in den Quertälern der st gallisch-appenzellischen Molasse /Jb der St Gall Naturw Ges, 62.

KINZL, H (1932): Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe / Zeitschr für Gletscherkde, 20.
KLEBELSBERG, R von (1948/49): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie /Wien.
KLEIN, A (1953): Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit /Peterm Geogr Mitt, 97.
KNAUER, J (1935): Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet /Abh Geol Landesunters Bayr Oberbergamt.
- (1938): Ueber das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletschergebiet /Abh Geol Landesunters Bayr Oberbergamt.
- (1954): Ueber die zeitliche Einordnung der Moränen "Zürich-Phase" im Reussgletschergebiet /Geogr Helv, 9, 2.
KOESTER, E und LESER, H (1967): Geomorphologie I /Westermann.
KUGLER, H (1965 a): Aufgabe, Grundsätze und methodische Wege für grossmassstäbiges geomorphologisches Kartieren /Peterm Geogr Mitt, 109.
- (1965 b): Bemerkungen zur Kartenprobe Kindelbrück der geomorphologischen Karte 1:25'000 /Blatt Variante A,d /Leipzig geogr Beitr, Festschr Lehmann.
LEEMANN, A (1958): Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz /Geogr Helv, 13, 2.
LEEMANN, A und ELLENBERG, L (1973): Die Würmschotter im Hochrheinabschnitt von Lottstetten bis Koblenz /Geogr Helv, 28, 2.
LICHTENECKER, N (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen /Verh 3. Internat Quartär Konf, Wien.
LOUIS, H (1952): Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern / Eisz und Gegenw, 2.
- (1954): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung /Geogr Taschenbuch 54/55.
LUDWIG, A und FALKNER, C (1916): Die geologischen Verhältnisse von St Gallen und Umgebung /St Gallen.
LUDWIG, A (1917): Ueber die Entstehung des Rheintales und des Bodensees /Jb der St Gall Naturw Ges, 54.
- (1930): Erläuterungen zum Geol Atlas der Schweiz 1:25'000, Blätter 218 - 221, Flawil - Schwellbrunn /Schweizer Geol Komm.
- (1930): Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee /Jb der St Gall Naturw Ges.
LUETHI, H (1938): Geomorphologische Untersuchungen im Säntisgebirge /Jb der St Gall Naturw Ges.
LUETSCHG, O (1915): Der Märjelensee und seine Abflussverhältnisse /Annalen der Schweizer Landeshydrographie I, Bern.
LUETTIG, G (1959): Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung /Geol Jb, 76, Hannover.
MAAG, H U (1967): Ice-dammed lakes and marginal glacial drainage on Axel Heiberg Island /Diss Univ Zürich.
MACHATSCHEK, F (1944): Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression /Geol Rundschau Klimaheft.
MAURER, E (1952): Zum Problem der Talgeschichte des obersten Toggenburgs während der späteren Eiszeit /Dipl Arb Univ Zürich.
MERIAN, R (1946): Eine neue geomorphologische Untersuchungs- und Darstellungsmethode am Beispiel des oberen Engelberger Tales/ Diss Univ Zürich.

MESSERLI, B (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum /Geogr Helv, 22.
MOSER, R (1963): Geol Untersuchungen über die Kiesvorkommen im Raume Nassen SG /privat.
OBERLI, H (1969): Notes floristiques au sujet du Toggenbourg / Le Monde des Plantes, 364, Toulouse.
OERTLE, W (1954): Ein morphologischer Datierungsversuch in der Ostschweiz /Diss Univ Zürich.
PARTSCH, J (1894): Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit /Forsch zur Deutschen Landes- und Volkskde, 8.
PATZELT, G (1971): Bericht über eine glazialmorphologische Exkursionstagung in den Ostalpen vom 1. bis 6. Sept 1970 / Zeitschr für Geomorph, 15.
PENCK, A und BRUECKNER, E (1909): Die Alpen im Eiszeitalter / Tauchnitz, Leipzig.
PFANNENSTIEL, M (1958): Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Risseiszeit /Ber der Naturf Ges Freibg im Br, 48.
PLESNIK, P (1972): Obere Waldgrenze in den Gebirgen Europas von den Pyrenäen bis zum Kaukasus /Landschaftsökol der Hochgeb Eurasiens.
POSER, H (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit /Erdkde, 2, 1/3.
REICHELT, G (1961): Der würmeiszeitliche Ibach-Schwarzenbach-Gletscher und seine Rückzugsstadien /Ber der Naturf Ges Freibg im Br, 39.
ROETHLISBERGER, H (1971): Massnahmen gegen die Ausbrüche eines Gletschersees ob Saas-Balen (Grubengletscher) /Schweizer Bauztg, 89.
SAXER, F (1942): Quartäre Krustenbewegungen in der Gegend von St Gallen /Ecl Geol Helv, 35.
- (1960): Erläuterungen zum Geol Atlas der Schweiz, Blatt St Gallen - Appenzell /Schweizer Geol Komm.
- (1963): Kiesausbeutung Nassenfeld und Wasserversorgung /Geol Ber, privat.
- (1964): Die Diffluenz des Rheingletschers bei Sargans /Ecl Geol Helv, 57.
- (1965): Erläuterungen zum Geol Atlas der Schweiz, Blatt 1075 Rorschach /Schweizer Geol Komm.
- (1968): Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Kt St Gallen / Jb der St Gall Naturw Ges, 79.
SAXER, F et al (1967): Exkursion Nr 30 /Geol Führer der Schweiz.
SCHINDLER, C (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden /Ecl Geol Helv, 61, 2.
SCHINDLER, C et al (1970): Erläuterungen zum Geol Atlas der Schweiz, Blatt 1093 Hörnli /Schweizer Geol Komm.
SCHMID, E (1963): Zur alpinen Schneegrenze und Waldgrenze während des Würmglazials /Eisz und Gegenw, 14.
SCHMIDLE, W (1944): Die Grossformen der Bodenseelandschaft und ihre Geschichte /Abhandl der Heidelb Akad der Wiss.
SCHROETER, C (1926): Das Pflanzenleben der Alpen (2. Aufl) / Zürich.
SCHWEIZER METEOROL ZENTRALANSTALT: Klimadaten ostschweizer Stationen von 1901 - 1960 /Zürich.

SIMONY, F (1851): Ueber die Verbreitung des erratischen Diluviums im Salzkammergute /Jb Geol Reichsanst, 2, 1, Wien.
SOMMERHALDER, E R (1968): Glazialmorphologische Detailuntersuchungen im hochwürm-eiszeitlich vergletscherten unteren Glatttal /Diss Univ Zürich.
STAUB, R (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie / Denkschr der Schweizer Naturf Ges, 79.
STREIFF - BECKER, R (1947): Die Schneegrenze in den Alpen /Leben und Umwelt, 3, 7.
SUTER, H und HANTKE, R (1962): Geologie des Kantons Zürich /Leemann, Zürich.
TANNER, H (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Rikken und Hörnli /Mitt der Thurg Naturf Ges, 33.
TAPPOLET, W (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges /Jb der St Gall Naturw Ges, 58.
TROLL, K (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen /Mitt der Geogr Ges in München, 18.
- (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückzug /Mitt der Geogr Ges in München, 29.
- (1954): Ueber Alter und Bildung von Talmäandern /Erdkde, 8.
- (1957): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich /Machatschek-Festschr, Erg Heft 262 zu Peterm Mitt.
- (1969): Inhalt, Probleme und Methoden geomorphologischer Forschung (mit besonderer Berücksichtigung der klimatischen Fragestellung) /Beiheft geol Jb, 80, Hannover.
WEISCHET, W (1954): Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung /Mitt der Geogr Ges in München, 39.
WICK, P (1970): Geomorphologische Untersuchungen im Valzeinatal (Prättigau/GR)/Dipl Arb Univ Zürich.
WOLDSTEDT, P (1958): Das Eiszeitalter, Grundzüge einer Geologie des Quartärs /Enke, Stuttgart.
ZIMMERMANN, H W (1961): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland /Mitt der Naturf Ges Solothurn, 21.
ZINGG, TH (1954): Die Bestimmungen der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage /Mitt des Eidg Inst für Schnee- und Lawinenforsch, 12, Davos.

10.2. Kartenverzeichnis

Geologische und morphologische Karten

ANDRESEN, H (1964): Morphogenetische Karte des östlichen Hörnliberglandes 1:100'000 /In: Jb der St Gall Naturw Ges, 78.
BUECHI, U P (1950): Geologische Karte der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal 1:50'000 /In: Zur Geol und Paläogeogr der s mittelländ Molasse zw Toggenbg und Rheintal /Diss Univ Zürich.

FALKNER, C (1909): Karte der südlichen Rheingletscherzungen 1:100'000 /In: Jb der St Gall Naturw Ges.
FREY, A P (1916): Karte der quartären Gebilde im obern Thurgebiet 1:100'000 /In: Jb der St Gall Naturw Ges, 54.
GUTZWILLER, A (1873): Karte des Verbreitungsgebietes des Sentisgletschers zur Eiszeit 1:100'000 /In: Jb der St Gall Naturw Ges.
HABICHT, K (1945): Tektonisch-geologische Karte der südlichen st gallisch-appenzellischen Molasse 1:50'000 /In: Geol Untersuch im s st gall-appenz Molassegebiet /Diss Univ Zürich.
HANTKE, R (1967): Geologische Karte des Kt Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50'000 /Leemann, Zürich.
- (1967): Quartärgeologische Kartenskizzen des Toggenburg 1:50'000 und 1:150'000 /In: Vjschr der Naturf Ges Zürich, 112.
- (1970): Die spätwürmeiszeitlichen Rückzugsstadien zwischen oberem Toggenburg und St Gallen 1:150'000 /In: Ber der Naturf Ges Freibg im Br, 60.
JAECKLI, H (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit 1:550'000 / Atlas der Schweiz.
LUDWIG, A (1930): Blätter 218 - 221 Flawil - Schwellbrunn 1:25'000 /Geol Atlas der Schweiz /Schweizer Geol Komm.
LUDWIG, A, SAXER, F EUGSTER, H et al (1949): Blatt St Gallen - Appenzell 1:25'000 /Geol Atlas der Schweiz /Schweizer Geol Komm.
NABHOLZ, W et al (Geol Dienst der Armee) (1970): Blatt 1093 Hörnli 1:25'000 /Geol Atlas der Schweiz /Schweizer Geol Komm.
OERTLE, W (1954): Morphologische Karte des Sitter - Thurgebietes zwischen St Gallen und Wil 1:25'000 /In: Ein morphol Datierungsversuch in der E-Schweiz /Diss Univ Zürich.
SAXER, F (1964): Blatt 1075 Rorschach 1:25'000 /Geol Atlas der Schweiz /Schweizer Geol Komm.
TAPPOLET, W (1922): Karte der Lokalgletscher des Säntisgebirges 1:50'000 /Jb der St Gall Naturw Ges, 58.

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1:100'000 /Blätter: 28 Bodensee, 33 Toggenburg.
Landeskarte der Schweiz 1:25'000 /Blätter: 1073 Wil, 1074 Bischofszell, 1075 Rorschach, 1093 Hörnli, 1094 Degersheim, 1095 Gais, 1113 Ricken, 1114 Nesslau, 1115 Säntis.
Uebersichtsplan des Kantons St Gallen 1:10'000 /Blätter: 4532 Kirchberg, 4541 Flawil, 4543 Mogelsberg, 4544 Schwellbrunn, 4545 Hemberg, 4546 Hochalp.

10.3. Flugaufnahmen

Abb 24: Mittleres und hinteres Neckertal, Aufnahme gegen SE.

(Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich)

Siedlungen: O = Oberhelfenschwil, N = Necker, P = St Peterzell, H = Hemberg, L = Lichtensteig.

Berge: W = Wilket, Hu = Hundwilerhöhi, Hh = Hochhamm, Kr = Kronberg, Sä = Säntis, Ha = Hochalp, Hi = Hinterfallenchopf, G = Gössigenhöchi, St = Salomonstempel, Kö = Köbelisberg.

Transfluenzpässe des Würm-Maximums: K = Kubelboden, Sg = Schönengrund, Sa = Schönau, A = Alp Horn, E = Ellbogen, L = Loch, Hw = Heiterswil, Hb = Hänsenberg, W = Wasserfluh, O = Oberhelfenschwil.

Neckergletscher Eisrand

Moränenzug

hinterstaute Schotter und Schotterfeld

Schmelzwasserrinne

① Diessenhofen-Stadium des Neckergletschers, innerer Stand bei Rennen mit Schottermoräne von Schoren und randglazialer Rinne von Metzwil.

② Peterzell-Stadium des Neckergletschers = Stein a/Rhein; äusserer Stand mit zugehörigen Moränenwallstücken und randlicher Entwässerung; im mittleren Neckertal Schotterfeld; Stauschotter im Tüfenbachtal (Sg) und Telltal (Sa).

③ Bergstürze von Bruggwisenwald rechts und Egeltswis links

Abrisskante

Bergsturzmassen

Schuttfächer

Stausee

Abb 25: Telltal und Hochalp gegen SE

(Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich)

Rundhöcker

R Hochalpkar Rossmoos

Transfluenzpässe des Würm-Maximums: S = Schönau, F = Färenstetten, A = Alp Horn.

Peterzell-Stadium:

① Neckergletscher

② Stöckgletscher

③ Rötelgletscher

Moränenzüge

hinterstaute Schotter

randglaziale Entwässerung

Sä
Kr
A
E
Luterental
Hu
Urnäschtal
Ha
Hi
G
Sa
Hh
Sg
L
H
K
W
P
Hw
Hb
Kö
W
N
O
Tal
L

Abb 24

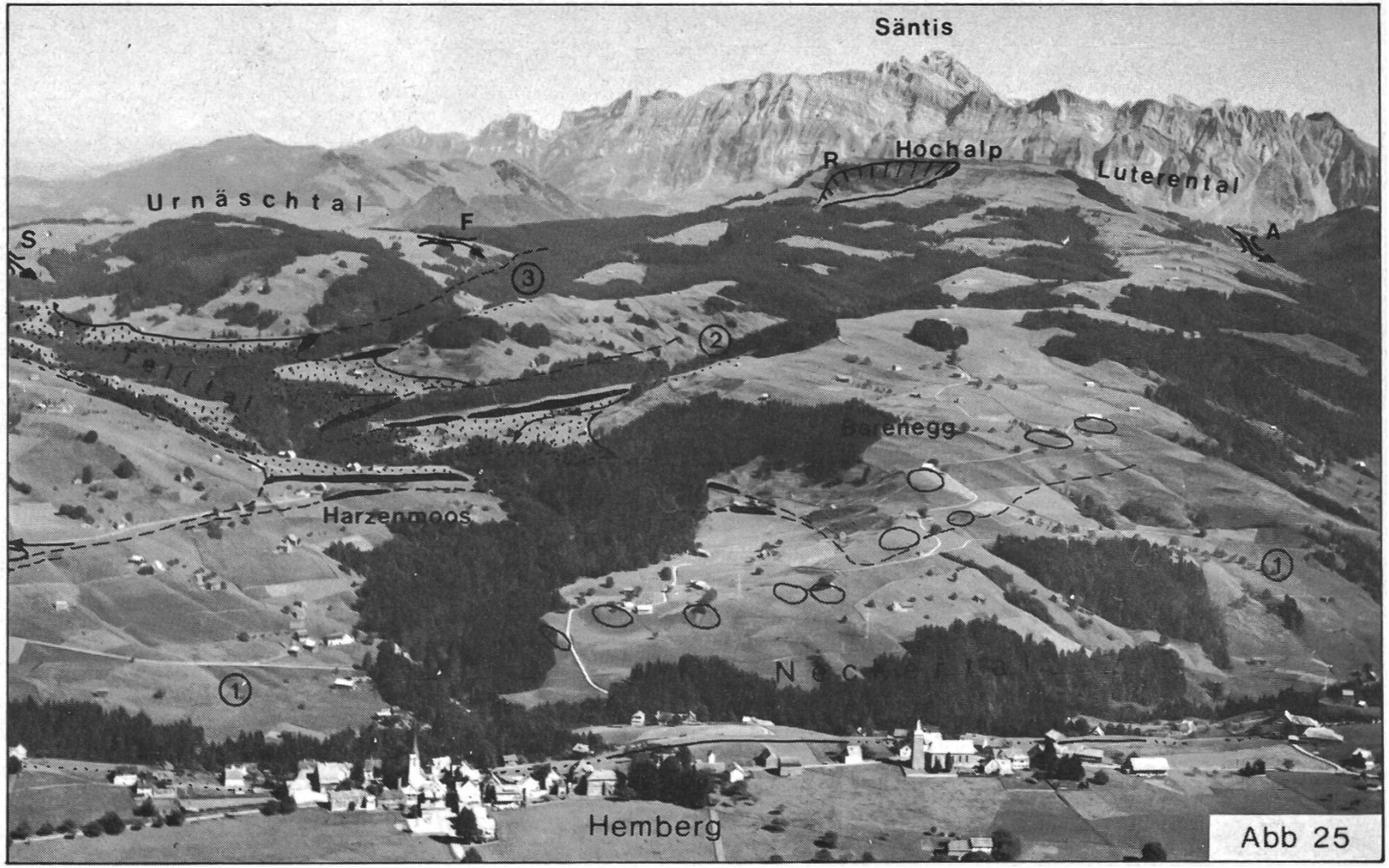

Säntis
Hochalp
R
Luterental
A
Urnäschtal
F
S
3
2
Bärenegg
Harzenmoos
1
1
Hemberg

Abb 25

Abb 26: Hinteres Neckertal gegen SE

(Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich)

Im Vordergrund Hemberg, im Hintergrund die Front des Alpsteins. Bildmitte: Glaziales Trogtal und eingeschnittene V-Kerbe des Neckers. In der Bildmitte sowie ganz links Rundhöckerfluren von Mistelegg und Barenegg. In der Mitte rechts Transfluenzpass von Loch aus dem Thurtal. Am obern Ende des Neckertals (links oben) der Pass von Alp Horn, der zur Schwägalp und ins Luterental führt. An der Gössigenhöchi (waldige Anhöhe rechts der Bildmitte) gegen NE (nach links) eine grosse charakteristische Karmulde. Vor der Alpsteinkette der Hinterfallenchopf 1532 m als höchster Punkt des Neckertals.

Abb 27: Unterstes Neckertal bei Ganterschwil gegen E

(Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich)

Rundhöcker — Moränenwälle

Eisrandentwässerung — Schotterfluren

alter Neckerlauf

Bazenheid-Stadium des Thurgletschers:

Thurgletscherlappen gegen das Neckertal

äusserer Stand — mittlerer Stand

innerer Stand

Abb 26

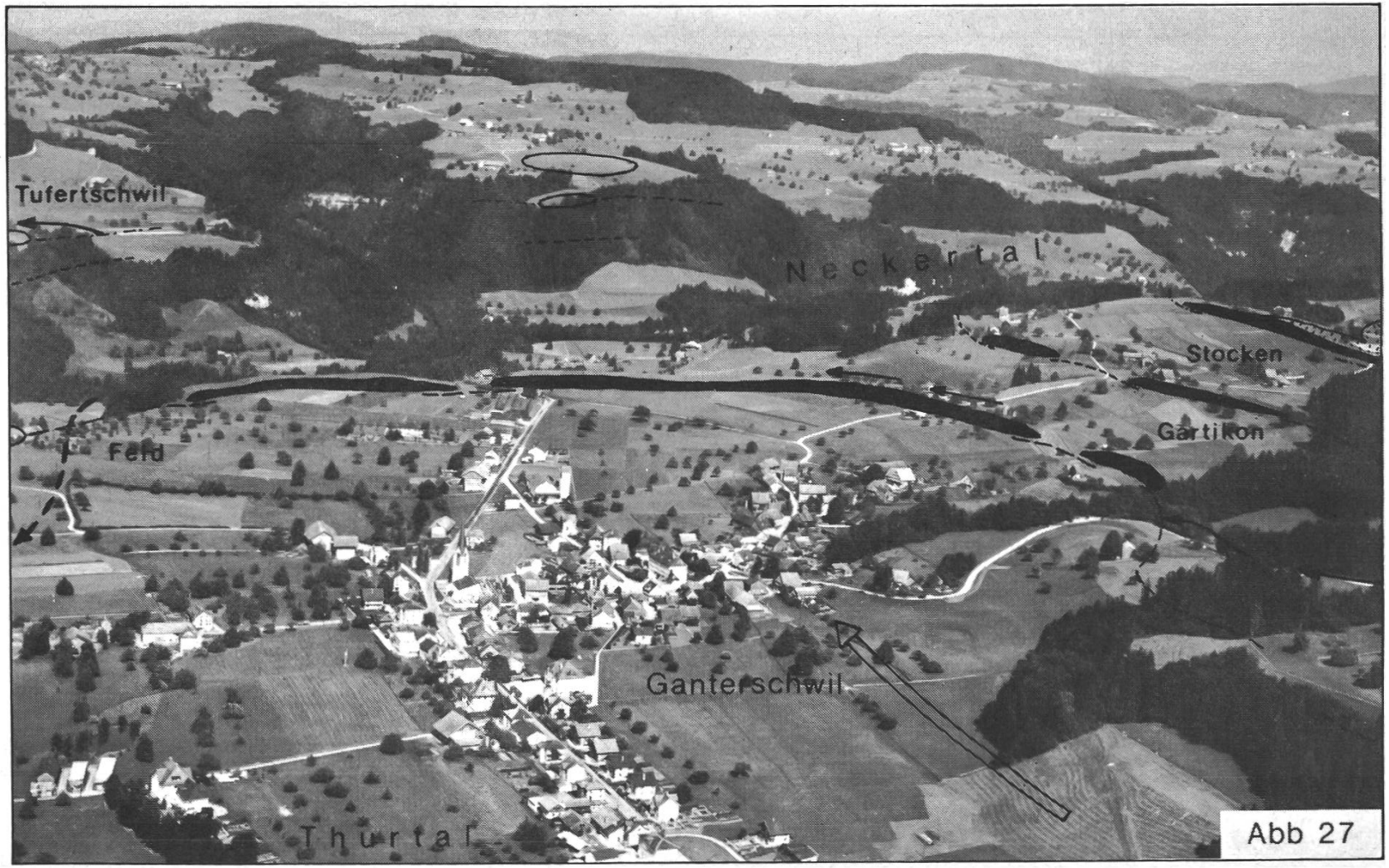

Tufertschwil
Neckertal
Stocken
Gartikon
Feld
Ganterschwil
Thurtal

Abb 27

10.4. Resultate einiger Zählungen und Messungen

10.4.1. Geröllzählungen

Vorgehen: Tanner (1944) hat über 50 Geröllzählungen in der Nagelfluh der ne-schweizerischen Molasse des Hörnligebietes durchgeführt, eine eigene Methode angewandt und dabei auch Fehlergrenzen und Häufigkeitsverteilungen untersucht. Dabei füllt er einen Sack mit Geröllen, aus welchem er, ohne hineinzusehen, 50 Steine herausnimmt und untersucht. Damit scheidet er die unbewusste Jagd nach Raritäten aus. Das ganze wird 4mal wiederholt, bis die 200 nötigen Gerölle ausgezählt sind.

Renz (1937) zählte 300 Gerölle aus, Geiger (1948) 400 Stück. Dieser erwähnt, dass durch das Vorgehen mit dem Sack die Fehlerquellen verringert würden, so dass seine Methode und die von Tanner etwa entsprechende Genauigkeit erbringen müssen.

Hier wurde die Methode von Tanner angewandt (Tab 11).

10.4.2. Messungsergebnisse

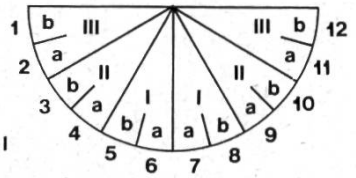
Bemerkungen zur Einregelungsmessung (Situmetrie)

Furrer (1965) und Bachmann (1966) berichten eingehend über Anwendung und Vorgehen bei dieser Messmethode. Hier wurden damit Schüttungsrichtungen in Schottern untersucht.

Gerölle mit deutlicher Längsachse werden bei Fliesswassertransport mehrheitlich quer zur Fliessrichtung abgelagert. Da es sich bei der Einregelung um eine statistische Methode handelt, werden die Richtungen der Längsachsen von 100 Steinen festgestellt. Dazu verwendet man im Feld eine Halbkreistafel mit 15°-Sektoren mit den Nummern 1 - 12, wobei die Längsachsen der Gerölle dem entsprechenden Sektor zugewiesen werden. Daraus erhält man eine Tabelle, in der die 100 ausgezählten Stücke auf die entsprechenden Nummern (Sektoren) verteilt sind. Quer zum Maximum der Längsachsenrichtung verläuft die Schüttungsrichtung.

Um die Zahlen vergleichen zu können, wurde nach der Messung das Maximum gesucht, die Tafel theoretisch in die Schüttungsrichtung gedreht und das Maximum in die Tabellenmitte geschrieben. Steilstehende Steine mit über 45° Neigung wurden zusätzlich unter der Nummer 13 notiert.

Tafel



Tabelle

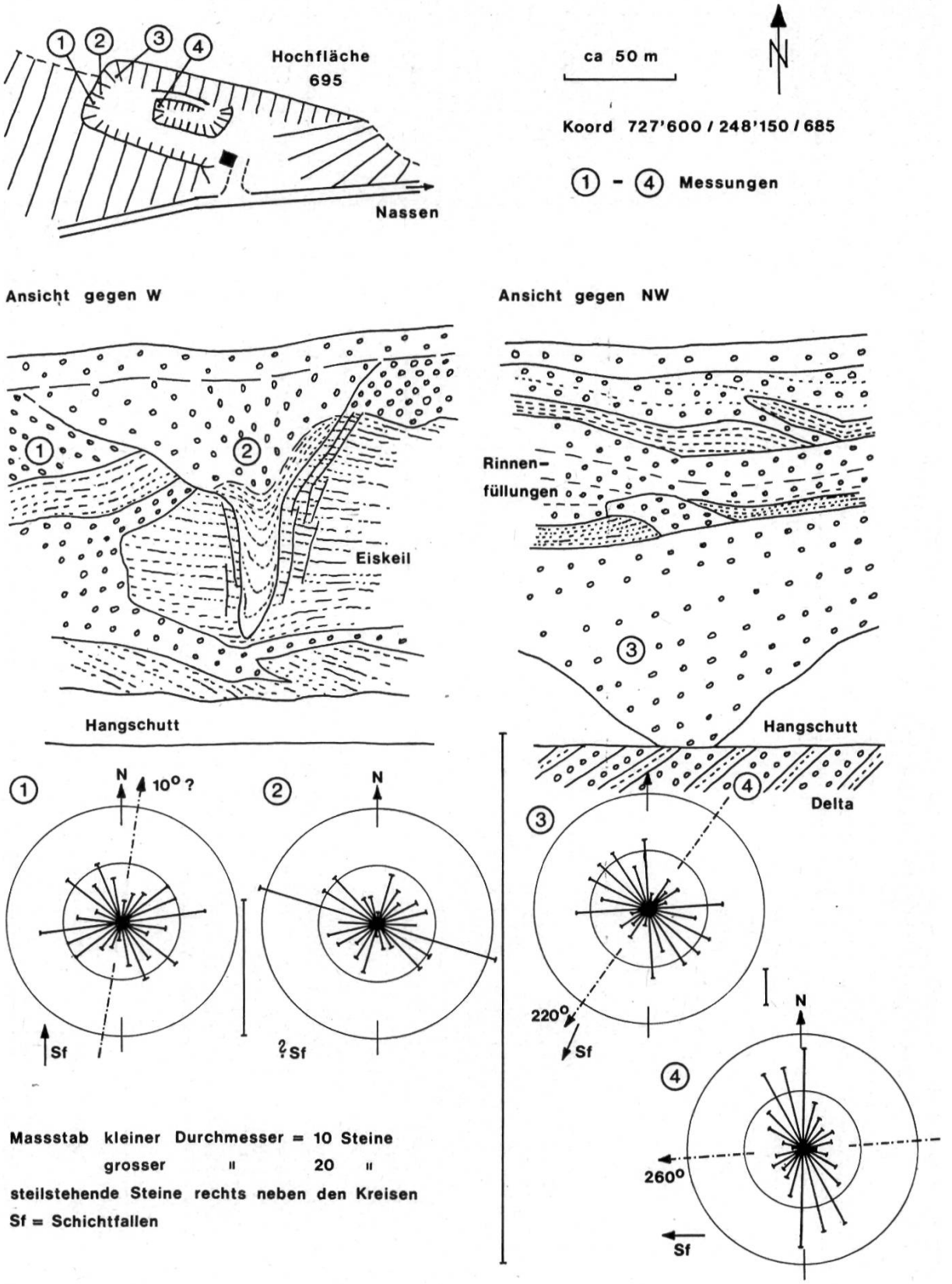
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
III		II		I		I		II		III		IV
b	a	b	a	b	a	a	b	a	b	a	b	

Schliesslich wurden die Geröllzahlen in einer Kreisdarstellung bezüglich N-Richtung und Steinzahl aufgezeichnet (Fig 23).

Tabelle 11: Resultate von Geröllzählungen

Aufschluss (Ort, Lage)	Bemerkungen	Kristallin	Kalkalpin	Helvet Kalke	Flysch	App Granit	Sandstein, Mergel	Nagelfluh	Unsicher	Total	Rundung		
											gerundet	kantengerund	kantig
Untergampen 736000/ 247850/ 850	Kames-Schotter, einige gekritzte Gerölle, wenige nicht kristalline Blöcke	-	6	7	3	-	15	166	3	200	13%	52%	35%
Büel 734150/ 249450/ 770	Viele gekritzte Geschiebe und grosse nicht kristalline Blöcke	-	13	17	4	5	18	141	2	200	19%	58%	23%
Alterswil 732900/ 250850/ 750	Gekritzte Gerölle, mehrere Blöcke, auch wenige kristalline	6	36	16	5	2	23	102	10	200	27%	44%	29%
Gossau-Niderdorf 734800/ 252650/ 620	Viel gekritztes Material, viele grosse, oft auch kristalline Erratiker	17	39	18	6	-	50	68	2	200	30%	40%	30%
Gossau-Niderdorf: Erratikerverteilung	Auszählung der erratischen Blöcke	12 7,1%	61 35,9%	15 8,8%	1 0,6%	- -	69 40,5%	12 7,1%	- -	170 100%	-	-	-

Nassenfeld mittlere Kiesgrube (Fig 23)



Terrasse von Bleiken

Grabung 3 : Lage vergl Fig 5 , Tiefe 1,5m

⑤

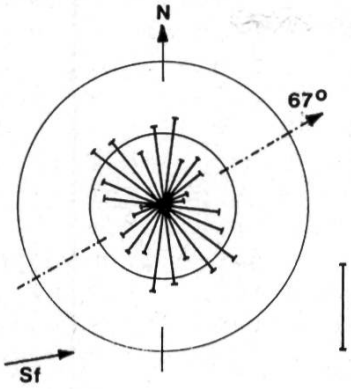


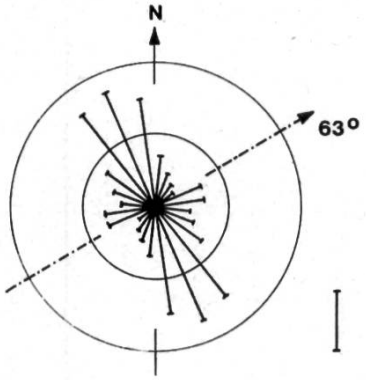
Tabelle der Messungen

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
7	8	7	12	11	8	11	12	9	8	3	4	6
15		19		19		23		17		7		

Sf 85°E , Neigung 12°

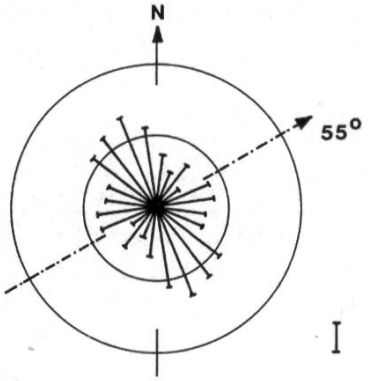
Grabung 4 : Tiefe 1,8 m

⑥



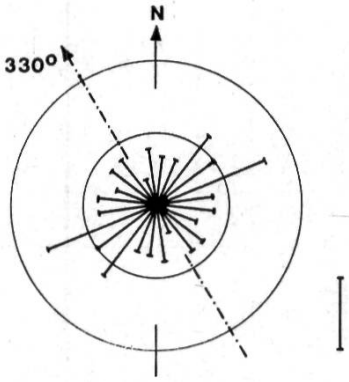
Tiefe 1,2m

⑦

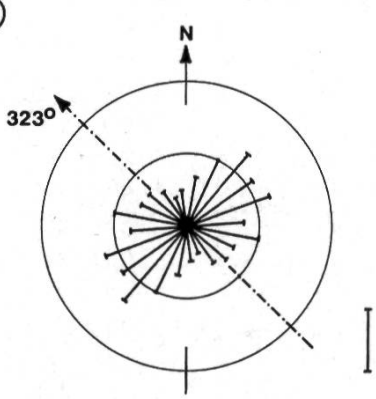


Kiesgrube Letzi (n Ganterschwil)

⑧ **Tiefe 2 m**



⑨ **Tiefe 3 m , direkt über den Sanden**



Berechnung der Schüttungsrichtung und Prüfung der Signifikanz

Batschelet (1965) zeigt anhand der Untersuchungen und Methoden von Rayleigh, Greenwood und Durand sowie Krumbein das Vorgehen zur Berechnung der bevorzugten Richtung bei Einregelungsmessungen und deren Absicherung durch einen Signifikanztest. Auf diesem Wege wurden die Hauptrichtungen in Fig 23 bestimmt. Die Ergebnisse konnten durch den Rayleigh-Test abgesichert werden, wobei die Sicherungswahrscheinlichkeit in den Fällen (3) bis (9) über 95%, bei (3), (4), (6) auch über 99% liegt. Die Beispiele (1) und (2) sind bezüglich einer bevorzugten Richtung nicht gesichert; immerhin liegt (1) in der Nähe der kritischen 95%-Grenze. Diese Einregelung erfolgte denn auch in der eisrandnahen Ueberschotterung, die Verwürgungen aufweist (Abb 10). Bei (2) als Eiskeilfüllung (Abb 11) ist ebenfalls keine signifikante Richtung zu erwarten.

Am Beispiel (5) Terrasse von Bleiken seien Richtungs- und Signifikanzberechnung dargestellt:
Um die zentrale Symmetrie der Einregelungsmessungen auf eine Periode zu bringen, werden die Winkel α verdoppelt (Krumbein, 1939). Zusammen mit der Geröllfrequenz lässt sich die bevorzugte Richtung als Winkel des resultierenden Vektors aller Gruppen berechnen (Tab 12). Diese muss dann in ein Azimut übergeführt werden.

Tabelle 12

Gruppe aus Tab(5)	Gruppenwinkel α	Doppelter Winkel 2α	Frequenz n	cos 2α	$n \cdot \cos 2\alpha$	sin 2α	$n \cdot \sin 2\alpha$
1	0°	0°	7	1	7	0	0
2	15	30	8	0,866	6,93	0,5	4
3	30	60	7	0,5	3,5	0,866	6,06
4	45	90	12	0	0	1	12
5	60	120	11	-0,5	-5,5	0,866	9,53
6	75	150	8	-0,866	-6,93	0,5	4
7	90	180	11	-1	-11	0	0
8	105	210	12	-0,866	-10,39	-0,5	-6
9	120	240	9	-0,5	-4,5	-0,866	-7,79
10	135	270	8	0	0	-1	-8
11	150	300	3	0,5	1,5	-0,866	-2,60
12	165	330	4	0,866	3,46	-0,5	-2
Total			100		-15,93		+9,20

$$x = \frac{-15,93}{n} = -0,1593 \qquad y = \frac{+9,20}{n} = +0,0920$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2} = \sqrt{0,03384049} = 0,1839$$

Winkel des resultierenden Vektors = $\frac{\varphi}{2}$

$\cos\varphi = \frac{x}{r} = -0{,}8662$ $\sin\varphi = \frac{y}{r} = +0{,}5002$ $\varphi = 150^{\circ}$

Wegen der Winkelverdoppelung ist φ zu halbieren: $\frac{\varphi}{2} = 75^{\circ}$

Azimut der Einregelungstafel = 240° ; daraus Azimut der Einregelungsgruppe 1 = 232° 30' ; daraus Azimut des Vektors = 157° 30' . Die Schüttungsrichtung liegt bei Schottern senkrecht zum Vektor, also = 67° 30' ; Schüttungsazimut ≈ 67° .

Signifikanztest nach Rayleigh (1919):

Testgrösse $z = n \cdot r^2 = 3{,}3840$

Kritische Werte für z nach Greenwood und Durand (1955):

n	P = 5% Q = 95%	P = 1% Q = 99%
24	2,9642 2,9957	4,4775 4,6052

Daraus folgt: z liegt zwischen den Grenzwerten für P = 5% und P = 1%, womit die Schüttungsrichtung mit weniger als 5% Fehlerwahrscheinlichkeit signifikant ist.

10.5. Kartenbeilagen

Die Karten sind hinten im Einband beigelegt.