

Geomorphologische Untersuchungen im SÄNTISGEBIRGE

Autor(en): **Lüthy, Hans**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahrbuch der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft**

Band (Jahr): **69 (1937-1938)**

PDF erstellt am: **12.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-834819>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

II.

Arbeit aus dem Geographischen Institut der Universität München:
Prof. Dr. Machatschek.

Geomorphologische Untersuchungen im Säntisgebirge.

Von Hans Lüthy, Muhen (Aargau).

Einleitung.

Das Hauptproblem der alpinen Morphologie stellt die Entstehung der Talräume. Eine weitgehende Bedingtheit derselben durch Gesteinsmaterial und damit der geologischen Struktur ist nun häufig klar erkenntlich, aber in vielen Fällen muß doch das Fehlen solcher Beziehungen und eine völlige Disparität der Oberflächengestaltung festgestellt werden. Es galt der Forschung daher zuerst die Beschaffenheit der verschiedenen talbildenden Faktoren und ihre gegenseitige Abhängigkeit aufzuklären. Ein großer Teil der bisherigen Bemühungen hat sich mit Recht auf die Frage nach dem Vorgang und der Stärke der Eiserosion und deren Gegenüberstellung zur Wirkung des fließenden Wassers konzentriert. Nachdem nun erwiesen ist, daß den eiszeitlichen Vergletscherungen keinerlei selbständige Bedeutung bei der Entstehung der Täler, wohl aber je nach den lokalen Verhältnissen eine oft beträchtliche Mitwirkung an deren Umgestaltung zukommt, gewinnt die Ermittlung des präglazialen Aussehens der Alpen und des Ausmaßes der jüngsten tektonischen Verstellungen vermehrte Beachtung.

Speziell geomorphologische Fragen behandelten neuerdings *O. Flückiger* (43), *O. Maull* (65), *J. Sölch* (74), sowie *R. Staub* (75); gute regionale Uebersichten der Schweizer Alpen gab *F. Machatschek* (63), (64); *N. Lichtenecker* (60), (61) für die Ostalpen. Ausführliche Literaturzusammenstellungen (meist Ostalpen) mit kritischer Stellungnahme bieten *E. Bremer* (38) und ein kurzer Aufsatz *E. Seefeldners* (72).

Die frühesten noch erhaltenen Einebnungsformen am Ostende der Alpen sind durch die direkte Verknüpfung mit korrelaten Deltaaufschüttungen als frühmittelmiozän bestimmt worden (80). Die Verbreitung dieser als „Raxlandschaft“ bezeichneten Altflächen läßt sich von E aus tief in

die Alpen hinein verfolgen (60, S. 100—102), erst in den Nordtiroler Kalkalpen treten ihre Reste bei zunehmender Schroffheit der Gehängeentwicklung ganz zurück. Das höchste Flächensystem der Ostalpen scheint dann an der Silvretta in die Luft hinauszustreichen, entsprechend dem starken Ansteigen aller tektonischen Einheiten zur großen Tessiner Kulmination.

Aufschlußreicher ist dagegen im schweizerischen Abschnitt die Erforschung des alpinen Vorlandes, der Molassezone. Die erste Möglichkeit einer genauen relativen Altersbestimmung der Gebirgsentwicklung im Alpengebiet ergibt sich hier aus der Größe und Zusammensetzung der Geröllablagerungen des Tertiärs. Sowohl der Beginn des Untermiozäns wie auch des Mittelmiozäns sind durch gewaltige grobe Schuttfuhr gekennzeichnet und lassen auf eine besonders starke Reliefenergie des Landes in diesen Zeitabschnitten schließen. Aber keine der Oberflächenformen der heutigen Alpen könnte auf jene älteren tertiären Vorläufer zurückgeführt werden. Erst die um vieles jüngere Ausbildung des schweizerischen Mittellandes gibt uns dann sichere Belege zu einer Morphogenese. In der „Geologie der Schweiz“ geht *Albert Heim* ausführlich auf die Oberflächengestaltung des Molasselandes ein und faßt seine Untersuchungen in folgendem Satz zusammen (47, S. 356): „Das schweizerische Mittelland ist ein erst in sehr junger Zeit — mittleres Diluvium — herausmodelliertes Erosionsgebirge, das dann wieder im jüngeren Diluvium durch die vorletzte und letzte Vergletscherung mehr Aufschüttung als Abtrag erfahren hat.“ Neuere Untersuchungen von *R. Frei* (44) und *A. Weber* (78) haben nun aber ergeben, daß schon die Ablagerungen des älteren Diluviums — der sogenannten Deckenschotter — in bereits beträchtlich eingeschnittene breite Täler erfolgten. Die damals vorhandenen Bergrücken des Molasselandes sind seither, infolge ihrer weichen undurchlässigen Beschaffenheit abgetragen worden. Die starke mitteldiluviale Hebung des Alpenkörpers verstellte die mächtigen Schotterdecken und verursachte eine neuerliche starke Tiefenerosion, so daß die älteren Flächen völlig zerstört wurden. Die Haupttäler der Alpen und ihres Vorlandes haben sich dabei schon bis auf die tiefsten Felsböden eingeschnitten. Es ist bis heute nicht gelungen, in der nördlichen Alpenzone sichere Äquivalente der Deckenschotter festzustellen und dadurch hier die präglaziale Landoberfläche zu erweisen.

Es gibt auch nicht eine Entwicklungsreihe für das ganze Alpengebiet, die regionale Differenzierung der Vorgänge ist bei den noch lückenhaften morphologischen Kenntnissen verfrüht. Vorläufig gilt es, mit Uebertragung der in den Ostalpen gewonnenen Methoden, weitere Gebiete auf ihre morphologische Entwicklung zu untersuchen. Verbunden mit der Neuerstellung des geologischen Kartenwerkes öffnet sich hier ein weites Feld der landeskundlichen Forschung.

Beschreibender Teil.

I. Der tektonische Bau der nordschweizerischen Alpen.

Die nordschweizerischen Kalkalpen gehören mit Ausnahme der Préalpes und der Klippen zur tektonischen Einheit der helvetischen Zone. Der größte Teil derselben ist weit über das nördliche Vorland auf die subalpine Molasse aufgeschoben und seiner „Wurzeln“ beraubt, im Gegensatz zu einer kleineren, an die Massive anschließenden, autochthonen Region. Diese „helvetischen Decken“ sind wiederum in zahlreiche, deutlich geschiedene und selbständige Einheiten aufgelöst. Im nordöstlichen Abschnitt kennen wir deren vier: Axen-Decke, Glarner-Decke, Mürtschen-Decke und Säntis-Drusberg-Decke. Ich verweise auf Karte und Profile im zweiten Heft des „Geologischen Führers der Schweiz“, wo die Verhältnisse klar und übersichtlich dargestellt sind.

Die Axen-Decke tritt östlich der Linth nicht mehr zutage. Die weniger mächtige Glarner-Decke liegt größtenteils in der Tiefe unter der flach gestreckten, ausgedehnten Mürtschen-Decke und ist nur in einer starken Aufwölbung zwischen Schwanden und dem Murgtale freigelegt. Die Mürtschen-Decke baut das Gebirge südlich des Walensees auf und reicht noch mit einem Zipfel über denselben hinweg, unter die Churfürsten hinein; sie sinkt nach N und NE ins Seetal und Rheintal ab. Als oberstes Element erscheint die Säntis-Drusberg-Decke, die auch am weitesten vorgeschoben wurde und hier, oft analog den Klippen in der Form von Großmulden, ein ausgedehntes Gebiet umfaßt. Oestlich der Linth erfolgt mit dem Absinken des Aaremassivs eine Verflachung der helvetischen Schubbahn, die Decken erscheinen gestreckter, an der Stirn der hier einheitlichen Säntis-Drusberg-Decke entstand das enge Faltenbündel des Säntis. Es sind die „Brandungswellen“ des alpinen Deckenschubes an der aufgerichteten Molasse.

Ueber den zeitlichen Verlauf der Entstehung des Deckenbaues besitzen wir keine genaue und sichere Kenntnis. Die folgende Gliederung der tektonischen Entwicklung hält sich in den Altersangaben an die Vorschläge von *R. Staub* in seiner Arbeit: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie (75).

Die Ausbildung der einzelnen helvetischen Deckfalten ist schon lange vor deren oberflächlichem Hervortreten abgeschlossen und muß

auch den ältesten, grisoniden und tiroliden alpinen Hauptphasen zugeschrieben werden. Sie erfolgte mit dem großen Vorstoß der ostalpinen Deckmassen und ihres hochhelvetischen Flyschmantels, voroberoligozän. Mit der spät penninischen Hebungsphase beginnt im Oberoligozän (Aquitän) die Aufwölbung in der Achse der heutigen Massive und die Abtragung der ältesten, ostalpinen Landoberfläche.

Das Vorherrschen feinkörniger Ablagerungen in der höheren untermiozänen Molasse läßt auf ein flaches Relief der damaligen Alpen schließen. Möglicherweise lag zu jener Zeit das Äquivalent der „Augensteinlandschaft“ der Ostalpen in den Schweizeralpen vor. Neue Geröllschübe in der Molasse zeigen die Neubelebung der tektonischen Vorgänge im Laufe des Untermiozäns an. Starke großräumige Verbiegungen führen mit der frühinsubrischen Phase zu einer Faltung des im ganzen fast fertigen Deckengebäudes. Gleichzeitig hat sich auch der Molassetrog nach Norden verlegt, ein breiter Festlandstreifen, in der Ostschweiz etwa bis an die Linie der heutigen Molasseaufschiebung, wird den Alpen neu angeschlossen. Diese entwickeln sich im Burdigal und Helvet zu einem Mittelgebirge, von dem heute im Osten noch große, zusammenhängende Reste in der „Raxlandschaft“ erhalten sind. Nochmals intensivere Bewegung bringt die mittelinsubrische Phase zu Beginn des Torton (Obermiozän) und am Ende des Tertiärs sind auch die letzten Süßwasserbecken mit alpinem Schutt zugefüllt. Mit der Heraushebung des Molassegebietes und der Auffaltung des Juras erfolgt die erste Anlage des mittelländischen Entwässerungssystems, auf das hier im übrigen nicht eingegangen werden kann.

Zur gleichen Zeit vollzieht sich in den Alpen durch die spätinsubrische Phase die letzte große Deformation des Schichtbaus. An der Grenze von Torton-Sarmat und der pontischen Stufe (Altpliozän) erfolgt das Vordringen der helvetischen Decken und damit die Ausgestaltung des Alpenrandes in der letzten Phase der Molassedislokation. Die Ueberschiebungsweite alpiner Decken auf die Molasse nimmt in der Schweiz von Osten nach Westen stark zu und ebenso ändert sich auch der tektonische Bau der gestörten Molassezone. Die Deutung der wechselseitigen Beziehungen dieser beiden Gebiete ist noch nicht einwandfrei durchgeführt. Während *Arn. Heim* (49), (50), (51) und neuestens *H. Renz* (21) für eine selbständige „präalpine“ Entwicklung des Nagelfluhgebirges und die „Brandung“ der helvetischen Decke an einer schon durchtalten Landoberfläche eintreten, hält *Baumberger* (33) und (46) an der relativen Passivität der Molassedislokation fest.

Für beide Erklärungen gilt aber die in einem andern Zusammenhang aufgestellte Folgerung *R. Staubs* (75, S. 45):

„In jedem Falle hat aber eine bedeutende nachsarmatische Hochbewegung des Randgebietes inklusive der Zentralmassive stattgefunden, längs den bekannten Schubflächen zwischen alpinem Rand und Molassetrog und auch in diesem selbst. Und diese Hochbewegung des alpinen Randes kann auch sehr wohl noch eine beträchtliche Horizontalkomponente gehabt haben.“

Die allgemeine Deformationsphase setzt mit dem Ende des Altpliozäns aus; in der folgenden Zeit relativer Ruhe, die ich allgemein als Mittelpliozän umschreiben möchte, ohne diesen Abschnitt zeitlich genau abgrenzen zu können, entsteht über Vorland und Alpenrand das noch heute weit verbreitete „Simmenfluhniveau“. Bei stark ausgereiften Talsystemen wegen der noch relativ hohen Lage der Erosionsbasis werden die damaligen Schweizeralpen ein Mittelgebirge gewesen sein (stärkeres Hervortreten der Flyschhüllen, noch mit großen Resten der ostalpinen Decken). Die heutigen Fragmente dieser im eigentlichen Sinn prä-alpinen Landschaftsformen können also schon primär auf sehr verschiedenen Höhen gelegen haben. Durch die seither erfolgten Dislokationen und die Zerstörung des größten Teils jener mittelpliozänen Landoberfläche in den Westalpen ist hier der Nachweis ihrer Reste und eine angenäherte Rekonstruktion des ursprünglichen Zusammenhangs außerordentlich erschwert.

Die gegen das Ende dieser Periode erstmals einsetzende, nun scheinbar reine Hochbewegung ergreift mit der gesamten Alpenzone auch das Mittelland und den Jura. Die verschiedene morphologische Entwicklung dieser Gebiete beruht jedoch vorwiegend auf der strukturell bedingten Differenzierung des Hebungsvorganges. Im allgemeinen ist diese „Wölbungstektonik“ nicht strukturändernd, sondern wirkt sich als Großfaltenwurf aus (64, S. 242—250). Doch hat für die nördlichen Ostalpen *O. Ampferer* auf eine verbreitete Bruchtektonik mit Heraushebung größerer Gebirgsteile hingewiesen (30, S. 277—291). Gerade diese jungen, eigentlich „post-tektonischen“ Bewegungen müssen auch für die Herausbildung der nordschweizerischen Randketten von ausschlaggebender Bedeutung geworden sein. Es ist hier aber ebensogut an eine Fortdauer der Faltungs- und Ueberschiebungsvorgänge bis in die jüngste Zeit zu denken und infolgedessen bleibt das Auseinanderhalten älterer Hauptphasen der geologischen Gebirgsbildung und später axialer Schwankungen, bzw. regionaler Heraushebungen

ziemlich willkürlich, solange nicht aus den betroffenen Schichten oder aus einer scharfen Diskontinuität der Formenentwicklung das junge Alter einer solchen Verstellung erwiesen werden kann.

Es wird nun heute bezweifelt (61), (72), daß sich vor dem Auftreten der ältesten Vereisungen noch einmal ein längerer Ruhezustand einstellte und sich damit ein eigentliches „präglaziales“ Gleichgewichtssystem allgemein ausbilden konnte. Die Alpen waren zu Beginn des Eiszeitalters schon ein Hochgebirge und erfuhren nun allerdings noch eine bedeutende Verstärkung der Reliefgegensätze.

II. Lage und Geologie des Säntisgebirges.

A. Lage des Säntisgebirges.

Mächtig und unvermittelt ragt im Süden des ostschweizerischen Mittellandes, über den st. gallisch-appenzellischen Voralpen die Säntiskette als einheitliche Mauer zu Höhen von 2000 – 2500 m empor. Von seltener Geschlossenheit ist hier der Kalkalpenrand und auffällig der Gegensatz zu den von Weiden und Wäldern bedeckten Molassebergen, deren breite gleichmäßige Kämme doch schon recht beträchtliche Höhen, bis über 1600 m erreichen. Man ist versucht, den hier so klar ausgeprägten, geologisch-tektonischen Alpenrand auch dem morphologischen Alpenrand gleichzusetzen. Denn während noch zwischen Linth und Thur die Speerkette als gewaltiger Nagelfluhzug dem Gebirge angehört, erniedrigt sich diese Zone östlich des Thurtals nach der letzten Erhebung im Stockberg und wird zum selbständigen, von den Kalkalpen scharf geschiedenen Berglande; jene allein bauen den Säntisnordabfall auf.

Nach ungefähr 25 km Längserstreckung aber sind zuerst die nördlichen Säntisketten an der Sitter und am Brülisauerbach unter das Flyschgebiet der Fähnern (1510 m) eingesunken und etwas weiter fällt auch die letzte, südliche Kette vom Hohenkasten (1798 m) rasch zum Rheintal ab. In wenig über 400 m Meereshöhe und einer Breite bis zu 10 km durchquert dieses als fruchtbare Anschwemmungsebene die ganze Kalkalpenzone. Dem Streichen wie auch dem Untertauchen der Säntisgewölbe angepaßt, setzt sich das Bodenseerheintal aus zwei großen, beckenähnlichen Längstalstücken zusammen, den Abschnitten von Altstätten-Dornbirn und Grabs-Rankweil. Deren Verbindung bei

Oberriet-Götzis, der Anlage nach ein Quertalabschnitt, weist eine ganze Reihe von Inselbergen, Stücken des südlichsten Säntisgewölbes auf. Diese Stücke ermöglichten den Nachweis des Wiederaufsteigens aller Säntisgewölbe nach Osten (19).

Steil bricht die südlichste Säntiskette vom Hohenkasten bis zum Gulmen gegen die tiefe Talebene ab. Sie sinkt im Gulmen rasch gegen den Sattel von Wildhaus ab, während nun das Rheintal, wiederum zum Quertal werdend, aber auch schon isoklinal der helvetisch-ostalpinen Deckengrenze angepaßt (periklinal) nach Süden abbiegt. Bei Grabs öffnet sich nach Westen im Muldenstreifen zwischen Säntisgebirge und Churfirsten-Alvierkette das Längstal der obersten Thur. Die weiten flacheren Hänge des Wildhauser Sattels streichen hoch oben gegen die steileren Rheintalgehänge aus, die Bäche dieser Flyschzone, zuerst nach Westen gerichtet, werden durch die tief eingeschnittene Simmischlucht zum Rheine abgeleitet.

Erst jenseits des fast gefällosen Wildhauser Talstückes tritt bei Unterwasser der Quellfluß der Thur, über eine Härtestufe aus dem Säntisgebirge heraustretend, in das Längstal ein, das sich von hier nach Westen zusehends verengt. Aus der zur Amdenerhöhe hinaufstreichenden Flyschmulde biegt bei Starkenbach, rechtwinklig zu dem hier schon auf ein Doppelgewölbe reduzierten Säntisgebirge, der klusähnliche Thurdurchbruch um. Ohne starkes Gefälle führt dieser bei Stein ins Molassequertal hinaus, wo in 840 m Höhe das breite, voralpine Toggenburg beginnt.

Innerhalb dieser Grenzen enthält das rund 25 km lange und bis zu 8 km breite Säntisgebirge drei große Hauptketten und dazwischen je zwei östliche und westliche Talzonen. Die vorgeschobene Stellung am Alpenrande, verbunden mit der tiefen Lage der umliegenden Talzüge, bedingt die großen relativen Höhen (Säntisnordabfall bis 1400 m, Rheintalkette bis 1600 m). Gewaltige Felsmauern, wilde Türme und Grate, kahle Schutthalden, aber auch blumige Weiden und stille Täler mit klaren Seen verbinden sich hier zu einer Berglandschaft von großer Schönheit.

Überall wird der durchgehende, klare Faltenbau von der weit fortgeschrittenen Abtragung bloßgelegt, ohne daß dadurch die tektonischen Einzelheiten verwischt würden. Damit gewinnt das Säntisgebiet als Muster eines Faltengebirges zu seinen touristischen Vorzügen auch eine erdgeschichtlich bedeutsame Stellung.

B. Die Gesteine der Säntisgruppe.

Am Aufbau der Säntisgruppe beteiligen sich ausschließlich Gesteine der Kreideformation, auch im tief abgetragenen Gewölbekern III ist keine ältere Schicht aufgeschlossen und es scheint, daß überhaupt kein Jurakern in der Tiefe vorhanden sei. Die Mächtigkeit dieser Kreide-Schichtreihe beträgt in der nördlichen Kette ungefähr 800 m, sie steigt in den südlichen Ketten durch Anwachsen der untersten Valangienstufe und das Hinzutreten der Senonstufe im Hangenden auf rund 1100 m an. Gerade im Säntisgebiet mit seiner reichen tektonischen Gliederung kommt dem so ausgeprägten lithologischen Wechsel der Kreidestufen grundlegende Bedeutung für die Entwicklung der mannigfaltigen Einzelformen zu.

Von den drei großen Abteilungen der Kreide enthält die untere wieder einen dreimaligen Gesteinszyklus: aus einem tieferen, mergeligen Teil entwickeln sich allmählich und in Wechsellagerung reine, spätigkörnige bis oolithische Kalksteine der sog. Urgonfazies, die nach oben, fast überall an einer glaukonitischen Grenzschiefer, scharf absetzen. (Oehrlikalk, Valangienkalk, Schrattenkalk.) Eine bis ins kleinste ausgeprägte Schichtung dieser mannigfaltigen Gesteinsreihe war nicht nur die Ursache der so regelmäßigen Faltung, die ungleiche Verwitterbarkeit der einzelnen Lagen bedingt ihrerseits wieder die saubere Herausschälung der tektonischen Formen.

Die mittlere Abteilung der Kreide, meist kurzweg als Gault bezeichnet, erreicht nur eine geringe Mächtigkeit, sie umfaßt glaukonitreiche Bildungen mehrerer Schichtstufen (Grünsande oder Echinodermenbrekzie).

Von der oberen Kreide sind die Seewerkalke bis -schiefer im Säntis meist nicht mehr in der ursprünglichen Mächtigkeit erhalten, aber sie nehmen auf große Strecken die Oberfläche ein und bestimmen dank ihrer Festigkeit mit dem weit massigeren Schrattenkalk die äußere Form des Säntisgebirges. Die Mergel der Amdenerschichten treten nur in den nördlichen und südlichen Randmulden auf, wo sie ohne deutliche äußere Grenze von den Flyschbildungen überlagert werden.

In der beigegebenen Karte der Gesteinszonen des Säntisgebirges sind diese Felsarten in Bezug auf ihr Verhalten zur Abtragung in drei Gruppen zusammengefaßt. Als massige bis dickbankige feste Kalke erscheinen nur die einheitlichen, mächtigeren Lagen der Urgon-

fazies, also zur Hauptsache der Schrattenkalk. Die mit Mergelzonen wechsellagernden Kalkbänke der Valangien-, Altmann- und Drusbergschichten sind mit dem massigen, aber doch nur wenig steile Böschungen ertragenden Kieselkalk zu einer Gruppe vereinigt. Gesondert dargestellt sind die nicht leicht auf die zwei oberen Gruppen zu verteilen und einen Uebergang darstellenden, dünn-schichtigen Seewerkalke bis -schiefer.

Die wesentlichen Merkmale der einzelnen Gesteine sind in der nachfolgenden Tabelle zusammengefaßt.

Stratigraphische Tabelle

Fazieseinteilung nach Alb. Heim	Neuere Stufeneinteilung	Schichtfolgen	Mittlere Mächtigkeiten	Gesteinscharakter	Morphologische Kennzeichen
Untere Flyschgruppe	Amdenerschichten (Unt. Senon)	Leistmergel (Campan)	100-200 m	Blättrige oder dünnschieferige Mergelschiefer, hellgelblich anwitternd, fast immer mit feinen, unregelmäßig zerstreuten, dunklen Punkten. (Körnchenschiefer)	Außerst leicht zerstörbar, zahllose Rutschungen, nasse Bergwiesen. Nur noch in den Randmulden erhalten.
		Leibodenmergel (Emscher)	20-50 m	Homogene, hellgraue Mergelmasse.	
Seewerkalk	Turon	Seewerkalk	über 100 m	Heilgrauer, plattig-bankiger, dichter Kalkstein, zwischen den Knollen stets schwarze, tonige Häute, nach oben immer dünnere, schichtiger werdend: Uebergang in Seewerschiefer.	Erträgt im unteren Teil noch senkrechte Felswände. Mit zunehm. Verschieferung flyschähnlich.
		Turrilitenschichten	konstant 2 m	Grünsandiger, dichter Kalk, von Schlieren mit reichlich Glaukonit durchsetzt.	
Gault	Albien	Knollenschichten	1-15 m	Körnige Grundmasse von Glaukonit und Quarz-Grünsand, an der Oberfläche meist ausgelagte Kalkknollen.	Einheitliche, im ganzen leichtere Verwitterbarkeit mit reicher Vegetationsbedeckung, dunkle, grüne bis rötliche Farbe. Bildet flache Simse od. Hohlkehlen, wird oft zu tiefen Rinnen ausgelagert.
		Brisi-Echinodermenbrekie.	Nur von G V aus südlich bis 4 m	Rauhe, braun anwitternde Echinodermenbrekie mit grünsandigen Beimengungen, oft auch Sandsteinbändern, massig.	
	Brisi-Glaukonit-sandstein	Nur im G VI bis 20 m	Massiger, feinkörniger Quarz-Glaukonit-sandstein, mit calcit. Bindemittel. Plattige Absonderung.		

Schrattenkalk	Unteres Aptien	Oberer Schrattenkalk	bis 80 m	Gut gebankter, fast reiner weißgrauer Kalkstein, dicht bis oolithisch, mit einzelnen mergeligen Zwischenlagen.	Wichtigst. Schichtglied des Gebirges. Bildet häufig senkrechte bis überhängende Wände. Hauptträger der Karstentwicklung.
	Neokom	Barrémien	Orbitolinenmergel	ca. 1 m	Bräunliche, mergelige Bank.
Unterer Schrattenkalk			100-150 m	Mehr massiger, grauweiß anwitternder, reiner Kalkstein, vorwiegend korallogen.	
Drusbergschichten			10-100 m	Nach oberster Mergelschicht, hellbräunliche schieferige Mergelkalke, inw. fast schwarz, mit Kalkbändern wechsellagernd.	
Altmannschichten		12-50 m	Grünsandige, oft pyritreiche Kalkknollenmergel, im oberen Teil besonders stark glaukonitisch.		
Valangien	Hauterivien	Kieselkalk	50-100 m	Dunkler, inw. blaugrauer Kalk, durch Spongien oder Sandgehalt kieselig. Auffallend regelmäßige Bankung, auf der angewitterten, dunkelbraunen Oberfläche schwammiges Kieselskelett.	Erträgt mäßig- bis mittelsteile Wände, stumpfe Formen. Starke Auslaugung in Schichtkarren.
	Ob. Valangien	Pygurussschicht	8-20 m	Gelbbraun anwitternder, kieselig Echinodermenkalk oder Sandstein mit vorragenden Quarzsandkörnern.	Wegener nicht durchgehenden u. ungleichmäßigen faziellen Gliederung sehr wechselvolle Abwitterung. Es sind alle Oberflächenformen vertreten. Die reinen, schrattenkalkähnlichen Kalke nicht in so geschlossenen Vorkommen wie dieser.
		Valangienkalk	100-140 m	Sehr wechselvolle Ausbildung: meist hellgraue, dünngeschichtete Kalke mit Silexlagen über plattiger, bräunliche Echinodermenbrekzie. Nach unten zunehmende, mergelige Einlagerungen.	
		Valangienmergel	50-100 m	Rotbraun anwitternde, inw. blaugraue, pyrithaltige Mergelschiefer mit vielen knolligen Kalklagen.	
	Unt. Valangien (Berriasien)	Oehrlkalk	Bis 50 max. 100 m	Im oberen Teil fast weißer, reiner Kalkstein; darunter grob oolithische Schichten, stärker geschichtet. Vollkommen schrattenkalkähnlich.	
		Oehrlmergel	Unvollst. aufgedeckt	Mergelschiefer mit wellig-knolligen und sandigen Mergelkalkbänken.	

C. Der tektonische Bau der Säntisgruppe.

Selten wird ein Gebiet eine so gründliche Aufnahme und ausführliche geologische Beschreibung anhand ausgezeichneter Karten und Profile aufweisen können, als dies für den Säntis der Fall ist. Die aus den Feldarbeiten für die Erstellung eines Reliefs der mittleren Säntisgruppe hervorgegangene, vollständige geologische Neuaufnahme des ganzen Säntisgebirges durch *Albert Heim* und seine Schüler ist 1905 veröffentlicht worden. Das hervorragende Werk: „Das Säntisgebirge“, in Textband und Atlas gegliedert, erschien in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz (6).

Ein großer, ja wohl der Hauptteil des 650 Seiten starken Textbandes ist den tektonischen Verhältnissen gewidmet. Neben der Aufzeichnung der klaren und übersichtlichen Faltung gehört das besondere Interesse den zahlreichen Dislokationen des Gebietes. Trotz der auffälligen Beeinflussung der Oberflächengestaltung durch jüngere tektonische Störungen ist man hier erst spät auf deren Vorhandensein aufmerksam geworden. Durch eingehende systematische Untersuchungen, zum Teil von *Marie Jerosch* durchgeführt, ist diese Sekundärtektonik in ihrer Beziehung zum allgemeinen Faltenbau erfaßt und aufgeklärt worden. Die theoretischen Erwägungen *M. Jerosch'* über die Querdislokation des mittleren Säntis sind in 28 Beobachtungssätzen zusammengestellt (6, S. 246—267). Uebersichten des tektonischen Baues geben *Albert Heim* für den größeren mittleren Abschnitt des Gebirges (S. 39—47), *Arnold Heim* für den westlichen Teil (S. 363—395) und *Ernst Blumer* für das Ostende der Hohkastendecke (S. 577—597).

Viel später ist dann von *P. Meesmann* eine eingehende Untersuchung der Kreideketten beiderseits des Rheintales durchgeführt worden (19). Im Gegensatz zu der älteren Auffassung *E. Blumers* (6, S. 600—603) konnte Meesmann das Wiederaufsteigen der einzelnen Gewölbezüge des nördlichen Säntis jenseits des Rheines nachweisen; das Faltenbüschel verflacht also nicht unter der Eozänmulde der Fähnern.

Eine vollständige Neuaufnahme der Randzonen im Gebiete der Fähnern und der Wildhausermulde auf Grund der jüngsten Fortschritte der Flyschforschung (11), (13), (20) ist noch ausstehend und wird einmal wertvolle Hinweise auf die Entstehung der Säntisdecke und deren spätere Deformationen ergeben.

Zur Uebersicht des tektonischen Baues zitiere ich am besten *Albert Heim* (6, S. 39 u. ff.):

„Das Säntisgebirge ist ein Faltenbüschel aus sechs Hauptgewölben und mehreren Nebengewölben gebildet. Die Gewölbe vereinigen sich gegen West im Häderenberg (westlich der Thur.) Die Mulden öffnen sich und verschmelzen gegen Osten, während die Gewölbe in dieser Richtung jedes für sich allein untertauchen Die verschiedenen Kreidegewölbe sind auf ungleiche Länge zu beobachten und zwar:

G I (Gyrespitzgewölbe)	21 km
G II (Säntis) 14 km, (Stoß) 5 km, (Hütten) 2 km	
G III (Altmann-Alpsiegel)	24 km
G IV (Wildhauser Schafberg)	5 km
G V (Roslenfirst)	11 km
G VI (Furgglenfirst)	27 km

Gesamtlänge des Säntisfaltensystems = 31 km.

Das nördlichste erstreckt sich am weitesten westlich, das südlichste am weitesten östlich. Die maximale Breite der Kreidezone aller Falten beträgt 6,2 km. Die Mittelrichtung der Faltenschar ist N 65° E.“

„Alle Gewölbe des Säntissystems sind einheitlich, mehr oder weniger stark gegen Norden überliegend, einige zeigen diese Erscheinung so stark, daß liegende Falten entstehen. (Isoklinalfaltung). Alle Mittelschenkel der Säntisfalten ohne Ausnahme zeigen die Reduktion der Mittelschenkel. Dabei kann der Schrattenkalk von 200 m an der Umbiegungsstelle, auf 30 bis nur 2 m im verkehrten Mittelschenkel reduziert sein, wobei manchmal ein schiefes Abbrechen oder Abscheren einzelner Schichten, sehr oft aber auch gleichmäßiges Ausziehen und Auswalzen der Schichten zu sehen ist.“

III. Morphologische Gesamtbeschreibung.

A. Westlicher Säntis.

Die Nordkette.

Der aus dem Thurtal steil gegen NE ansteigende Neuentalp- rücken entspricht dem tief abgewitterten, stark nach NW überliegenden, ersten Antiklinalzug. In den unteren Hängen der Nordseite ist nahe am Ueberschiebungsrand die Gewölbeumbiegung in Valangien- mergeln und -kalken freigelegt. Der Nordschenkel des Gewölbes ist

somit in seinen höheren Teilen verschwunden, der Südschenkel regelmäßig und mächtig entwickelt, aber auch bis in den Schrattenkalk abgetragen. Die südöstliche Berglehne, anfänglich den Schichtflächen genähert, verliert mit der Zunahme des Schichtfallens und dem Einsetzen des ersten Muldenkernes unter dem Neuenalpspitz ihre Einförmigkeit. In den großen Linien ist der Bau dieses südwestlichen Endes der Nordkette völlig analog dem eines Molasseberges wegen der ungefähr parallelen Schichtlage bei ganz gleichmäßigem Einfallen (Geol. Spezialprof. 6, S. 357). Aus dem häufigen Wechsel mergeliger und mehr kalkiger Gesteinsschichten geht die durchgehende schiefe Bänderung des NW-abfalles hervor; durch abwechselnde Fels- und Rasenstreifen von weitem erkenntlich, ist diese Erscheinung im alten Namen: Schindelenberg ausgedrückt.

Der untere Abschnitt der SW-Lehne ist stark vom Eise überformt; eine mannigfach getreppte Verebnung bildet die Alp Rotenstein bei 1310—1460 m, auf oberem Neokom. Sie wird nach oben von einer Härtestufe mit frischen Abbrüchen des Schrattenkalks in niedrigen Wändchen begrenzt. Die schmalen, wenig flacheren Hangstreifen der Neuenalp streichen mit breiten, rinnenförmigen Absätzen im Kamm aus. Unter der größeren Anzahl solcher Formen sind besonders auf 1540 und 1600—1620 m Höhe breitere Terrassen vorhanden; sie fallen hier mit der Schliiffgrenze zusammen und entsprechen damit den maximalen Eishöhen. Die Formen des Berges werden von da aufwärts schroffer, ein scharfer Kamm ersetzt den bisher ausgeglichenen Rücken.

Der Neuenalpspitz wird vom Seewerkalk der ersten Synklinale, die wenig unterhalb des Gipfels eingesetzt hat und nun auf 500 m Länge an den Kamm herantritt, gebildet. Damit verbreitert und kompliziert sich die Südwestabdachung der Nordkette, es treten kurze Querkämme auf, die größere, teilweise flache Talformen umschließen. Diese Senken weisen heute keinerlei Bachrinnen auf, sie sind stark schuttgefüllt und münden an flachen Schwellen hoch über dem Gräpelental. Das Vorhandensein größerer Karsttrichter bis -mulden kennzeichnet diese Formen als Dolinentäler.

So sind im „Thal“ zwei große Dolinenkessel hintereinander durch einen Seewerkalk-Felsrücken getrennt; der äußere Schwellenrand liegt als scharf ausgeprägte Hangstufe in 1540 m Höhe. Bei den Alpen Hinterhorn und Hinterwinden sind in einer einheitlichen Terrassenfläche auf Seewerkalk in gleicher Höhenlage zwei weitere Dolinen

eingeschnitten. Die Karrenbildung ist hier überall stark ausgeprägt, auch die Bewaldung noch ziemlich zusammenhängend. Die steilen Rückwände dieser nischenähnlichen Formen liegen im Schrattenkalk des ersten Gewölbesüdschenkels, in der Kammzone darüber folgen nochmals Alpböden auf Mergelschichten des Neokom.

Eine Beziehung dieser Hochflächen auf ein altes Talsystem ist wahrscheinlich, in ihrer heutigen Form stellen sie aber ein typisches Karstgebiet dar, an den nahe der Muldensohle stark zerrütteten Seewerkalk und seine Schrattenkalkunterlage gebunden. Besonders wirksam für die Reliefgestaltung waren hier die Schmelzwasser der kleinen Hängegletscher und größere Firnflecke der Spätglazialzeit.

Von Hinterwinden steigt die Seewerkalk-Synklinale ostwärts zum Hauptkamm hinauf, der Windenpaß (1635 m) ist an diese Mulde gebunden. Die Bergformen entwickeln sich nun immer höher und schroffer mit der zunehmenden Steilheit des Schichtfallens und dem Anwachsen des zweiten Gewölbezuges gegen NE.

Rutishauser (24) hat in diesem Gebiet bedeutende tektonische Verstellungen festgestellt, die von Heim nicht näher beachtet worden waren. Es sind Verwerfungen, durch welche jeweils die östlichen Flügel bis zu 100 m abgesunken sind.

Unter dem 1990 m hohen Lütispitz, dessen kurzer Gipfelkamm noch aus Seewerkalk der Mulde I besteht, liegt die ganze Südflanke im aufgedeckten Kern des Gewölbes II. Der scharfe Schnitt des 150 m hohen Steilabfalls quer zur Bergkette ist eine Bruchlinienstufe; am Fuß der unteren Schutthänge zieht eine lange, gestufte Rinne bis an den Hauptkamm beim Oberwieskopf hinauf (Zeichnung 6, S. 69). Die gleichmäßige Hangfläche östlich derselben wird nochmals von einer Bruchstufe geschnitten; relativ etwa 50 m abgesunken beginnt der breite, sanft konkave Farnboden auf Valangienkalken und -mergeln des Gewölbekerns (Abb. 4).

Oestlich des Farnbodenkessels schließen sich die beiden Schenkel der Antiklinale II zu einem vollen, ungefähr senkrechten Kieselkalkgewölbe zusammen. Darüber liegt noch eine geschlossene Decke weicher Drusbergmergel und so wird die pultförmige, nach S geneigte, weite Gipfelfläche der Schafwies von fruchtbaren Alpwiesen überzogen. Auf dem schmalen, ebenen Unterrand bei der Schafwieshütte sind vor der Grenze gegen die als Verschalung wirkenden und wandbildenden Schrattenkalkschichten mehrere größere Versickerungstrichter gelegen, die in Verbindung mit Klüften der nahen Felsabbrüche stehen mögen.

In der Längserstreckung wird die Schafwies durch zwei tiefe Kessel begrenzt; der große östliche ist im Anschluß an breite Lücken der Schrattenkalkmauer entstanden. Unter derselben erscheint südlich der Schafwies erstmals der Seewerkalkkern der Synklinale II, ohne orographisch besonders zur Geltung zu kommen.

Auf ca. 1540 m beginnt hier, noch auf dem Schrattenkalk des Südschenkels von Synklinale II die Mutteliterrasse; sie wird bei der Sennhütte von einem moränenähnlichen Wall und kleinen Mulden überzogen. Darüber steigt ein ziemlich gleichmäßiger, felsiger Hang mit unregelmäßigen Rinnen mehr nordöstlich zum Rosseggkamm hinauf. Geradeaus verengt sich die Alpfläche zu zwei Talrinnen, die mit Steilstufen den oberen Schrattenkalkzug durchschneiden und zwischen sich den 120 m hohen Felsturm der „Schattenwand“, auf beiden Seiten ebenso hohe Wandstreifen herausschälen. Oben im Mergelkern vereinigen sich die zwei Rinnen wieder in einen einheitlichen großen Karkessel (Abb. 5).

Der ganze, doppelstufige Muttelikessel zeigt wieder die glazial verstärkte, sonst aber rein selektive Hangentwicklung steiler Karsttäler. Die auffällige Asymmetrie der Gehänge weist auf eine Fortdauer der der Talanlage zugrundeliegenden tektonischen Querstörung hin.

Eine neue, besonders ausgeprägte Bruchlinienstufe von im Mittel 120 m Höhe ist hier als quer streichender Wandzug durch die ganze Scheitelregion der Nordkette ausgebildet. Im relativ abgesunkenen Ostflügel ist der Schrenitkessel vollkommen analog zum Thal-Farnbodenkessel angelegt. Dieselbe gestufte und von links mit Schuttkegeln eingesäumte Rinne zieht randlich am Fuß des Wandzuges durch; nach Osten schließt hier das mächtige, volle Schrattenkalk-Gewölbe des Stoß den Alpessel ab. Die Schroffheit der Kette hat zugenommen und damit die Stärke der glazialen Ueberformung. Ein deutlicher Moränenwall (Lawinenfußwall?) folgt in einigem Abstand dem Fuß der westlichen Wandstufe. Der Zwischenstreifen ist im unteren Teil schon fast ganz von frischen Schuttkegeln aufgefüllt, im oberen Teil wegen des Zurücktretens der Felswand auf weicheren Schichten noch eine starke, karbodenähnliche Uebertiefung bei z. T. anstehender Schwelle erhalten. Doch ist auch hier diese Mulde aus dem Versickern der Regen- und Schmelzwässer in die Klüfte des senkrecht einfallenden Felsens hervorgegangen. Das oberste „Kar“ liegt wieder im Seewerkalk der Synklinale I, der Talzug hat an der Bruchlinie zurückarbeitend, das zweite Gewölbe hier völlig überwunden und den Hauptkamm wieder ins erste Gewölbe zurückgelegt.

Der breite Sattel der Lauchwies auf 1835 m Höhe weist zwei große, gegen 10 m tiefe Sickerlöcher und darüber steile, aber gleichmäßige Grashänge auf. In auffälligem Gegensatz zu den mächtigen Felsabstürzen, die sie im Norden und Süden begrenzen, zeigt die Lauchwies Formen eines N-S gerichteten Tales.

Der 2114 m hohe Stoß ist der erste reine Felsgipfel dieser Kette und wird durch das volle Schrattenkalkgewölbe der Antiklinale II a bei ihrem Niedertauchen gegen E gebildet. Die hohe und nahezu senkrechte Westwand ist durch Einstürze infolge der Untergrabung der Neokomunterlage entstanden; die Süd-, Ost- und ein Teil der Nordhänge sind den Schichtflächen angepaßt, sie zeigen zum Teil mächtige Plattenschüsse.

Vom Stoßgipfel zieht der Hauptkamm nach NE quer über die Seewerkalke der Synklinale I in die Antiklinale I hinüber. Wildgeformte Felstürme und zerrissene Grate kennzeichnen die etwas geringere Widerständigkeit des enggeschichteten Seewerkalks im Vergleich zum viel kompakteren Schrattenkalk von Stoß und Silberplatte (Abb. 12).

Die Tierwies.

Das Absinken des zweiten Gewölbezuges vom Stoß an gegen Osten (IIa), während gleichzeitig nördlich davon das Gewölbe II b sich heraushebt, erklärt auch die erste Anlage der ausgedehnten und einheitlich geprägten Hochfläche der Tierwies. (Abb. 11). Denn in früheren, höhergelegenen Schnittflächen nahmen die Zwischenmulden und damit die weniger durchlässigen oberen Seewerschichten einen viel größeren Raum ein als gegenwärtig. Während die auf beiden Seiten angrenzenden wilden Berggestalten von Stoß-Silberplatte einerseits, von Hundstein-Gyr-Säntis andererseits aus den gleichen tektonischen Einheiten herausgeschnitten sind, stellt die Tierwies eine zusammenhängende, ziemlich gleichmäßig geneigte Abtragungsfläche vor, über die auch der Hauptkamm nicht hinausragt (6 Taf. II, Prof. 11, untere Schnitte). Mit der Einengung des Raumes durch den von W vorspringenden Stoßkamm verstärkt sich die Eintiefung. Von etwa 1800 m an sinkt die Fläche kesselförmig über die Terrassen der Flysalp zum engen Trogbecken der Thurwies hinunter. Hier sind die Gesteinsunterschiede in den Absätzen wieder deutlich abgebildet, weiter oben in der Tierwies sind sie dagegen nur in der verschiedenen Dichte der Schichtkarren und in der besonders auffälligen Ausräumung der Gaultbänder zu schmalen, aber oft sehr tiefen Gräben morphologisch bedeutsam. Oberhalb von

2000 m sind besonders im Schrattenkalk prachtvolle Karrenfelder entwickelt; weniger massige Karren, aber stärkere Feinheit und Schärfe der Formen trägt in dieser Höhe auch der Seewerkalk.

Der Hauptkamm zieht vom schönen Felsgipfel der Silberplatte (Schrattenkalk) nach NE in die Drusbergschichten des tieferen Gewölbes und folgt dann lange den Schichtköpfen des Valangienkalkes. Eigenartig ist die geschlossene Vegetationsbedeckung der Südhänge auf dem kieselig- bis glaukonitischen obersten Bergstreifen im Gegensatz zu den nackten, hellen Felsflächen tieferer Lagen. Direkt unterhalb des Gasthauses Tierwies sind an der Grenze der mergeligen Drusbergschichten gegen den zerklüfteten Schrattenkalk zwei größere, schüsselförmige Senken entstanden; es sind von zahllosen Schichtkarren und -trichtern überzogene, wirr geformte Kesseldolinen.

Vom Graukopf zum Gyrespitz (2450 m) hinauf ist der obere Schrattenkalk wieder in den Hauptkamm gerückt, der damit auch schroff gegen das vom Tierwiesboden nordöstlich unter dem Säntisgipfel hinaufziehende Synklinaltälchen abfällt.

Zusammenfassend ist die Tierwies eine, von einem früheren, weniger starken Relief übernommene und während der Eiszeit noch seitlich erweiterte, aber nur unbedeutend eingetiefte Altform mit Anzeichen einer erst beginnenden Verkarstung.

Die West- und Südabdachung der Säntisgipfelgruppe.

Am Ostrand des Tierwies-Flysalpkessels setzt unvermittelt eine gerade Wandflucht quer durch die ganz regelmäßig durchgreifenden tektonischen Einheiten, aber doch wohl aus einer Bruchlinienstufe hervorgegangen, ein. Aus der bis zu 200 m höher aufragenden Querkette ist ein großes Mittelstück ausgebrochen; über den entstandenen Sattel setzt sich der steile Hang oberhalb von Klingen fast gleichmäßig in den höchsten Abschnitt des Aelplikessels fort. Die lange und schmale Trogrinne des Aelpli, in der Eintiefung dem Tierwies-Flysalpkessel genau entsprechend, zieht zwischen der in Hundstein und Gyr aufgelösten Querkette und der Hauptmasse der Säntis-Lisenratgruppe bis an den Fuß des Säntisgipfels hinauf. Die Entstehung des äußerst steilen Talzuges ist auf eine bedeutende Längsstörung zurückzuführen, welche den hier so stark reduzierten Mittelschenkel von G III im Kalbersäntis nach N und NW über die Synklinallzone II hinaufschob und den massigen Schrattenkalk des Gewölbes IIb aufzusprengen vermochte. In der Zone stärkster Zerrüttung vor dem

steilen Anstieg der zweiten und dritten Gewölbe nach Osten hat sich das „Aelplital“ entwickelt.

Nahezu senkrecht steigen rechts die Wände 300 m zum Säntis, links fast 200 m zum Gyr hinauf. Trotz der starken Wandverwitterung ist der Boden des Kessels nicht völlig von Geröllhalden und Felzsturztrümmern bedeckt, als Schwellen und leicht abgerundete Mauerstufen durchqueren anstehende Felsrücken das Tal. Das steile Abfallen nach Süden brachte eine vollständige Ausräumung des Schuttes durch das Eis, das noch im Daunstadium den höchsten Teil des tiefen Kessels erfüllen mußte.

Der Säntisgipfel wird getragen von einer kurzen Seewerkalk-Schichtbrücke des leicht überliegenden Gewölbescheitels II b. (6, Ansicht der Westseite, S. 75; der Ostseite, S. 76.) Der Gipfel (2511 m) ist schon etwas in den Südflügel zurückgewittert. Im ganzen Quergrat zwischen Säntis und Kalbersäntis, also im Synklinalgebiet II ist kein Anzeichen der Muldenumbiegung zu sehen, sie muß noch unter 1000 m Meereshöhe hinunterreichen. Wie ein Damm leitet der hier erhaltene breite Seewerkalkrücken zum Schrattenkalk in seinem Liegenden hinüber, der als Mittelschenkel von Gewölbe III den steil abfallenden und wild zerklüfteten Lisengrat bildet. Gegen Osten reduziert sich der Schrattenkalk immer mehr und ist stellenweise ganz abgetragen; er sinkt schon vor dem Rotsteinpaß in den Unterbau des Bergzuges, der damit seine Wildheit ablegt und zum regelmäßigen, einfachen Isoklinalkamm wird. Der Lisengrat aber ragt als Härtestreifen hoch und mächtig über die beiderseitigen, in weiches Gestein eingesenkten Längstäler auf.

Schwendegrat und Stein.

Westlich der Thur setzt bei Starckenbach mit steilem Anstieg der regelmäßige Bergrücken des Schwendegrates ein. Völlig selbständig und in gleichbleibender Höhe streicht diese Kette angenähert parallel zum oberen Thurlängstale in nordöstlicher Richtung und in stetig zunehmendem Abstand von der Außenkette, von der sie das Gräppeltal trennt. Tektonisch stellt der Schwendegrat den regelmäßig gebauten Südschenkel der Gewölbe III bis V dar, an dessen Fuß sich aus einer flachen Aufwölbung nach Osten allmählich das neue Gewölbe VI entwickelt. Dem horizontalen Schichtstreifen der beginnenden Mulde V auf halber Höhe des Bergzuges folgt eine Reihe breiter Terrassen von Oberschwende-Scharten nach Burst. Der ungefähr senk-

recht gestellte und zum Teil sogar nach Süden überliegende Schrattenkalk-Nordflügel ist zu einer monoklinalen Gebirgskette ausgebildet, während der absinkende Südflügel mit der Gault- und Seewerkalkdecke eine den Schichten annähernd parallele Oberfläche trägt. Im Anschnitt des Thurquertales bei Starckenbach ist die S-förmige Biegung der Schichten schon feststellbar; die hohen Felsköpfe der Weißwand sind durch eine Reihe von Längsbrüchen in Schollen zerborsten und abgesackt. Oberhalb dieser Wand zieht ein kurzer schmaler Talzug ostwestlich über den Bergrücken, den Bannwaldkopf von der Hauptkette trennend, zu der nischenartigen welligen Alpfläche Unterschwende hinüber. Auf ungefähr derselben Höhenlage bleibend, wird das enge Tälchen von mehreren Dolinenmulden gegliedert. An der Entstehung der ganzen Form muß neben den erwähnten Längsstörungen in der Schrattenkalk-Unterlage doch ein länger wirkender Erosionsvorgang beteiligt gewesen sein; es dürfte eine Schmelzwasserrinne vorliegen. Der südlich davor aufsteigende Bannwaldkopf ist ein großer Rundhöcker, er weist keine anstehende Felsoberfläche auf, sondern ist infolge Zerstörung der alten Karrenbildungen von grobem Blockwerk bedeckt.

Der ganze, langgestreckte Talhang über Alt-St. Johann zeigt diese ausgeprägte, besonders im Seewerkalk wenig verwischte glaziale Ueberformung. Das Eis floß ungefähr parallel zum Schichtstreichen und glättete infolgedessen eventuell vorhandene Unregelmäßigkeiten des Geländes aus. Oberhalb der schönen jüngsten Trogflanke sind die früheren, schichtgebundenen Einebnungen zum Teil überschüttet und vom Gletscher neugestaltet worden. Unter der Moränendecke, welche viel weiter verbreitet ist als es die geologische Karte zeigt, ist im Muldenzug am Fuß des Schwendegrates ein Streifen Amdenerschichten aufgeschlossen (geol. Karte der Churfürsten, 8). Sehr wahrscheinlich liegt eine alte Furche längs dieses Mergel-Schichtstreifens in einer Tiefe, die einige Zehner von Metern betragen kann, unter der diluvialen Schuttdecke verborgen. Am Sträßchen von Haltweg nach Hinterburst und Scharten werden von *Tappolet* (27) mehrere Moränen notiert, einen schönen noch bestehenden Aufschluß gibt eine Kiesgrube in der Nische westlich Scharten. Die frischen Schutthalden des Berges legen sich über das Moränenmaterial, in der weiten und flachen Wanne von Hinterburst ist hingegen Feinschutt eingeschwemmt worden. Es liegt hier ein durch die Moräne abgedämmter Hohlraum vor. Interessant ist die Beziehung dieser Verebnungen des Berghanges

zu den steil auf sie mündenden Querrinnen, während ausgeprägte, frische Abflußgräben unterhalb von ihnen fehlen.

In den Schwendegrat sind drei besonders deutliche, tiefe Scharten eingeschnitten, an die sich nach Süden steile und schmale schluchtartige Rinnen auf die erwähnten Terrassen herab anschließen: der Bösentritt, die Krinnlücke und der breitere Sattel von Kes. Sie liegen sämtlich in etwa 1350 m Höhe, also die beiden westlichen rund 50 m über dem Gräppelenboden, die östliche aber um 120 m über dem schon tiefer eingeschnittenen Seebachtal.

(27, S. 56) gibt *Tappolet*, übrigens sehr unklar, einige Angaben über das Gräppelental. Er glaubt, dieses sei als ältestes Säntisthurltal entstanden, noch im Riss-Würm-Interglazial wären die Senken Thurwies und Alpli nicht vorhanden gewesen. Als Beleg führt er Rutishauser an, doch hat sich dieser gar nicht über die Entstehung der tiefen Talbecken ausgesprochen. Das Gräppelental wird S. 8 sogar für älter als der Talzug Unterwasser-Starkenbach gehalten und in Beziehung zum Talkessel von Starkenbach gebracht. Infolgedessen müssen dann die Talfurchen des Schwendeberges als Einschnitte von Kargletschern des Gräppelentales und deren Schmelzwässern erklärt werden.

Die folgende Auffassung scheint mir die Verhältnisse besser zu berücksichtigen:

Es läßt sich keinerlei Beweis für einen früheren fluviatilen Einschnitt der Gräppelentalzone erbringen; diese ist vielmehr an das Gebiet starker tektonischer Zerstörung (Verstellungen) in der westlichen Fortsetzung des Wildhauser Schafberges gebunden (24, S. 17). Sie ist sehr wahrscheinlich aus mehreren älteren Quertalstücken, die über das heutige Tal hinwegzogen und die Einschnitte des Schwendegrates anlegten, zu einer einheitlichen Tiefenzone zusammengewachsen. Die fortschreitende Denudation der weicheren Schichten der Gräppelentalzone, vielleicht verbunden mit einer relativen Heraushebung des Schwendegrat-Gewölbeschenkels unterbrach diese Entwicklung, während die Säntisthur dank ihrer größeren Wassermenge sich an ihrer alten Stelle behauptete und das tiefe Quertal zwischen Schwendegrat und Stein einschneiden konnte. Die glaziale Tieferlegung und Ausgestaltung der heutigen Scharten und Rinnen des Schwendegrates ist ein sekundärer Vorgang.

Sehr klar sind hier die Auswirkungen der Eisströme der ganzen Bergkette aufgeprägt. Der Schrattenkalkkamm ist zu einem breiten

Rundhöcker-Rücken abgeschliffen worden; doch für das Ausmaß der Niederschleifung haben wir keine Anhaltspunkte, sie verteilt sich ja überdies zum mindesten auf die zwei letzten Hauptvergletscherungen.

Der rund 1,5 km lange Stein-Grat entspricht in jeder Beziehung dem Schwendegrat-Kühbodenberg. Der scharfe Knick der Streichrichtung an der Stelle des Thurdurchbruchs weist auf eine Querstörung hin, welche das tiefe Einschneiden des Flusses begünstigen mußte.

Die Kette Wildhauser Schafberg-Altman.

Gegen Osten bricht nach dem Stein-Grat der bisher regelmäßige Schichtstoß III–V unvermittelt in eine weite, ebene Quertalung ab. In ganz anderen Schichtzusammensetzungen und Faltungsformen steigt jenseits der Alpfläche von Gamplüt der mächtige Block des Wildhauser Schafbergs um volle 1000 m empor. Der tektonische Bau dieser Zone ist von *Rutishauser* (24) neu untersucht worden. Nach seiner Darstellung ist das Anstehende im Dreieck Gesellen-Gamplütweg-Horen, das teilweise stärkste intensive tektonische Zerrüttung aufweist, an einer Querdislokation bei Horen ungefähr 300 m von der „Plangge“ an der Schafbergalp abgesunken und dabei etwas nach NW geschoben worden. Die nahezu geschlossene Schuttdecke des Bilchwaldes verhindert den Einblick in die Verhältnisse der abgesunkenen Scholle. Mit dieser Querdislokation ändern sich sprunghaft die Gewölbeformen in der Streichrichtung; auf dem Südschenkel des Gewölbes III ist das Gewölbe IV aufgeschoben, über dem wiederum das Gewölbe V liegt. Unter den Stirnübergängen sind die Mittelschenkel äußerst reduziert; die Bauform entspricht genau der Anlage von Deckfalten, wobei die hangenden Schichten jeweils vom nächst höheren Gewölbe überschoben und dadurch muldenförmig gelegen sind.

Die ganze Bergkette ist somit isoklinal gebaut. Ueber den hohen Felsabstürzen des aufgedeckten Gewölbepfeilers III mit dem synklinalen Seewerkalkstreifen des Kammes folgt das verhältnismäßig schwächere Gewölbe IV, dessen Valangienkalkkern auf 2200 m Höhe hinaufreicht. Ueber den Seewerkalken des Muldenzuges IV wiederholt sich nochmals die ganze Serie der Gesteinsschichten von den Valangienmergeln an im Gewölbe V, dessen Schrattenkalkhülle in der geraden Fortsetzung der Schwendegrat-Stein-Kette den unteren Sockel der Schafbergkette bildet. Wohl die gewaltigste Wand des Säntisgebirges, in Plattenschüssen bis 400 m aufragend, schließt hier das Gewölbe gegen die Frosalp ab; dieselbe Schicht begleitet als

Steilstufe das Teselalptal auf dessen ganzer Länge. 260 m über dem übertieften, heute nahezu gefällosen Talboden mündet der an Verwerfungen gebundene Schafbodenkessel, quer durch die Gewölbe V und IV zieht der scharf eingeschnittene karähnliche Talzug bis unter den Hauptkamm hinauf, die Schafbergalp gegen Osten abschneidend. Das Längsprofil ist dem Wechsel der Gesteinsschichten völlig angepaßt, im Schafboden ist eine erste Karform in die Valangienmergel des Gewölbekernes V, weiter oben am Westfuß des Moor in 1960 m Höhe ein breites Sims in die obersten Schrattenkalk-Schichtplatten des Gewölbes IV eingeschnitten. Oberhalb einer letzten Steilstufe verbreitert sich das Trogtal kesselförmig, wie ein Fenster ist hier der Schrattenkalk abgedeckt, darunter erscheinen Schiefer und Kalke des Valangien und Neokom; von den ringsum herunterreichenden Schutthalden nur zum kleinen Teile verdeckt. Die Eintiefung ist in den mergeligen Schichten der Karmitte noch nicht weiter fortgeschritten als in den sie umschließenden Schrattenkalkschalen, auch die Wandumrahmung hält sich nicht an die Gesteinsgrenzen. In allen diesen Zügen verrät sich ein beträchtliches Maß glazialer Abtragung; man kann trotz des Fehlens eines flacheren Kesselbodens von einem Kar sprechen, dessen tektonische Ausgangsform allerdings noch deutlich erkennbar ist. Besonders die auffällige Asymmetrie der beiden Flanken verrät noch die tektonische Anlage und den Vorrang der Denudationsgegenüber reinen Erosionserscheinungen: nach Westen zieht aus dem obersten Kessel ein wohl steiler, aber gleichmäßiger Hang auf die Schafbergalp hinaus, an senkrechten, stark gegliederten Felsen setzt im Osten der Bergzug des Moor ein.

Tektonisch die genaue Fortsetzung des Wildhauser Schafbergs ist der Moor eine an Querbrüchen herausgehobene, wenig breite Scholle und zu einem schmalen Quergrat entwickelt. Aehnlich wie am Lisengrat klebt an dem äußeren Seewerkalk-Muldenschenkel ein gewaltiger weißer Schrattenkalkklotz des verkehrten Mittelschenkels von GV, vor dem hier der freigelegte Antiklinalkern als Kieselkalkbrücke in die Schrattenkalkplatten des Südschenkels herunterzieht. Hier wiederholt sich bei weniger steilem Schichtfallen und damit stärkerer Schuppung der Felsabbruch vom Fuß des Schafbergs. Die Ausbildung der Oberfläche von Schafberg und Moor ist nun gewiß viel jünger als die großen Querdislokationen dieser Kette; sie zeigt sich jedoch in so starkem Maße von diesen abhängig, daß nicht an eine besonders mächtige Schichtüberlagerung zur Zeit der Dislokation

gedacht werden kann. Als diese erfolgte, muß schon ein sehr starkes Relief vorhanden gewesen sein, in den ältesten Quertälern lag zum mindesten der Seewerkalk aufgedeckt.

Der östlich anschließende Abschnitt der Mittelkette weist eine starke Aehnlichkeit mit dem Gebiet der Tierwies zwischen Stoß und Säntisgipfel auf: dem steilen Absinken der Gewölbe IV und V entspricht ein noch schärferes Aussetzen der von ihnen getragenen Gipfelreihe. Vom Hauptkamm weg senkt sich eine weite, in große Stufen gegliederte, aber einheitliche Altform quer über die verschiedenen tektonischen und faziellen Einheiten hinweg nach Süden. Der oberste Flachstreifen folgt hier der Seewerkalkmuldenzone III; unter dem im Westen maximal 500 m breiten, gekappten Schrattenkalk-Gewölbezug IV folgt wieder ein neuer Flachstreifen im Seewerkalk der anschließenden Mulde IV. Im südlich anschließenden Gewölbe V fehlt die Schrattenkalkbrücke, die weite Nische der Kraialp, zu einer selbständigen Stufe ausgebildet, leitet von der Hochfläche der Zwinglipaßregion ins Hochtal der Teselalp über. Der untere Rand der Hochfläche, über einer Härtestufe des verkehrten, stark reduzierten Schrattenkalk-Mittelschenkels von GV absetzend, liegt in 1900 m Höhe (Abb. 9); der ganz flache Sattel gegen das nordöstlich sich vorerst nur allmählich absenkende Fählenalptal auf 2021 m (Zwinglipaß). Die noch heute unscharf verlaufende orographische Wasserscheide, sowie der kurze Einschnitt im Gewölbescheitel V zwischen Moor und Kraialpfirst gestatten die Annahme einer ehemals zusammenhängenden Talzone vom Moor weg über eine Hochfläche auf der hier noch doppelten Muldenzone IV und V gegen das Fählenalptal. Erst das viel raschere Rückwärtseinschneiden des Teselalptales entfernte das Schrattenkalkgewölbe der Kraialp, die diluvialen Gletscher folgten dem viel stärkeren Gefälle nach Süden, vermochten aber keine neue Talform auf der Hochfläche zu schaffen.

Die ganze Zwinglipaßregion bis unter den Bergkamm Moor-Nädlinger ist von einem Gewirr von Querbrüchen, die meist zu ganz beträchtlichen Klüften erweitert sind, durchzogen. Dazu gesellen sich die Karrenklüfte längs der Schichtköpfe, sowohl der Schrattenkalk- wie auch der Seewerkalkschichten und die oft schluchtähnlich eingetieften Gaultbänder. Es liegt eine etwa 2,5 km lange, 1 km breite Karrenregion vor (6, S. 180):

„Das Fehlen der Vegetation auf Schratten- und Seewerkalk und der starke Farbenkontrast der verschiedenen Kreidestufen erleichtert

die Beobachtung bedeutend. Die wild zerrissenen Karren des weißgrauen Schrattenkalkes und des leicht gelblichen Seewerkalkes, dem oft rote Schichten eingelagert sind, werden voneinander getrennt durch das tiefschwarze, üppig begraste Gaultband, das sich, wenn es nicht schneebedeckt bleibt, wie ein smaragdenes Sammetband zwischen den bleichen Kalken hinzieht. Diese Gaultbänder bieten, abgesehen vom Neokom der Kraialp, die einzigen Viehweiden und zugleich auch die einzigen natürlichen Verkehrswege in der Längsrichtung. Quer zu ihnen gehen dagegen breitere Bruchrinnen, in denen der Schnee vielfach liegen bleibt, bequeme Pfade ab.“

Der bedeutendste Bruch dieses Gebietes, der „Flecklibruch“ (6, S. 181) läßt sich bis in den Hauptgrat Nädliger-Altman und über den Kraialpfirst hinaus verfolgen. Die mittlere Streichrichtung ist rund NW-SE. Da wo der stark nach SE verstellte Ostflügel mit seinem Neokomkern an den Schrattenkalkzug des Westflügels stößt, hat sich ein gewaltiger Felszirkus in die Bergkette eingetieft; nach Osten begrenzt von der wuchtigen, nach den Plattenflächen des Schrattenkalks aus dem Ostflügel herausgeschälten Felsgestalt des Altman (Ansicht 6, S. 89). Aber weder im Hauptgrat, noch in der Zwinglipaßregion ist dieser Bruch auch orographisch ausgeprägt, der Westabsturz des Altman ist im Laufe der Abtragung an dieser Bruchlinie entstanden. Der Gipfelstock des Altman liegt auch als Ganzes auf der Südseite des Längskammes, da der Schrattenkalk am Ostfuß des Berges unter die südfallende Schichtfläche der Drusbergmergel abgetragen ist. Die typischen Dolinentrichter auf diesen wenig mächtigen undurchlässigen Schichten über einer stark zerklüfteten Kalkunterlage sind im Namen „Löchlibetter“ ausgedrückt. Diese Erscheinung kombiniert sich an den Gault- und Seewerkalkbändern öfter mit der Eingrabung größerer Trichter durch Schmelzwasserbäche, die nach kurzem Lauf in einer klaffenden Spalte des Schrattenkalks verschwinden.

Doch bleibt ein großer Teil der Trichter den ganzen Sommer über von Schnee gefüllt, diese erreichen auch nur dann, wenn ein ausgedehnteres Einzugsgebiet in den Trichter entwässert wird, bedeutendere Ausmaße.

Das Tal der Sämtisthur.

Das Sämtisthurl (Abb. 2) beginnt im Schafbodenkessel zwischen den Schichtkopf-Abstürzen der Altmankette und dem Lisengrat. Nur um 200 m ist hier der Rotsteinpaß als kurzes Querkammstück in die

über 2300 m hinaufreichenden Längsketten eingesenkt. Hier liegt die höchste Heraushebung aller Säntisgewölbe, von *Arnold Heim* für die Schratzen-Seewerkalkgrenze auf etwa 3000 m Höhe berechnet. Doch ist der Gewölbescheitel des mächtigsten dritten Säntisgewölbes nirgends mehr als Bergzug erhalten, es ist vielmehr das im Verhältnis zum Schichtbau am tiefsten abgetragene Gewölbe (6, S. 86—87) und zum Längstalzug geworden. Unweit des Rotsteinpasses treten auf den Valangienmergeln des Gewölbekerns in 2000 m Höhe die ersten Quellen auf und speisen den dauernd fließenden Bach, eine Seltenheit im Säntis.

Die Nordhänge des Schafbodentales sind dem Schichtfallen angepaßt und tragen eine fast geschlossene Grasdecke, die Südseite dagegen, von hohen Felsstufen gegliedert, ist steil und schattig, mächtige Schuttkegel reichen hier bis an die Talsohle herunter. Bei den Alphütten des Schafbodens tritt der nördliche Kamm weit zurück, der Talzug fällt über eine Felsstufe ab. Der Oehrlikalk-Gewölbekern ist gegen Westen freigelegt, etwa 80 m hoch bricht der Schichtkopf ab; dabei hat sich die Tallinie in den Mergelschichten des Südschenkels eingeschnitten, so daß hier die Gewölbeachse in die rechte Bergflanke geraten ist. Von 1710 m ab senkt sich der Talboden, von einem Schuttkegel aus der Schafbergkette breit aufgefüllt, steil zu der 300 m langen Terrasse von Flys auf 1490—1530 m ab. Aus der Schutt- und Moränendecke dieses Bodens hebt sich ein halbkreisförmig vor die Mündung des Aelplitales gelegter Wall deutlich heraus, der als Stirn- moräne eines „Aelpligletschers“ entstanden sein muß zu einer Zeit, als der Gletscher des Haupttales bereits zurückgeschmolzen war. Die mittlere Höhe seines Einzugsgebietes (ca. 2000 m) übertrifft auch diejenige des Schafbodentales (ca. 1850 m); es braucht also kein selbständiger starker Vorstoß des Kargletschers bis ins Längstal (Daunstadium) angenommen zu werden (27, S. 10), sondern die starke Moränenaufschüttung der Stufe Langenbühl-Flys entspricht einem längeren Stillstand des Rückzugs der Gschnitzvereisung.

Tappolet (27) unterscheidet hier noch drei weitere Moränenwälle, die von Hängegletschern der Schafbergkette herrühren. Doch sind diese Formen durch die frischen Schuttkegel verwischt, nur unter den Alphütten Langenbühl trennt eine 20 m tiefe Mulde einen langgestreckten Schuttwall vom Rückhang.

Die Säntisthur hat sich am Fuß des rechten Berghanges in die Moränenablagerungen eingeschnitten und nördlich des synklinal gebauten

Gersteinrückens eine kurze Schlucht in anstehendem Gestein unter der älteren Trogform geschaffen. Doch auch südlich wird der Kieselkalk-Felsstreifen des Gersteins durch eine breite Bachfurche herausgeschält; in dieses vom Weg überquerte Tälehen münden neben der oben erwähnten Langenbühlmulde die äußerst steilen Runsen der Nordwestwand des Wildhauser Schafbergs. Am Fuß dieser südlichen Längsfurche ist dadurch ein starker Schwemmkegel in das nun folgende Talbecken von Thurwies vorgetragen und die ursprüngliche Form des Talschlusses, der als reine Konfluenzstufe ausgebildet war, etwas verwischt.

Hier mündet von rechts der Tierwies-Flysalpkessel in das Längstal, in seinem unteren Abschnitt zu einer Kartreppe mit eng aufeinanderfolgenden Wandstufen ausgestaltet, bei völligem Fehlen einer Erosionsrinne. Eine nach ergiebigen Niederschlägen sehr starke Quelle entspringt in den fast senkrechten Schrattenkalk-Plattenschüssen etwa 20 m über der Schuttfläche des Talbodens und hat noch keinen Einschnitt in die Wand bewirkt. Unter dieser Stelle liegen im flachen Schuttkegel zwei Gruppen starker Quellen, ihre Wassermenge entspricht derjenigen der Sämtisthur, diese Quellbäche vermögen aber auf dem stärker geneigten Geröllboden der hinteren Thurwies ebensowenig wie die Sämtisthur sich ständig oberirdisch zu halten. Erst mit dem Aussetzen der Schuttdecke gegen die Tentschoraschlucht tritt die nun ansehnlich gewordene Sämtisthur über den Valangien-schichten aus.

Die Auffüllung und noch andauernde Erhöhung des Trogbeckens der Thurwies erfolgt also keinesfalls durch die ständigen Bachläufe, sondern durch die zwei hier mündenden, großen Runsenzüge, in denen die Lawinen alljährlich neue Trümmersmassen herunterführen, während kleinere Felsstürze nur vereinzelt den Alpboden erreichen. Der mächtigere südliche Gesellenschuttkegel hat wahrscheinlich einen älteren Taleinschnitt zwischen dem Burstel und der Gamplütalp versperrt und den Fluß an den rechten Berghang gedrängt; doch zeigt schon das Querprofil bei Tentschora ein oberes trogförmig ausgeweitetes Stockwerk, in das mit senkrechten Wänden die frische Schlucht zurück-schneidet.

In Burstel wiederholt sich der Synklinalstreifen des Gersteins in bedeutenderem Ausmaße. Von 1210 m Höhe des Thurwiesbodens fällt das Tal über die so klar angelegte Stufe des Burstel auf 1090 m herab, ohne daß hier eine verstärkte Ausräumung durch Wechsel des Gesteinsmaterials oder infolge einer Zunahme der Wassermenge mit-

gewirkt hätte. Hingegen ist eine Beziehung zu den tektonischen Abbrüchen der Wildhauser-Schafbergkette in der Gamplützone sicher anzunehmen. Die Entstehung des Talbeckens von Lauisboden-Alpli kann so nur aus der sprunghaft verstärkten Tiefenerosion des Gamplütarmes des Rheingletschers erklärt werden, dem an dieser Stelle die Eismassen des Säntisthurgletschers und Schrenitkares zufflossen, ohne daß eine Möglichkeit seitlicher Ausdehnung geboten war. In 1600 m Höhe wird die Eisoberfläche hier gelegen haben und die Volumen der beiden Gletscher können nicht wesentlich verschieden gewesen sein. Es muß also an der Vereinigung derselben ein Kolk entstanden sein, wobei in dem tektonisch stark zerrütteten Gestein die Stufe vertieft wurde.

Mit dem Absinken der Eisdecke unter 1300 m verschwand der Gamplütarm des Rheingletschers schon ganz, während der Säntisthurgletscher erst unwesentlich zurückging. Dieser überfloß nun im Alpliboden einen scharfen Gefällsknick am Austritt der steilen Engtalstrecke und arbeitete an dieser Stelle weiter in die Tiefe. Mit dem Rückzug des Eises aus dem Bühllande wurden die flachen Trogböden von grobem Moränenschutt überdeckt, doch sind nirgends mehr deutliche Wallformen erhalten. Bei dem Fehlen von Hochwasserfluten im Säntisgebirge vermag die Säntisthur nicht die gegenwärtige Höhe der Schuttdecke in den Talwannen zu verändern; ihr Bett liegt völlig flach in den Alpweiden, das Wasser wird nur bei langanhaltendem Regen getrübt.

Unter dem Lauisboden beginnt die Quertalstrecke der Säntisthur. Ihren Durchbruch ins Längsthal von Unterwasser durch die Bergkette Schwendegrat-Stein habe ich in dem betreffenden Abschnitt dargestellt, es soll hier nur noch auf einige Einzelformen hingewiesen werden.

Eigenartig ist das Fehlen einer Talstufe an dieser Stelle; das Antiklinaltal im Kern des Gewölbes III ist bis auf die Tiefe des Schrattekalkrückens des hier noch verborgenen Gewölbes VI abgetragen. Im Egglwald ist nun noch eine höher liegende Schwelle erhalten, an den widerständigeren Schrattekalkstreifen des Gewölbeschenkels gebunden. Von Rundhöckern überzogen, liegt zwischen 1080 und 1140 m Höhe eine kurze Trogschulter, in die der heutige Talboden bis auf 1050 m hinunter eingesenkt ist. Das entsprechende ältere Talsystem kann aber nicht eindeutig nachgewiesen werden; vermutlich entspricht ihm der Riegel des Burstel (heutige Höhe 1230 m) und ein Verflachungsstreifen im „Laub“wald (1210 m). Die Zuge-

hörigkeit der breiten Alpterrasse von Trosen zu diesem Talsystem (1290—1330 m), welche ganz unabhängig vom Schichtbau verläuft, ist möglich; eine entsprechende Talbodenstrecke bei Langenbühl oder den Karnischen der Flysalp zu konstruieren wäre jedoch völlig hypothetisch. Das Alter eines solchen Systems müßte ohne Kontrollmöglichkeit, nur nach den Eintiefungsbeträgen wohl schon als Präriß geschätzt werden.

Das fast ebene, breite Becken Kühboden-Ennetthur liegt über dem Muldenstreifen V, und wurde vor der Stirn des sich rasch zurückziehenden Gletschers in seiner nördlichen Hälfte von grobem Blockschutt überzogen, der zur Hauptsache einem infolge des Abschmelzens des Eises noch auf den Gletscher niedergegangenen Bergsturz entstammen dürfte. Der Querschnitt dieses letzten Talstückes vor der Einmündung in die große Längszone der Amdener-Wildhauser Mulde zeigt deutlich die Formung durch den Sämtisthur-Lokalgletscher. Die konkaven Seitenhänge setzen an einer ziemlich gleichmäßig erhaltenen Schnittlinie gegen die flachere Haupttalböschung aus, erst im Gebiet der Senonmergel des Längstales verwischen sich diese Züge, ohne daß die hier stärkere Abschwemmung die Stufe vom Wildhauser Tal torso her zurückzuschneiden vermocht hätte. Im Quertalstück sind auf dem breiten Gewölberücken die fruchtbaren Gaultschichten in großer Ausdehnung freigelegt, darunter schneidet die Sämtisthur in einer schmalen frischen Kerbe das Schrattenkalkgewölbe VI an und hat auf einer kurzen Strecke eine wilde Karstklamm mit höhlenartiger Ausweitung der Felsklüfte geschaffen.

Der Neuenalp-Gräppelen-Lauialp-Talzug.

In der westlichen Verlängerung des Sämtisthur-Antiklinaltales ist zwischen der nördlichen Kette (Neuenalpspitz-Windenpaß-Schafwies) und dem Schwendegrad im Süden ein in mehrere Talstücke zerfallender Längstalstreifen eingesenkt. Wie das Sämtisthurtal ist er zur Hauptsache aus den weicheren Neokom- und Valangiensichten des Kernes des dritten und mächtigsten Sämtisgewölbes ausgeräumt. Die Untersuchung von Rutishauser (24) hat aber das Vorhandensein großer synklinal gebauter Längsschollen, an steilen Schubflächen in der Streichrichtung abgesunken, ergeben. (24, S. 29) schreibt Rutishauser: „Doch halte ich das ganze Gebiet von Riedegg, eventuell schon von Unterstofel an bis in die Gegend von Burstel für ein zusammenhängendes großes Einsenkungsgebiet. Der Schub aus Süden hat wohl

nach erfolgter Einsenkung noch angedauert. Einsenkung und andauernder Schub haben sich tektonisch ausgelöst bis hinein in die Mulde I.“ Eine Erklärung der frühesten Talentwicklung habe ich schon im Zusammenhang mit der Entstehung der Rinnen auf der Südseite des Schwendegrates versucht (S. 149—150).

Der westlichste Abschnitt dieser Längstalzone weist zwei völlig verschiedene Formengruppen auf: die untere, enge und steilwandige Erosionskerbe des Neuenalpbaches in den weicheren Schichten des Gewölbekernes III, darüber flachere Hänge und von Unter-Stofel aufwärts ein breiter Talboden mit viel geringerer Steigung. Dieses obere Neuenalptal ist in jeder Beziehung die Fortsetzung des weiten Beckens von Hintergräppelen, die trennende Moränenbarriere wird schon von *Arn. Heim* als Endmoräne eines Gräppelenarmes des „Rotsteingletschers“ aufgefaßt und dem Bühlstadium zugewiesen (6, S. 517). *Tappolet* hat den Verhältnissen dieses Gebietes einen längeren Abschnitt gewidmet; er weist auf die Unmöglichkeit hin, hier verschiedene Phasen der Aufschüttung nachzuweisen (27, S. 13): lokale Grundmoräne kann nicht von Gehängeschutt, angeschwemmte Alluvialmassen können nicht von verschwemmten Moränenablagerungen auseinandergehalten werden.

Die Mächtigkeit der Moränenablagerungen bei Riedegg ist unbekannt, der eigentliche Moränenwall erreicht aber nicht viel über 20 m Höhe. Ein Sattel bestand hier jedenfalls schon vor der letzten Hauptvergletscherung und infolgedessen auch bereits die Trennung in zwei verschiedene Abflußgebiete, die heutige Anordnung der Entwässerung ist also keinesfalls erst dem Bühlstadium zuzuschreiben. Eben- sowenig läßt sich die Altersstellung der Moränenbarriere von Riedegg eindeutig festlegen: wie die Grundmoränendecke der ganzen Talzone besteht auch sie vorwiegend aus umgelagertem, älterem Aufschüttungs- material, während die letzte Gestaltung der Formen durch das Eis in der Bühlzeit erfolgte. Damit die Gletscher der Neuenalpspitz-Schaf- wies - Kette noch selbständig vordringen und sich zu einem großen Talgletscher Hintergräppelen-Lauialp vereinigen konnten, ist eine Lage der Schneegrenze auf etwa 1400 m auf der Südseite des Gebirges erforderlich.

Nach dem Rückzug des Eises erfüllte vorübergehend ein See das flache Becken, das Fehlen von Aufschlüssen verhindert aber die Aufhellung der stattgehabten Entwicklung. Weder der flache Ried- boden noch die Hänge darüber zeigen deutliche Terrassen; heute verschwindet das kleine Riedbächlein, ohne weiter erodieren zu können,

in einem Felstrichter am Fuße der südlichen Bergkette. Die geringe Wassermenge läßt vermuten, daß im Untergrund noch andere Versickerungsstellen vorhanden sind. Der Wiederaustritt des Wassers erfolgt in den Quellen nördlich der Thur bei Starkenbach; die etwas näher gelegenen Quellen von Alt-St. Johann werden, wie *Rutishausr* vermutet, wohl aus dem Churfirstengebiet gespeist.

Ungefähr auf derselben Höhe wie das Gräppelenried liegt in dem nach E schmaler werdenden Talgebiet der kleine Gräppelensee. Die Verhältnisse sind ganz analog: auch hier bestand wahrscheinlich einmal ein flaches Becken mit einem unterirdischen Abfluß, doch ist die Moränenüberdeckung stark genug, um den Untergrund völlig abzudichten. Der See wird von einem unbedeutenden Moränenzug abgedämmt und ist durch den kleinen Zufluß im Westen schon zur Hälfte verlandet. Etwa 200 m östlich des Seeleins liegt eine, sich gegen die rezente Bachkerbe deutlich absetzende Stufe von 30 m Höhe; das Tal biegt über die konvexe Schulter nördlich ab, in dem langgestreckten Trogtal fließt nun der Seebach zur Lauialp hinunter.

Der schmale, von verschwemmten Lockermassen gebildete Talboden wird von zahlreichen Bergsturz- und Schuttkegeln auf der nördlichen Talflanke begleitet; das leicht verwitterbare und meist stark zerstörte Gesteinsmaterial trägt aber guten Alpboden (kein Schrattenskalk-Schutt vorhanden). In 1200 m Höhe bricht das Längstal ganz unvermittelt in das Sämtisthur-Tal ab; am Stufenrand hat sich der Seebach schon so weit eingeschnitten, daß schöne Aufschlüsse mächtigen grobblockigen Moränenmaterials entstanden sind. Es ist hier in die Nische des Nebentales eine große Seitenmoräne des Sämtisthur-Rotsteingletschers abgelagert worden, über die sich seither noch der Gehängeschutt ausbreitete. Die Stufe aus dem Gräppelental zur Sämtisthur hinunter hat eine Höhe von 150 m; davon ist ein sehr wesentlicher Teil infolge der Aufdämmung des Seitentales durch die Moränenmassen zustande gekommen. In 1140 m Höhe deuten Quellen die anstehende Talsohle an.

Zusammenfassend ist der ganze Längstalstreifen von der Neuenalp bis zum Sämtisthur-Tal am Fuße des Wildhauser Schafbergs als eine tektonisch bedingte Tiefenzone zu bezeichnen, deren Ausbildung durch die auftretenden, wenig widerständigen Gesteinsschichten begünstigt wurde. Trotz der Nähe der tiefen Erosionsbasis im Thurtal blieb die Ausräumung später infolge der Entstehung einer unterirdischen Entwässerung zurück und die letzten Vergletscherungen brachten dann vorwiegend eine Verschüttung der Talsohle.

Das Gebiet von Gamplüt, Lisigweid und der Teselalp.

Diese ausgedehnten Hochflächen brechen rund 300 m über dem Talboden von Wildhaus ab und leiten rückwärts zu dem heute keine entsprechende untere Fortsetzung mehr besitzenden Hochtal der Teselalp hinauf. Die Einzelabschnitte sind so verschieden ausgestaltet worden, daß der alte Zusammenhang heute völlig verwischt ist. Auch hier müssen die tektonischen Verstellungen noch angedauert haben, als die Taleintiefung schon weit fortgeschritten war. Der mächtige kesselförmige Talschluß an den Simmiquellbächen liegt auf der Höhe von Wildhaus (1100 m); der von dieser Stelle in SE-NW-Richtung ausgehende Talzug über Bodenalp und Stofel zur Gamplütalp kann nicht als gewöhnliche Erosionsform entstanden sein, sondern ist mit der großen tektonischen Störung am Westende der Wildhauser-Schafbergkette in Verbindung zu setzen. Die Ausgestaltung der Oberfläche wurde durch die Eisströme, die sich hier verbanden und nach Westen wiederum in zwei Arme schieden, jeweils stärker beeinflußt, aber ein bedeutendes Ausmaß wird der glazialen Eintiefung auch hier nicht zukommen. Es kann aber die Frage aufgeworfen werden, ob die Ausräumung dieses zum Haupttal parallelen Talzuges Lisigweid-Gamplüt-Alpli gegenüber dem in der Einschnidung zurückgebliebenen Teselalptale durch die viel größeren Eismengen eines Rheingletscherarmes zustandekommen konnte. Jedoch entspricht die grabenartige Einsenkung in den Lisigweidrücken und der scharfe Abfall von der Frosalp so eindeutig den tektonischen Querstörungen der Wildhauser-Schafberg-Westseite, daß auch für das Teselalptal-Westende eine tektonische Entstehung gegeben ist. Hingegen ist der ehemalige Bergrücken vom Schafberg gegen den Frosalpvorsprung im Muldenzug V durch das selektiv abtragende Eis entfernt und dadurch sind die frischen, geschlossenen Felswände über der Frosalp herausgeschält worden.

Die ständig wirkende Denudation genügt nicht zu einer vollständigen Herausarbeitung des nach Westen einsinkenden Gewölbezuges VI. Ueber einem steilen Anstieg vom Wildhauser Talboden verflacht sich das Gelände nach oben immer mehr, die Lisigweid liegt auf dem breiten Gewölberücken; eine ebene Alpfläche erstreckt sich westwärts über die hier morphologisch gar nicht in Erscheinung tretende Synklinale V bis an den Fuß der hoch aufragenden Steinkette. Die von einzelnen tieferen Querrinnen und vielen Terrassen überzogene Berglehne zeigt eine starke Unabhängigkeit von der geologischen Zusammensetzung des Untergrundes, eine mehr oder weniger zusammen-

hängende Moränendecke überzieht das Gelände und füllt besonders die breiten Rinnen, während die einzelnen Felsrücken zu Rundhöckern abgeschliffenen Schichtköpfen entsprechen. Gegen Osten treten die Wiesenflächen zurück und die Waldstreifen verdichten sich im steiler werdenden Hang zum geschlossenen Hochwald; hier ist im Schrättalkalk auch noch starke Karrenbildung vorhanden (etwas unter 1300 m Meereshöhe herunter).

Nach Westen sinkt das Gelände flacher als die Gesteinsschichten ab; die Lisigweid geht in einen langgestreckten breiten Bergrücken über, der durch eine flache Mulde (Schnurweid) vom Abfall der Steinkette getrennt wird. In dieser Senke treten mehrere Quellen aus, so daß ein ständig wasserführendes Bächlein sich in die weichen Flyschgesteine der Muldenzone V einschneidet. Dieses Tälchen entspricht der Verflachung drüben am Fuß des Schwendegrates.

Die Lisigweid wird nach NE von einem fast horizontalen tafelförmigen Rücken in 1360 m Höhe abgeschlossen. (Die alte fehlerhafte Karte zeigt 1335 m). In gerader Linie zieht dann der Abbruch zur Bodenalp und dem Gamplütboden quer über den Antiklinalstreifen VI und die Synklinale V, er schließt an den steilen Abfall des Steins gegen E mit seinen merkwürdigen tektonischen Störungen an. In der Scheitelzone der Talrinne zwischen Hag und dem Riedboden sind die geologischen Verhältnisse durch starke Moränenüberdeckung verhüllt, doch ist die nordöstliche Begrenzung des Tales genau parallel zur südwestlichen. Die Grabensohle verflacht sich genau an der Kreuzung mit der Bergkette Stein-Mietplätze zu einem ebenen Riedboden in 1325 m Höhe, während der südöstlich außerhalb des Gebirgszuges liegende Moränensattel auf 1352 m hinaufreicht. Ähnlich wie im Gräppelental hat auch hier die letzte Vergletscherung aufschüttend gewirkt und hinter dem angehäuften Moränenriegel, der seine jetzige Form durch einen Vorstoß des Sämtisthurgletschers zur Bühlzeit erhalten haben wird, kam es zur Bildung eines Sees, der aber rasch vermoorte. Heute hat wieder die Verkarstung eingesetzt, der Abfluß des Riedes verschwindet nach kurzem Lauf, sowie er auf anstehendes Gestein übertritt, auf der Linie der Querstörung am Ostende des Stein.

Die zwei Hauptdislokationen zu jeder Seite des Wildhauser Schafbergs, der NW-SE streichende Gamplütbruch und der NNE-SSW bis fast N-S streichende Schafboden-Bannwald-Bruch, stoßen im Scheitel des Gewölbes VI aufeinander. In dieser Zone starker tektonischer Zerrüttung und andauernder Hebung des Ostflügels mit dem Keil der

Frosalp ist das wenig weiter westlich noch vollständige Gewölbe bis in den Neokomkern abgetragen. Von den kurzen, steil eingeschnittenen Rinnen des westlichen und des östlichen Quellbaches der Simmi, welche subsequent der Grenze zwischen der helvetischen Säntisdecke und der ultrahelvetischen Flyschdecke folgen, führt der dritte mittlere Quellbach nur wenig eingeschnitten über den Südschenkel des sechsten Gewölbes in die breite, auf drei Seiten von steilen Berghängen umgebene Nische Unteregg hinauf. Ihre Höhenlage (1120 m) läßt diese Nische als äquivalent den Wildhauser- und Schönenboden-Terrassen erscheinen, doch überdecken noch Lokalmoränen des Bühlstadiums den kleinen Talkessel. Während der Südschenkel des Schrattenkalkgewölbes von Lisigweid über Egg und wieder hinauf zum Gulmenwald weggeräumt wurde, ist im Nordschenkel unter der Frosalp und der Mündung des Teselalptales infolge der Untergrabung der Schichtköpfe ein Steilabfall von 200 m Höhe entstanden. Die obersten Schrattenkalkschichten fallen viel flacher gegen den Berg ein, daher sind hier auch senkrechte Wände ausgebildet.

Schluchtartig ist der nur zur Zeit der Schneeschmelze wasserführende Bannwaldbach in den Schrattenkalk eingeschnitten. Die größere Steilheit der Westseite mit dem mehr zurücktretenden östlichen Berghang weist auf die tektonische Verstellung mit relativer Hebung des Frosalpkeiles hin, die Sprunghöhe erreicht kein großes Ausmaß.

Der Rücken der Frosalp liegt plateauartig, hoch über dem Bannwaldkessel. Auf Seewerkalken der Muldenzone V senkt sich der wellige Alpboden vom höchsten Punkt in 1447 m Höhe konvex nach NE zur Austrittsstelle des Teselalptales bei 1380 m, während nach SW ein schärferer steiler Abfall zur Bodenalp-Gamplüttalung vorliegt. Der ganze Rücken der Frosalp zeigt glaziale Ueberformung, das Eis floß in der Richtung des Schichtstreichens und hat langgestreckte, flache Rundhöcker hinterlassen; ich habe schon weiter oben darauf hingewiesen, daß hier sehr wahrscheinlich vom Gletscher eine frühere, südliche Verlängerung des Schafbergs abgetragen wurde. Der Abfluß des Teselalptales bog schon primär an dem tektonisch vorgezeichneten Querdurchbruch ins Haupttal östlich Wildhaus hinaus.

Das Teselalptal ist in seiner ganzen Erstreckung ein Synklinaltal. Die untersten Hänge der rechten Talseite werden von grobblockigem Gehängeschutt, Bergsturztrümmern und Moränenmaterial in sehr bedeutender Mächtigkeit gebildet, ohne daß sich besonders ausgeprägte Formen zeigen. In dem einfach gebauten Talzug ist wohl nie viel

Felsmaterial vom Gletscher verfrachtet worden, der Eisrand verlief geradlinig und die Abschleifung des Untergrundes konnte höchstens feinen Schutt liefern. Die so regelmäßige Trogform ist aber nicht mit der Muldenform der Synklinale gleichzusetzen; auch auf der ständig im Schrattenkalk liegenden südlichen Talseite ist die Oberfläche eine Schnittfläche und im Anstieg der Nordseite zur Kraialp tritt man schon wenig über der Talsohle vom Seewerkalk auf Schrattenkalk hinüber und die hochgelegenen Terrassen sind durch den völligen Abbau des Schrattenkalkscheitels im fünften Gewölbezug bedingt.

In 1750 m Meereshöhe erst wird das Tal von einem Schuttwall verbaut; dieser ist durch einen Bergsturz aus dem Gätterifirst entstanden und staut das Tal zu einem großen Kessel „Gruben“ auf (6, S. 300). Die hochgelegenen Mündungen der Kraialp und des Schafbodenkessels in das Längstal bewirken keinerlei Veränderung im Verlauf von dessen steiler Felsumwandung; es fehlt eben jede oberflächliche Entwässerung und die Gestaltung von Konfluenzstufen ist wegen des kleinen Ausmaßes der Kargletscher ausgeblieben.

Gulmen und Gätterifirst.

Das südlichste Säntisgewölbe, schon oberhalb Unterwasser ausgebildet, aber bis zum Bannwaldkessel nicht als selbständige Bergkette entwickelt, steigt östlich von diesem ganz unvermittelt in einem Zuge bis zu 1650 m Höhe empor. Daran schließt sich weiter der breite Gulmenrücken mit geringerer Steigung an, in seinem höchsten Punkt am Ostende auf 2000 m hinaufreichend. Das Schrattenkalkgewölbe ist noch voll erhalten, pultähnlich liegt der breite Bergrücken den Schichtflächen auf, während die beiderseitigen Abdachungen in die Schichtbänke einschneiden und besonders der steile Südabfall aus der Zurückwitterung des flach liegenden Kalkgesteins hervorgegangen ist. Der ganze Gulmenzug ist bis an die Waldgrenze hinauf von Krüppelholz bewachsen und schwer zugänglich, die Verkarstung dabei sehr intensiv und dem Wassermangel ist auch das Ausbleiben einer alpwirtschaftlichen Erschließung zuzuschreiben. Oestlich des Gulmen bricht das Gewölbe im Scheitel auf, das Neokomfenster der Alp Plangg scheint aus dem Absinken des Südschenkels an senkrechten Querbrüchen hervorgegangen zu sein. Die östlichen Bruchschollen sind auch in der Richtung verstellt; es liegt dazu eine bedeutende Längsdislokation vor, durch Schenkelbrüche ist auf der ganzen Strecke vom Gulmen bis zum Hohenkasten der Scheitel des Gewölbes verhältnis-

mäßig ausgeweitet worden. Nur im Furgglenfirst blieb eine breite Scholle unverändert und weist daher auch noch das volle Schrattengewölbe auf. *Heim* bezeichnet eine solche Dislokation als „verstärkenden Längsbruch“ (6, S. 46), sie bedeutet eine Steigerung der Faltung, ein Herausdrängen des Gewölbekerns nach oben und außen.

Die Verbindung eines solchen großen Längsbruches mit zahlreichen kleineren Querbrüchen führte zu einer starken Zertrümmerung des spröden Schrattenkalkes, der Südschenkel ist hier auch tief abgewittert und der Neokomkern im steilen Rheintalhang aufgedeckt. Der Schrattenkalk-Nordschenkel hingegen, senkrecht einfallend und nach oben nur leicht gegen SE abbiegend, trägt nun den isoklinalen Gebirgskamm. Ein schmaler, zackiger Längsgrat, von scharfen Breschen durchsetzt, die längs den Querbrüchen den Kamm zerschneiden, so stellt sich die südlichste Säntiskette, im Gätterifirst und den Kreuzbergen in auffallend gleichbleibender Höhe dem Beschauer aus dem Rheintal dar. Die äußerst steilen Neokomhalden unter den Felstürmen bilden dagegen fruchtbare Alpweiden; es sind Schafwiesen oder Heuberge, da für Rinder das Weiden zu gefährlich wäre.

Das ausgedehnte Wiesen- und Waldgebiet in der Flyschzone zwischen der Simmischlucht und Sax bildet einen ganz andersartigen Sockel der Gebirgskette. Er ist gekennzeichnet durch die weichen, undurchlässigen und Rutschungen ausgesetzten Mergelschiefer. Im Gegensatz zu den trockenen Alpflächen der Kreidezone herrscht hier Ueberfluß an Wasser und zahlreiche Bachgräben und Runsenzüge durchschneiden die Hänge. Die Moränendecke ist zum Teil abgespült. Bewaldung und das Fehlen zusammenhängender Aufschlüsse erschweren eine geologische Kartierung, die hier bisher noch nicht durchgeführt wurde. Die ganze Berglehne wurde überdies von der letzten Vergletscherung stark überformt und zeigt zahlreiche schmale Terrassenleisten mit kleinen Längstälchen. Eine breitere und zusammenhängende Terrassenfläche oberhalb von Gams in 700—680 m Höhe (Zollhaus-Münschenberg) und 630—620 m bei Halderhäuser zeigt wahrscheinlich den Trogrand des Bühl-Rheingletschers an.

Ich bin in der Behandlung der südwestlichen Hälfte des Säntisgebirges bisher auf viele Einzelheiten eingegangen und habe besonders den tektonischen Verhältnissen, welche hier allen Landschaftsformen zugrunde liegen, einen großen Platz eingeräumt. Dabei ergab sich, daß in vielen Fällen doch ein auffälliges Abweichen der Bergketten oder des Verlaufs von Tälern von der Gewölbe- und Muldenanordnung und

somit dem Schichtbau vorhanden ist. In der Behandlung des nordöstlichen Gebirgsteiles kann ich, um Wiederholungen zu vermeiden, von einer vollständigen Beschreibung absehen und nur die wesentlichen Züge anführen, um etwas ausführlicher auf einige Abweichungen von der allgemeinen Bauentwicklung einzugehen.

B. Der nordöstliche Säntis.

Die Nordkette.

Schon in dem 100 m tiefen Einschnitt zwischen Säntisgipfel und Gyrespitz ist die erste Synklinale gekennzeichnet; nach E fällt das breite, den überliegenden Gewölben entsprechend asymmetrisch gebaute Fehlalptal steil ein; dadurch ist der Antiklinalzug I im Gegensatz zum Westsäntis als selbständige Bergkette entwickelt und zeigt eine einfache, nur durch Querstörungen komplizierte, selektive Gliederung. Das überhängende Gewölbe ist bis in den Valangienkern aufgedeckt, der Hauptkamm auf 3 km Länge bis in die Hängetentürme in die Valangienkalk-Schichtköpfe des steil aufgerichteten Südschenkels gerückt. Darunter ist der Kieselkalk zu einer breiten, flachgeneigten Hochfläche mit riesigen Karrenbildungen besonders an den Schichtklüften abgetragen. Im Nordhang steigt der Vorderschenkel der Valangienkalke mit dem Oehrli bis zu der Höhe des Hauptkammes empor, das eigenartige Antiklinaltal der Oehrigrub ist hier in Gipfelhöhe ausgebildet und von karähnlichen Dolinentrichtern überzogen (6, Taf. III Pr. 14). Längs einer mächtigen Querdislokation an der vorderen Wagenlücke sinkt der Gewölbesüdschenkel in die Tiefe; ähnlich wie im sechsten Gewölbe sind auch hier verstärkende Längsbrüche beteiligt und in der Altenalp liegt die ganze Südseite des Berges auf oberen Valangienmergeln. Ueber dem enggepreßten Gewölbekern ist hier unabhängig von dem Gestein eine breite Verebnung in 1590 m Höhe vorhanden. Der Rückhang ist von Geröllhalden überschüttet, die ganze Form erinnert aber noch an eine karähnliche Eintiefung auf den relativ weichen aber doch gut durchlässigen Mergelkalkschichten. Man könnte ebensogut die Altenalp als eine große Schneedoline bezeichnen. Oestlich von ihr schließt sich das Valangien-Kalkgewölbe wieder im Schäflergipfel (1923 m).

Eines der schönsten Beispiele selektiver Herausschälung der Bergformen bietet der nun folgende Abschnitt vom Schäfler über die Tafel des Zisler zur Ebenalp. Infolge des Einfallens der Gewölbeachse nach

Osten, das von steilen Verwerfungen verstärkt wird, setzt am Neuenalp-Schiblerbruch wieder die Schrättkalkhülle ein; wenig weiter östlich ist nochmals aus dem aufrechten Gewölbe das Mittelstück entfernt. Der tiefe Garten-Talkessel reicht von der Nordseite der Bergkette schief über dem Gewölberücken an den Scheitel heran, wo nur eine schmale Schichtbrücke bei Klus die beiden Schenkel verbindet (6, Taf. III, Pr. 18).

Es ist also ein Antiklinaltal in den flachgebogenen Gewölbescheitel eingesenkt, auf beiden Seiten von senkrechten Felswänden begleitet. Eine nördliche breitere Schulter sinkt rasch ab zu dem offenen Tal-
ausgang, der schief am Gebirgsrand abschneidet, 250 m über den höchsten Alpweiden des Vorlandes und ohne jede Beziehung zu diesem. Der südliche, von zahlreichen kleinen Querbrüchen durchsetzte Gewölbescheitel ist im Zisler nur als schmale Mauer erhalten, „eine Scheitelrippe“ von Schrättkalk. Diese verbreitert sich nach Osten wieder zum vollen Gewölbeschenkel der Ebenalp. *Albert Heim* gibt S. 147—157 eine ausführliche Beschreibung dieser Region und weist auf die Bedeutung der Brüche für die Oberflächengestaltung hin. Am Bommenbruch sinkt der Berg um nahezu 400 m senkrecht ab. Schon auf der Ebenalp und in noch stärkerem Maße auf der tieferen Bommenalp ist die Seewerkalkdecke erhalten und damit stellt sich auch wieder guter Alpboden ein. Die tafelartige Bommenalp ist als tektonische Scholle zu bezeichnen, gegen Osten biegt die Gewölbeachse steil ab und taucht unter das Flyschgebiet von Schwende. (Längsprofil: 6, S. 155). Die Formen der Berggruppe sind tektonisch bedingt und geben wenig Hinweise auf den Gang der Entwicklung; doch wird das Relief schon weitgehend ausgeglichen gewesen sein, als die jüngsten Querdislokationen und damit die verstärkte Heraushebung des Gebirges einsetzten. Es ist möglich, daß Ebenalp-Bommenalp das Erbe einer alten Flachform darstellen, welche über dem bereits von zahlreichen Querbrüchen durchsetzten Gewölbescheitel entstanden war und bei erneut einsetzender Hebung des Gebirges an alten Bruchflächen in große Schollen zerrissen wurde. Das Längsprofil Zisler-Ebenalp-Bommenalp (6, S. 155) zeigt die zwei Arten der vertikalen Verwerfungen und das flexurähnliche Absinken der Gewölbeachse nach Osten.

Das zweite Gewölbe ist östlich des Säntisgipfels zur regelmäßigen Monoklinalkette der Roßmad entwickelt, die geradlinig gegen Meglisalp absinkt. Die senkrechten Wände im Ausstreichen des Schrättkalks über dem freigelegten Neokomkern der Nordseite und eine steile,

von Karren zerfurchte südliche Abdachung bei treppenförmiger Herauswitterung der Schichtflächen sind bezeichnend für die stark nach Norden überliegende, isoklinale Faltung. Von 1800 m Höhe bricht vor der Meglisalp der Gewölbeschenkel unvermittelt ab, 500 m tief ist ein Querschnitt des Berges freigelegt und in die Verlängerung der Kette legt sich ein breites Tal mit aufgeschütteter Sohle.

Die Schrattenkalkplatte der Roßmad zieht im Sockel der von Süden vortretenden Marwies weiter, während die vom Großschnee bis zur Meglisalp ausgeräumte Synklinalzone II in die Wände der Gloggeren hinaufstreicht. Hier sind die Beziehungen zwischen dem ersten und dem zweiten Gewölbe nicht ganz klar; das Säntisgewölbe sinkt an der großen Transversalverschiebung, die schon das Gyrespitzgewölbe zwischen den Hängeten- und Altenalptürmen durchschert, unter das Seealptal und wird von dem wenig nördlicher liegenden Hüttenalpgewölbe (II c) abgelöst. Der im oberen Fehlalptal auf nur 20 m reduzierte Seewerkalk der Mulde I verbreitert sich talaus erst auf 200 m und verschwindet wiederum zwischen Steckenberg und Seealpsee. Infolge der longitudinalen Schenkelbrüche ist der Neokomkern des ersten Gewölbes über die Seewerkalkschichten der Mulde herausgedrückt (6, Fig. S. 63); der Nordschenkel des zweiten Gewölbes ist vollständig abgetragen oder in der Tiefe verdeckt. Die lange und tief eingeschnittene Talinie vom Seealpboden über den See und die Schwendebachschlucht nach Wasserauen streicht quer über den Gewölbescheitel II hinweg. Es lagen hier noch bedeutende Komplikationen des tektonischen Baues vor, die durch die Ausräumung des Längstales der Beobachtung entzogen sind. Schon *Albert Heim* nimmt einen Zusammenhang dieser Störungen mit der fortschreitenden Abtragung der Oberfläche an (6, S. 65): „In den tieferen Teilen ging die Faltung in völlig geschlossenem Gebirge vor sich. Höher oben hatten gegen das Ende der Faltung schon Längstalausspülungen auf den Muldenzonen begonnen. Wenn weiterer Zusammenschub das Gewölbe enger pressen wollte, so wurde der Gegendruck nach oben und außen zuerst im Gewölbeschenkel geschwächt, und dementsprechend konnten Ausweichungen in jener Richtung eintreten.“

Der Einschnitt des Schwendebaches im Gewölbescheitel II c bei Reslen und die steile Schlucht nach Wasserauen hinunter sind wohl als Rückwärtsverlegung einer durch den Sax-Schwende-Bruch entstandenen Talstufe zu erklären, bei starker glazialer Abschleifung des in spitzem Winkel über das Tal hinwegstreichenden Schrattenkalkschenkel des Hüttengewölbes (Abb. 10). Dabei muß für den kurzen Ein-

schnitt bei Reslen der Einsturz der Kalkdecke durch den noch heute zum Teil unterirdisch verlaufenden Seeabfluß bewirkt worden sein. Von der alten Fortsetzung des Seealptales vor der Aufschneidung des Gewölbes IIc ist die Terrasse der Hüttenalp übriggeblieben, die aber nicht mit der gleich hohen Terrasse von Bommenalp in Verbindung gebracht werden kann.

Die mittleren Ketten: Altmann-Hundstein und Marwies-Alpsiegel.

Der Südschenkel des mächtigen dritten Gewölbes streicht vom Altmann gegen das Fählental hinaus. Etwas weiter nördlich ist eine Sekundärfalte ausgebildet, die nach Osten zusehends an Tiefe gewinnt; dem verdreifachten Schichtkörper ist hier ja auch die Massigkeit der Gebirgskette zuzuschreiben, deren Nordabfall in den Kern der Antiklinale eingeschnitten ist. In der Mitte zwischen Altmann und Hundstein setzt der Schrattenkalkkern der Nebenmulde ein, während gleichzeitig der Außenschenkel stärker abgetragen ist und in die Tiefe sinkt. Damit streicht der Hauptkamm zwischen Fählenschafberg und Hundstein (2159 m) über die Mulde hinweg (6, Taf. III, Pr. 17) und liegt vom Hundstein an wieder isoklinal auf den steil südfallenden Schrattenkalkschichtköpfen. In steilem Abstieg fällt die Kette nördlich des Fählensees zur Stiefellücke ab.

Die Talzüge Oberkellen und Widderalp reichen, der erste von Westen, der zweite von Osten her in der Antiklinalzone III an die Sattelregion des Bötzel (1857 m) heran. (Abb. 3.) Nördlich davor steigt der im Meglisalp-Oberkellental fast abgetragene, liegende Schenkel des dritten Gewölbes steil hinauf zur Marwieskette (2042 m). Ein Querkamm über dem Antiklinalkern verbindet also die beiden getrennten Flügel derselben tektonischen Einheit, die hier schon tief bis in die untersten Schichten abgetragen ist. Der weite südliche Abhang der Marwies erscheint wenig gegliedert, doch sind am Südostfuß die mächtigen Dreifaltigkeitszähne als Valangienkalk-Schichtplatten herausgeschält. Steil bricht dagegen der Nordabfall über schmale Schichtstufen aus 2000 m Höhe zum Seealpsee und der Hüttenalp auf rund 1200 m Höhe ab. (Querprofil 6, Tafel III, Pr. 17 u. 18). Die Verhältnisse sind analog dem Abfall der Nordkette, auch hier ist ein Synklinalzug in der Wand angeschnitten; die scheinbar sinnwidrige Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten wurde von *Albert Heim* als Einwicklung einer Falte erkannt (6, S. 96): „Die Struktur der Marwies ist entstanden durch nördliches, totales Umlegen und Einwicklung des Gewölbescheitels des großen Altmanngewölbes“.

Ph. Kuenen gab 1929 eine neue „ontologische“, wir sagen besser tektonische Erklärung dieser Einwicklung, die er als frühe Aufschiebung einer Deckenstirn mit späterer, breiterer Auffaltung des ganzen Schichtkörpers zu einem einheitlichen Gewölbe auffaßt (12).

Der Unterschied vom Westsüntis zum Ostsüntis ist weniger in der Faltung als in den späteren tektonischen Verstellungen begründet; dort ist der Gewölbekern III im Gräppelental tief abgesunken, das zweite Gewölbe dagegen mächtig entwickelt; hier vor der Marwieskette fehlt dagegen das zweite Gewölbe und dafür ist der Nordschenkel des mächtigen Altmanngewölbes noch voll erhalten.

Der Sax-Schwende-Bruch, der im Osten die Marwies durchschneidet, ist nicht sofort in seiner vollen orographischen Bedeutung erkennbar; die Gebirgskette zieht ja trotz der tiefen Sättel von Bogarten ungefähr in derselben Richtung weiter und auch die angrenzenden Täler scheinen einheitlichen Ausräumungszonen zu entsprechen. Doch die geologische Uebersicht zeigt, daß der flachliegende Gewölbescheitel des Alpsiegels der Südschenkel des dritten Gewölbes ist, also der Hundsteinkette entspricht. Der in der Marwies mächtige Schrattenkalkzug des Vorderschenkels wird vom Sax-Schwende-Bruch abgeschnitten und zieht als schmaler Schichtstreifen am nördlichen Fuß des Alpsiegels weiter. Das dritte Gewölbe ist an diesem Bruch im Kern gemessen um 850 m, im Nordschenkel sogar mehr als 1000 m auseinandergerissen. Der Ostflügel ist dabei nach Norden abgesunken und außerdem senkrecht verstellt, so daß sich entsprechende Schichten ca. 700 m tiefer finden. Die ausführliche Beschreibung des Sax-Schwende-Bruches und seiner orographischen wie auch der tektonischen Rolle verdanken wir *Marie Jeresch*. (6, S. 197—225).

Im Landschaftsbild kommt der Uebergang zur östlichen Scholle besonders in dem Zurücktreten der schroffen Formen zum Ausdruck. Die Kammhöhe fällt nur um 200 m ab, der breite Rücken des Alpsiegels ist von einem ganzen Netz von Brüchen durchsetzt und im obersten ziemlich flachen Teil zu einem ausgedehnten Dolinenfeld geworden. Die einzelnen Kessel reihen sich schnurartig an die bedeutendsten Bruchlinien; sie sind besonders in dem wenig mächtigen, schwer durchlässigen Gaultstreifen schön ausgebildet. Hier waren die Voraussetzungen zur Bildung großer Dolinen gegeben, doch hatten die Verwerfungen auch die Gault- u. Seewerkalkdecke zerrissen, so daß einsickerndes Wasser die rinnenartige Anordnung der Gruben und bei Fehlen einer zusammenhängenden Verwitterungslehmschicht auch tiefe Spalten im Schrattenkalk entstehen ließ.

Am Alpsiegel sinkt die Gewölbeachse mit mehr als 20 % Neigung nach Osten ab und taucht im Flysch der Synklinalzone III—V unter. Das Brültobel ist nicht in dieser Muldenzone gelegen, sondern durchbricht antezedent das Schrattenkalkgewölbe, es folgt bogenförmig dem Eintauchen der Marwies-Alpsiegelkette. Vor dem Austritt der Schlucht in das Talbecken von Brülisau ist der schon reichlich wasserführende Bach einem der zahlreichen Querbrüche gefolgt und hat einen tiefen klusförmigen Kessel in den Neokomkern des Gewölbes eingegraben. Die schmale Leiste im rechten Talhang bei Hasler (ca. 1030 m) gibt uns vermutlich die Höhe des Talbodens zur Riss-Würm-Interglazialzeit an. Die gesamte Eintiefung der Würmzeit und des Postglaziales beträgt dann hier rund 80 m. Das Brültobel ist mit der Schwendebachschlucht heute die einzige Stelle andauernder Erosion im Innern des Säntisgebirges.

Die Südkette vom Roslenfirst zum Hohenkasten.

In der Verlängerung des Teselalptales ist zwischen den Kreuzbergen und dem Roslenrücken der hochgelegene Taltorso der Roslenalp eingesenkt. Das schmale Synklinaltal öffnet sich an seinem nordöstlichen Ende am Fuße des Furgglenfirstes mit einem tiefen karähnlichen Kessel ohne irgend eine Abflußrinne gegen das Rheintal. Hier schneidet der Sax-Schwende-Bruch die südliche Kette; an ihm brechen sowohl die Kreuzberge wie auch der Roslenfirst nach Osten ab, an deren Stelle tritt nun die einfache Antiklinalkette VI mit dem Furgglenfirst genau in die Verlängerung des Roslenalptales. Orographisch aber schließt der Furgglenfirst über die schmale Saxerlücke (1651 m) an den Roslenfirst an. Im tektonischen Bau dagegen liegt die Fortsetzung des breiten Schrattenkalkgewölbes V, über dem am Roslenfirstgipfel (2154 m) auch noch eine geringe Seewerkalkdecke erhalten ist, im Stiefelgewölbe. Die Verstellung des Ostflügels beträgt hier in der Horizontalen 600 m, die Sprunghöhe des Bruches über 300 m, das Stiefelgewölbe ist dabei vor das Fählenalptal geschoben worden, während die ehemalige Fortsetzung des Roslenalptales (heutiger Stufenrand zum Kessel unter dem ersten Kreuzberg 1730 m), noch im Bollenwies-Furgglentalstück (1460 m) vorhanden ist.

Die Entstehung dieser Hochtäler fällt damit schon vor die letzte große tektonische Phase, welche im Sax-Schwende-Bruch ihren stärksten Ausdruck gefunden hat. Die heutige Tiefe des Fählenalptales braucht nun natürlich nicht schon zur Zeit der Dislokation vorhanden gewesen

zu sein, wie *M. Jerosch* vermutete; das Tal besitzt ein beträchtliches Einzugsgebiet und kann noch nach der Versperrung seines unteren Ausganges von einem Bach, der an den Verwerfungsklüften einen unterirdischen Ablauf fand, bedeutend übertieft worden sein. Die Vereisung schuf später die glatten Wandungen und verschüttete den Talboden vor der Schwelle, so daß nach ihrem Schwinden ein See entstand, der heute wieder infolge der Ausspülung der Felsklüfte langsam absinkt. Ganz unbedeutend war dagegen die Eintiefung des Roslenalptales, wo als einzige Stelle im Säntisgebirge ein Längstal und der angrenzende Gewölberücken ganz im Seewerkalk erhalten sind. Trotzdem die Strukturform des Gebirges hier so rein herausgeschält ist, muß diesem Abschnitt ein hohes Alter zukommen; die Denudation arbeitet viel rascher an der Zurückverlegung der steilen Wandabstürze als an der Erniedrigung des flachen, verkarsteten Gewölberückens, der also nicht in die Breite wachsen kann. Die Flachform ist selbstverständlich strukturell bedingt und darf nicht aus einem alten Einebnungssystem hergeleitet werden; sie ist jedoch immer noch der Zeuge eines früheren Reliefs mit viel geringerer Eintiefung der Gebirgstäler.

Der Furglenfirst und weiter östlich der Stauberensfirst sind als Antiklinalkämme aus dem Neokomkern des sechsten Gewölbes herausgeschält; dieses legt sich nun mehr und mehr über. Vom Amboß über die Häuser bis zur Stauberenzanzel ist der Schrattenkalksüdschenkel erhalten geblieben; er reicht in einer schmalen Brücke gerade noch in den Nordschenkel hinüber und ist dann auf 4 km Länge über der Stauberenkette wieder völlig abgetragen. Die Alpterrasse von Alpeel, deren Außenkante auf 1320 m Höhe liegt, ist in der südlichen Abdachung an der hier beginnenden Nebenfalte VII in der Seewerkalkmulde gelegen; sie läßt sich aber nicht als Härtestufe bezeichnen. Etwas talauswärts ist in den Kieselkalkschichten die Terrasse der Frümseralp zwischen 1250 und 1380 m Höhe vorhanden. Hier sind zum einzigen Mal im Rheintalhang sichere Reste eines alten Erosionssystems zu sehen, dem möglicherweise auch noch die großen, über 1280 m gelegenen Alpterrassen nordöstlich des Kamor angehören.

Vom Hohenkasten herunter ins Rheintal ist ein breiter Gewölbestreifen treppenförmig eingebrochen, in ihm ist wieder die Schrattenkalkdecke mit dem Seewerkalk der anschließenden Alpeel-Plonen Synklinale vorhanden. Von hier an sind große Brüche mit starken Verstellungen der einzelnen Schollen mit dem Absinken des Gebirges

zum Rheintal verbunden. Das sechste Gewölbe weist nun eine Sonderentwicklung auf, die es von allen übrigen Säntisgewölben unterscheidet: es verstärkt das Ueberliegen nach Norden immer mehr und wird gegen sein Ostende zur liegenden Falte. Die Deckscholle ist dabei an longitudinalen Schenkelbrüchen eingebrochen, durch welche die Faltung abgeschwächt wird. Im Kessel der Alp Rohr südlich unter dem Hohenkasten (1798 m) ist die Decke durchlöchert, darunter erscheinen die Eozänschichten des Synklinalkerns III bis V. Nach Osten verengt sich der Vorderschenkel immer mehr, vom Kamor zum Rheintal wird das Gebirge von dem einzigen sechsten Gewölbeschenkel gebildet. Die longitudinalen Scheitelbrüche sind im Relief wenig ausgeprägt (6, Taf. V), während ein Längsschnitt des Gebirgsendes das treppenförmige Absinken an den Querbrüchen zeigt (6 Taf. 5, Prof 30 a–c). Der Struktur nach ist die tiefe Freienbachtalung sowohl als Längstal wie als tektonischer Graben in die Neokomschichten der gehobenen südwestlichen Scholle eingeschnitten. *P. Meesmann* hat die Verhältnisse des Ostendes der Hohenkasten-Kette eingehend untersucht; ich verweise auf seine ausführliche Beschreibung (19).

Der Tektonik entsprechen hier vollständig die orographischen Verhältnisse. Die Ueberfließung durch das Eis hat wohl die Gewölberücken etwas eingeebnet und die kleinen Bruchstufen abzuschleifen vermocht, aber es sind an vielen Stellen vom Eis oder den Schmelzwässern Bruchlinien zu Tälchen ausgeräumt und dadurch erst auffällig herausgearbeitet worden. Die maximale Eishöhe muß am Kamor in fast 1400 m Höhe gelegen haben, zur Rißeiszeit floß ein Arm des Rheingletschers über den Sattel zwischen Kamor und Fähnernspitz ins Brülisauertal und zum Weißbad, wo noch Rheingletschererratikum gefunden wurde (Mitteilung von Herrn Dr. Bächler).

Die Trennung von Riß- und Würmständen des Rheingletschers, wie auch die Unterscheidung späterer Würmphasen stößt noch auf bedeutende Schwierigkeiten. Der Versuch *A. Ludwigs*, das Rißmaximum nördlich der Fähnernspitze in 1200 m anzunehmen (17, S. 536) und den Würmhochstand über Altstätten auf 850 bis 900 m Höhe zu bestimmen (17, S. 522) ist nicht in Einklang zu bringen mit der bekannten Erstreckung des Würm-Maximums bis Schaffhausen-Dießenhofen. Denn bei der Entfernung von über 80 km betrüge das mittlere Gefälle der Eisoberfläche nur 6 vom Tausend, welcher Betrag für die Gletscherstirn zu gering erscheint.

Systematischer Teil.

I. Der Entwicklungsgang und seine Stadien.

Die morphologische Uebersicht hat auszugehen von dem bestehenden Formenschatz des Gebirges und aus dessen Gliederung die Entwicklung der Landoberfläche, bestenfalls eine Unterscheidung von Eintiefungsfolgen nach Talräumen aufzustellen zu versuchen.

Schon 1878 hat *Alb. Heim* die äußere Modellierung des Gebirges dem Angriff von Verwitterung und Abtragung auf die immer mehr herausgeschälten Gesteinsschichten zugeschrieben. „Die Dislokation hat das ganze volle Gebirge aufgestaut, aber Verwitterung und Erosion haben es durch Täler tief in Berge zerteilt und zergliedert“ (47, II, S. 66).

Das Säntisgebirge wird von *Heim* morphologisch definiert als ein verstärkter Faltenjura. Als reines Faltengebirge zeigt dieser noch nahezu völlige Uebereinstimmung der Oberflächengestaltung mit dem geologischen Bau: Die Gewölbe sind zu Bergketten herausgewittert, Mulden beherbergen die Längstäler, die vorherrschen. Reliefinversion, d. h. Ausräumung von weniger widerständigen Schichten der Gewölberkerne, so daß die harten höheren Schichtlagen zu beiden Seiten des Längstales zu Schichtkämmen ausgestaltet wurden, tritt im Jura nur untergeordnet auf. Die Strukturform ist erst selten überwunden, da das Gebirge sich noch in der ersten aufsteigenden Entwicklung befinde. Auch bei längeren Hebungsstillständen vermochte die Erosion nicht wesentlich in die Breite zu arbeiten, weil der Abfluß über den großen zusammenhängenden Kalkmassen eine Umwandlung zur unterirdischen Entwässerung erfuhr. Der oberirdische Abfluß setzte über den Malm- oder Kreidekalkflächen aus: schon nach kurzem Lauf verschwinden die sich bei kräftigen Regengüssen oder zur Zeit der Schneeschmelze bildenden Bächlein, ja oft auch größere, dauernd fließende Wasserläufe im zerklüfteten Fels.

Alles dieses gilt in verstärktem Maße auch für das Säntisgebirge mit der engen Faltung von abwechselnd festen, aber löslichen und vielfach stark zerklüfteten Kalken und den weichen, leicht zerstörbaren Mergeln bis Kalkschiefern. Ja dieses Gebirge ist durch seine

Struktur und seine Gesteinszusammensetzung in noch höherem Maße geeignet zu einer Herausschälung und langen Erhaltung der tektonischen Ausgangsformen.

Die Untersuchung der Hauptketten hat nun aber gezeigt, daß deren Lage wie auch die Kammhöhen oft eine weitgehende Unabhängigkeit von der geologisch-tektonischen Grundform zeigen. So wechselt in der Kammlinie der nördlichen Kette mehrfach die Strukturform; die Gebirgskette streicht vom Thurquertal im Gewölbescheitel der ersten Antiklinale über den Schrattenkalkschenkel in die Seewerkalkmulde am Neuenalpispitz und läuft hierauf zurück bis in die Drusbergschichten des Gewölbekernes I. Vom Windenpaß an durchquert der Hauptkamm über den Lütispitz die ganze Synklinalzone I und wird in der Schafwies vom zweiten Gewölbe getragen. Nach mehrfachen Ueberschneidungen der verschiedenen geologischen Einheiten stellt sich erst östlich des Gyrespitz die Uebereinstimmung der orographischen mit der tektonischen Hauptlinie ein. Wenn auch diese Einhaltung der Gebirgsrichtung zum Teil in der geringen Mächtigkeit des Seewerkalkes im Muldenzug I begründet sein mag, bleibt doch die Unabhängigkeit der Berghöhen von ihrer tektonischen Stellung mit den heutigen Abtragungs-Verhältnissen unvereinbar. Solche Fälle sind als letzte Auswirkungen ehemals anders verlaufender Oberflächenformen zu erklären.

Hochflächen.

Wir haben im Säntis unter den Kammlinien gelegene, ausgedehnte Flachformen kennen gelernt (Tierwies, Fleckli-Zwinglipaßregion, Roßegg). Diese Verebnungen auf ca. 1900—2100 m Höhe und in auffälligem Gegensatz zu den sie umschließenden steilen Bergketten gehen in mehr oder weniger gleichmäßiger Böschung über die verschiedensten stratigraphischen Glieder und tektonischen Einheiten hinweg; auch Querstörungen, denen hier zwar nur geringe vertikale Verstellungen zukommen, sind im Relief ausgeglichen. Es ist nicht möglich, sich diese Verebnungen aus der Wirkung von flächenhafter Abspülung und einer gleichmäßig fortschreitenden Korrosion des Kalkes *in ihrer heutigen isolierten Höhenlage* entstanden zu denken. Solche Vorgänge müßten nach allem, was bisher gezeigt wurde, die Muldenzüge doch in verstärktem Maße eingesenkt und die Gewölbe jeweils herausgeschält haben. Auch Abschleifung durch das Eis ist auszuschließen; es liegen in der großen Form weder Karnischen noch Gletschertröge vor. Natur-

lich sind über die Firndecke des Eiszeitalters aufragende Wände der Gipfelgruppen stärker zurückgewittert und die Felssohle am Stufenrand gegen die tiefen Längstälzue in der Richtung des Eisabflusses vom Gletscher konvex abgeschliffen worden. Aber die ganzen hochgelegenen Verebnungen lassen sich nur als Denudationsformen erklären, als Teile eines noch ausgedehnteren Flachreliefs, entstanden zu einer Zeit, als die älteste Durchtalung des Gebirges noch in ihren Anfängen begriffen war. Es ist daher auch nicht möglich, dieses Flachrelief in eine Beziehung zu irgendwelchen Talsystemen zu setzen. Das Säntisgebiet war seit dem Abschluß der Hauptfaltung unter einer mächtigen Flyschbedeckung infolge der andauernden Hebung von dieser Hülle größtenteils befreit worden, die höheren Gewölbeseitel des Kreidekernes sind sogar schon abgetragen gewesen, als die Ausräumung der Muldenzonen zu den Längstälern begann.

Weitere von den Strukturverhältnissen unabhängige Flachformen haben sich im Hauptkamm im Gebiet von Hinterwinden auf 1680 bis 1720 m, am Oberwieskopf auf 1860—1920 m, an der Lauchwies über 1820 m Höhe erhalten. Die Tierwieshochfläche erstreckt sich etwa von 2000 auf 2130 m, die Roßegg von 2080 bis gegen 2200 m Höhe hinauf. Die weit ausgedehntere Verebnung am Südfuß des Altmanns ist selektiv in mehrere Absätze gegliedert, vom Fleckli (2040 — 2200 m) über den Zwinglipaß (2021 m) gegen Hädern (1750 m) hinunter, sowie den Kraialpfirst und Roslenfirst hinauf (2100—2150 m).

Mit fortschreitender Eintiefung der Längstäl fand die Ausbildung dieses Flachreliefs ein Ende. Es geht aus der geschilderten Entwicklung hervor, daß die Altformen nicht als System im Sinne von Eintiefungsfolgen bezeichnet werden können; entsprechende Talböden sind nirgends erhalten. Wenn wir dem Jungpliozän die tiefe Durchtalung des Alpenlandes und seine Entwicklung zum Hochgebirge zuschreiben (46, I, S. 27), kann die Entstehung des Flachreliefs spätestens bis ins Mittelpliozän angedauert haben.

Alte Talböden.

Tektonische Verstellungen, die zu einem langsamen Aufsteigen des Gebirges bei einer im Einzelnen vielleicht ungleichmäßigen, aber stetigen Talentwicklung führten, setzen sich durch lange Zeiträume im Spätpliozän fort. Es ist anzunehmen, daß beim Beginn der Eiszeit die Talzüge im großen Ganzen der heutigen Lage entsprachen. Das Säntisthurltal hatte dank der leichteren Zerstörbarkeit des Antiklinalkerns

die älteren Synklinaltäler in der Eintiefung überholt und auch nach Nordosten konnte sich, von den Gewölbebrüchen begünstigt, vom Fuß des Altmann über die heutige Meglisalp hinweg, ein breiter Talzug ausbilden. Der Austritt der präglazialen Täler aus dem Säntis war sehr wahrscheinlich bereits auf die Höhe der heutigen Hochflächen des Alpenvorlandes erniedrigt; Säntisthurltal und Teselalptal also über ein altes oberstes Thurltal in 1100 bis 1300 m Höhe gegen das Toggenburg geöffnet. Das Oberkellen-Seealptal sowie das noch aus den beiden Wurzeln Fählenalp-Säntiseralp und Roslenalp-Furgglenalp gebildete Säntiser Tal mündeten bei 1300 m Höhe in das Becken von Schwende-Brülisau. Ueber die Verhältnisse während der beiden älteren (Deckenschotter-) Eiszeiten ist keine genaue Angabe möglich; die vorhandenen Talkerben sind damals wohl ausgeweitet und eine starke Schuttdecke entfernt worden. Die letzte, in ihren Ausmaßen so beträchtliche Hebung der Alpen, welche in der zweiten (großen) Interglazialzeit zu der tiefen Einschneidung der Haupttalzüge führte, worauf dann seit dem Abschluß dieses Interglazials wieder eine Aufschüttungsperiode folgte, kann mit den jungen, tektonischen Bewegungen des Säntisgebirges gleichgesetzt werden.

Diese letzten Deformationen lassen sich nicht mehr als Faltung bezeichnen. Die fertigen Antiklinalketten wurden noch in verschiedenem Sinne verstellt. Die Hebung ganzer Schollen ist sehr bedeutend, derart, daß die heutige staffelförmige Längsaufwölbung der Ketten mit dem verstärkten Absinken zum Rheintal beendet wurde. Während die horizontale Verschiebung im allgemeinen zurücktritt, bildet der Sax-Schwende-Bruch hiervon eine Ausnahme. Der Westflügel ist in der Nordkette gegen 800 m, am Roslenfirst noch 300 m über den Ostflügel gehoben; dieser dagegen bei Schwende wohl 2 km, am Stiefelgewölbe noch 600 m nach Norden verschoben worden. Auch wenn die starke Horizontalverschiebung am Sax-Schwende-Bruch bis über das Mitteldiluvium gereicht hat (*Heim*, 10, S. 369), so muß dafür doch auch ein langer Zeitraum zur Verfügung gestanden haben. *M. Jerosch* schreibt (6, S. 219) dagegen die Bildung des alten Tallaufes Fählenalp-Säntis, „vielleicht schon bis zum Akkumulationsstadium“ der Zeit vor der Querverschiebung zu.

Die starken, bis ins mittlere Diluvium andauernden Spannungen infolge der Aufwölbung des Westalpenkörpers mußten an der Deckenstirn größere Bewegungen auslösen. „Nicht ungleicher Deckenschub aus S, sondern ungleicher Widerstand im Norden ist die Ursache

der Horizontalverschiebung auch am Sax-Schwende-Bruch“ (10, S. 369).

Die Talböden der präglazialen Eintiefungsphase wurden von der mit den tektonischen Verstellungen im allgemeinen schritthaltenden Tiefenerosion zerstört. Doch auf der Struktur beruhende Formen dieser Täler sind dort, wo eine Verkarstung der alten Böden einsetzte, auf die heutigen Denudationsterrassen vererbt worden.

In diesem Sinne können Gräppelen- und Teselalptal der Südseite, der Seealptalzug von der Meglisalp und Fehlalp hinaus zur Bommenalp, sowie das Säntisertal mit seiner Verlängerung in die Alp Soll als altdiluviale Talräume bezeichnet werden (6, S. 222). Für das Rheintal ist vielleicht im Grabserberg (780 m) und den Terrassen des Gamserberges auf 700—800 m Höhe ein Hinweis auf die damalige Lage der Talfläche gegeben.

II. Der glaziale Anteil am Formenschatz.

Schon im allgemeinen Abschnitt der Arbeit habe ich den beträchtlichen Anteil der stark veränderten Abtragungsvorgänge der Eiszeit an der Ausgestaltung des Gebirges hervorgehoben. *Albert Heim* ist durch Ueberschätzung der Möglichkeit der flächenhaften Abwitterung und Abspülung zu der Ansicht gelangt, die Gestalt des Säntisgebirges sei eine von Gletscherwirkung freie (6, S. 288). Die Löslichkeit der Kalke, welche als einziges hartes Gestein die Möglichkeit der Entstehung von Eisschliffen und Schrammen boten, verhinderte eben die Erhaltung dieser eindeutigen Zeugen der Glazialerosion. Ablagerungen am Eisrande im Inneren des Gebirges haben sich erst seit dem letzten Rückzug der Gletscher aus dem Vorlande bilden können; sie sind zahlreich vorhanden, aber wegen des Fehlens längerer Eishalte und der starken Zerstörung des der Abschwemmung ausgesetzten Lockerschuttes ist es zu keiner Bildung und Erhaltung deutlicher Aufschüttungsformen gekommen. Es wurde auch schon darauf hingewiesen, daß infolge der kurzen Eistransportstrecke Moränengerölle nicht vom üblichen Gehängeschutt unterschieden werden kann. Wir sind also zur Beurteilung der Frage des Ausmaßes der Eiserosionen auf die Formen der Täler und Bergänge angewiesen. Aus ihnen folgerte erst kürzlich *O. Flückiger* ganz richtig auf die starke glaziale Ueberformung der Kalkketten des Säntis (43, S. 69).

Kare und Hochtröge.

Als höchste und ganz eindeutige Kennzeichen einer ehemaligen Vereisung des Gebirges sind die Karräume zu bezeichnen. Trotz einer oft beträchtlichen erosiven Ausgangsform sind im homogenen Gestein die Merkmale der glazialen Mitarbeit eindeutig. In den enggeschichteten Kreidebildungen, die überdies häufig so starken Wechsel in der Widerständigkeit des Materials zeigen, muß auch der Angriff des Eises vorwiegend selektiv gewirkt haben. Für die Entstehung reiner Karformen ist zudem nicht der Hochstand der Vergletscherung mit einer fast völligen Eisbedeckung des Gebirges maßgebend, sondern die letzten Rückzugsphasen, als Lokalgletscher den Umrissen des Gebirges schon enger angepaßt waren und die Abwitterung die eisfreien Rückhänge in verstärktem Maße traf.

Der Mutteli- und der Schrenitkessel, die Nischen zwischen Stoß- und Silberplatte, zwischen Graukopf-Gyrespitz und Säntisgipfel, dann wieder das westliche Ende der Roßeggterrasse bei Grünbühl, das Trogtal des Gartens in der äußeren Kette; der Schafbodenkessel und die Nischen in der Umrandung der Fleckli-Hochflächen vom Moor bis zum Altmann in der mittleren Kette, sind schönste Beispiele der glazialen Ausgestaltung eines Faltengebirges.

Diese meist als Hochtröge zu bezeichnenden Formen weisen eine wenn auch schmale, im Längsschnitt doch deutlich konkave Sohle auf. Von Rundhöckern gegliedert, zieht ihr Boden mit weiten wellenförmigen Absätzen steil zum Abbruch der Nische hinunter. Die Rückwände setzen bei Uebereinstimmung mit einer Härtegrenze besonders scharf und deutlich ein, in vielen Fällen jedoch bleibt die Karform unabhängig vom Schichtbau. Natürlich ist die Steilheit der Hänge an die Widerständigkeit und tektonische Lagerung der Gesteine gebunden. So ist in der Muttelialp unter der Schafwies (Abb. 5), der unter dem Hauptkamm durchziehende Schrattenkalkstreifen von zwei glazial ausgeweiteten trogförmigen Einschnitten durchbrochen. Stärker ist dann die selektive Differenzierung im Schrenitkar, während an den seitlichen Enden der Tierwies die Seewerkalkmulde in der Streichrichtung nicht wesentlich umgestaltet wurde. Die langgestreckten, quer zum Schichtstreichen tief eingesenkten Hochtäler des Aelpli südlich vom Säntisgipfel und des Schafbodens im Wildhauser Schafberg weisen eine ganze Reihe von karförmig erweiterten Nischen auf; die glaziale Abhobelung ist auch durch die Zurundung der Absätze genügend belegt. (Abb. 6).

Dagegen ist im Säntis kein Fall bekannt, wo die Ausgestaltung einer geschlossenen Wanne allein der Ausschleifung durch das Eis zugeschrieben werden könnte. Die vorhandenen Einsenkungen am Ende mancher Hohtälchen oder -tröge sind eindeutig als Dolinentrichter entstanden; zum Teil handelt es sich um Schneedolinen kleinsten Ausmaßes (Abb. 6). Solche größere Hohlformen, die ja meist vom Eis abgeschliffen sind, dürfen nicht den Karen gleichgesetzt werden. Hierher gehören besonders das große Felsbecken zwischen Tierwiesgasthaus und Spitzbergli und die Felskessel des Fleckli am Fuße des Nädli. In der geomorphologischen Karte habe ich jedoch nicht noch eine besondere Signatur eingeführt.

Die Taltröge.

Auch die Talformen des Säntisgebirges zeigen in klarer Weise die Beeinflussung durch das Eis. Der U-förmige Querschnitt im anstehenden Felsen ist besonders in den Seealp-, Teselalp-, Meglisalp- und Fählenseetälern klar erkenntlich. Die Talhänge schneiden meist regelmäßig über die wechselnden Schichten der Bergketten hinweg. Das Hauptargument Alb. Heims gegen die selbständige Uebertiefung der Täler durch das Eis war das Bestehen von Inselbergen. Es berechtigt aber nicht zu solch weitgehenden Folgerungen; ein schönes Beispiel liefert hierfür das Fählenseetal! Wenn auch im Riegel des Stiefelberges mitten in der Abflußrinne des Gletschers ein großer Felshügel erhalten ist, so wissen wir nicht, bis in welche Höhe derselbe einmal hinaufgeragt hat. (6, S. 287). Das Eis überfloß eben in einer flachen Welle das Hindernis und lagerte vor dessen steiler Stirnseite Moränenmaterial ab, welches zur Abdichtung des Fählentalbeckens führte. Trotzdem kann der Bergrücken des Stiefels mit seinem gleichmäßigen Absinken nach Norden nur infolge Abschleifung durch den Gletscher aus der ursprünglichen Gewölbeform umgestaltet worden sein, er zeigt heute unter der Walddecke starke Karrenbildungen und ist von wenig tiefen Rinnen durchfurcht.

Ebenso unerläßlich ist die Annahme einer Ausweitung des Talraumes durch die Wirkung des Eises in der Antiklinalzone III. Hier könnte reine Erosion der Säntisthur nur eine steile Kerbform entstehen lassen. Es ist aber ein breiter Talraum vorhanden (Abb. 2). Schöne Trogformen zeigt auch das tiefere Thurtal von Unterwasser bis Starkenbach, sowie der Taltorso von Wildhaus zwischen den höheren, als Trogschultern zu bezeichnenden Terrassen von Lisigweid und

Schwendi (Churfirstenseite). Besonders letzterer ist durch die rezenten Bacheinschnitte deutlich als Glazialform hervorgehoben, der flache Trog reicht über die Wasserscheide hinüber, wo seine Sohle gegen das Rheintal von 1030 m auf 870 m Höhe steiler absinkt. Das Becken des Munzenried an der Schwelle der beiden Talgebiete ist auf glaziale Uebertiefung zurückzuführen.

Die Talstufen.

Der Einfluß der Strukturform des Gebirges auf die Entstehung der Talstufen ist bereits an der späteren Entwicklung der alten Talböden erkenntlich geworden. Verschieden davon war jedoch die Ausbildung des Säntisthurltales und dessen Mündungsstufe auf die Wildhauser Muldenzone (s. S. 162—168). Von den drei Stufen bei Schafboden, Langenbühl und Burstel beruht die oberste wohl noch zum großen Teil auf Gesteinsunterschieden; die nächsttiefere Stufe bei Langenbühl-Gerstein wird jedoch durch die Verschiedenheit der Talformen und die Einmündung der steilen Kartrepe von der Tierwies herunter als glaziale Konfluenzstufe erwiesen. In der Haupttrichtung des Säntisthur-Tales entstand infolge des bedeutenden Anwachsens der Eismassen das Thurwiesbecken.

Unter dem Felsriegel des Burstel sind die Verhältnisse im Talraum weniger deutlich, auch ist die Form des Felsuntergrundes im Bilchwald nicht klar erkenntlich. Doch kann auch hier der wenig geneigte breite Aufschüttungsboden vom Aelpli abwärts weder tektonisch noch durch Rückwärtserosion des fließenden Wassers erklärt werden (s. S. 156). Die Ausbildung der Talstufe muß hier ebenfalls durch Glazialerosion erfolgt sein.

Die größte und am klarsten erhaltene Ueberformung durch das Eis betrifft aber nicht die Kalkzone, sondern ist in der Flyschmulde am Eintritt der Säntisthur entstanden. Die tiefere Ausräumung des Beckens von Unterwasser wäre schon durch die an dieser Stelle bedeutend anwachsende Wassermenge verständlich. Doch weist das Querprofil des Nebentales (im orographischen Sinn) über die Härtestufe vom Kühboden herunter eine von den Gesteinsverhältnissen unabhängige, weite Trogform auf; jenes scheint als Ganzes in den rechten Hang des Längstales glazial eingetieft zu sein.

Die Stufe im Längstal dagegen, nur in dieser nördlichen Seite erhalten und hier durch die Breite der Trogsohle und die deutliche Unterschneidung durch das Seitental sehr auffällig hervortretend, zeigt

keine Zurundung der Schulter. Die Entstehung der Stufenform ist also zur Hauptsache dem Säntisthurgletscher zuzuschreiben, nach dem Rückzug des Rheingletscherarmes. Die Verhältnisse entsprechen dem Rückzug aus den Würmhochständen sowie dem Bühlstadium; damals konnte der Gletscher aus dem Säntisthural, von Zuflüssen aus dem Churfirstengebiet verstärkt, noch bis Stein vordringen. Die Erniedrigung des Gletscherbodens über den weichen Eozänmergeln der Amden-Wildhauser-Mulde ist beträchtlich, dabei wird ein großer Teil der Ausräumung durch die subglaziale Arbeit des Wassers zustande gekommen sein. Die flache Einsenkung mit dem breiten Graben am östlichen Rand der Talstufe vom Plattenholz herunter kann sehr wohl als subglaziale Rinne erklärt werden, oder stellt nur eine Schmelzwasser-rinne vor.

III. Die Karstformen.

Das Säntisgebiet umfaßt eine ausgedehnte wechselvolle Karstlandschaft, deren Formenschatz wohl zurücktritt vor der starken orographischen Gliederung des Gebirges in Einzelketten, für das Bild der Teillandschaften jedoch von ausschlaggebender Bedeutung wird.

Karrenfelder sind hier überall gut entwickelt, sie treten aber unterhalb von 1300 m Höhe auch im reinen Kalk infolge der Humus- und meist auch einer Waldbedeckung im Landschaftsbild zurück (Vorkommen im Bannwald über Starckenbach 1200 m, Lisigweid über Wildhaus bis zirka 1250 m). Wenn sich auch öfter unter Grundmoräne schöne Gletscherschliffe im Schrattenkalk erhalten konnten, so ist dieser trotz späterer Ueberlagerung einer Humusschicht meist bis ins Tal hinunter von Karren durchfurcht. *E. Blumer* erwähnt (6, S. 615) prachtvolle, mit Humus erfüllte alte Karren, die beim Bau des Rheintaler Binnenkanals unter den alluvialen Aufschüttungen freigelegt wurden.

Die schönsten Karrenfelder sind heute auf den Felsböden am Fuße der höchsten Berggruppen vorhanden und hier an die Schnittflächen steil stehender Schichten gebunden. Tierwies, Roßegg, die ganze Zwinglipaßregion weisen mächtige Karrenbildungen auf, in Kieselkalken, Seewerkalken und am reinsten in Schrattenkalken ausgebildet. Die größten Spalten sind durch Ausräumung der Schichtfugen oder Erweiterung von Kluftflächen entstanden, Dolinen treten zurück. Das scharfkantige, völlig zerfurchte Gestein ist doch noch fest zusammen-

hängend, lose Steine sind selten (6, Taf. XXIII). Die Karrenformen sind im unteren Schrattenkalk so vorherrschend, daß der Schichtbau oft gar nicht mehr zu erkennen ist.

Zahlreicher und nach den Gesteinen stärker differenziert sind die zum Teil schon schuttüberzogenen Karrenfelder tieferer Lagen. Mit zunehmender Unreinheit der Kalke häuft sich der unlösliche Rückstand und die Karstrichter treten stärker hervor. Die Bilder (Abb. 7, 9) zeigen den oft messerscharfen Uebergang von kahlem, vegetationslosem Fels in dicht berastem Boden an Schichtgrenzen zu Gault oder Neokom und den allmählichen Uebergang infolge Schuttbedeckung. Bei homogenem Material vollzieht sich letzterer in Seewerkalk schon auf 1600 m, im Schrattenkalk erst bei 1300 m Höhe. Solche Dolinenfelder (Dolinenlandschaft O. Lehmanns) sind weit verbreitet, besonders bei flacher Schichtlagerung der Gault- und Seewerkalkdecke gut entwickelt (Kalberer-Ebenalp, Alpsiegel, Kraialp und Roslenfirst, Häderentalp und Löchlibetter im oberen Fählenseetal).

Die echten Dolinen mit rundlichen Umrissen und glatten Hängen sind mir nur in den fast senkrecht einfallenden Drusbergschichten oder Seewerkalken am Rande gegen den Schrattenkalk von der Schafwies und der Lauchwies bekannt und in großer Anzahl über der Gaultdecke des Alpsiegels vorhanden (viele kleine wassergefüllte Trichter). Häufig sind dagegen große „zusammengesetzte“ Dolinen, meist stark gegliederte Felsbecken, in deren Vertiefungen sich der Schnee weit in den Sommer hinein hält. Deren Vorkommen in den Karböden ist schon besprochen worden, ebenso die starke Erweiterung dieser Formen, wenn an Schlucktrichtern kleine Wasseradern zusammenlaufen und durch Abspülung der Hänge eine flächenhafte Eintiefung vollzogen wird.

Das größte talbildende Ausmaß erlangen diese Vorgänge, wenn infolge der tektonischen Zerklüftung des Gebirges ständig fließende Gewässer zu einem unterirdischen Abfluß gezwungen werden und ein ganzes Tal auf solche, zu Erosionsbasen werdende Schlucktrichter herab ausgeräumt wurde. Derartige als Poljen zu bezeichnende Talwannen sind im Fählenseetal und dem Säntisertal in Muldenzonen ausgebildet, im Gräppelerried hat sich derselbe Vorgang quer zum Streichen der tektonischen Einheiten vollzogen. Es ist auch wahrscheinlich, daß die Uebertiefung des Seealptales zum Teil auf dieselbe Ursache zurückzuführen ist. Erst die Moränenüberschüttungen vermochten in meist unvollkommener Weise die Felsklüfte abzudichten und dadurch die Talwannen zu Seen umzugestalten.

Die drei Schotterterrassen der Säntiseralp zeigen ein ruckweises Absinken des Säntisersees durch die Oeffnung neuer Schluckstellen im Seeboden an. Die Aufschlüsse von geschichteten Feinsandablagerungen unter einer Decke groben Steinschutts im frischen Bacheinschnitt beweisen, daß hier vor dem letzten Eisvorstoß eine langandauernde Periode der Zuschüttung des hochgestauten Sees bestanden hat. Die Poljenmulde des Säntisertales geht auf ein ursprünglich gleichmäßig nach Nordosten abfallendes Flußtal zurück. Die Ausbildung der unterirdischen Entwässerung ist hier aber wohl schon älter als der Sax-Schwende-Bruch.

IV. Die heutigen Talböden.

Die heutigen Talsysteme sind gekennzeichnet durch die Aneinanderreihung sehr verschiedener Abschnitte. Dabei treten Quellen immer erst in tiefer Lage auf. Einzig die Säntisthur kommt schon als ansehnlicher Fluß aus dem tiefeingeschnittenen, mehrfach gestuften Gebirgstal und erreicht bei Unterwasser den Haupttalzug. Von hier bis nach Stein hinunter wird ihre Wassermenge von den vielen starken, wenig über der Talsohle gelegenen Quellen fast verdreifacht. Es ist verständlich, daß der klare Gebirgsfluß kaum Geschiebe führt, erst der Zufluß aus der Flyschzone bei Starkenbach bringt bei Hochwasser viel Gerölle mit. Bis zu ihrem Austritt in die Molassezone ist also die Thur nicht imstande, nennenswert einzuschneiden. Die rezente Erosion beschränkt sich auf die Durchsägung der Felschwelle im Durchbruch der Säntiskette bei Starkenbach und eine geringe Ausräumung im Aufschüttungsboden nach Alt-St. Johann hinauf. Einen bedeutenden Einschnitt vermochte dagegen die kleine Wildhauserthur in die glazialgeformte Stufe des Längstales bei Unterwasser zu graben. Besonders die aus zahlreichen Quellen gespeiste und infolge des undurchlässigen tiefgelegenen Einzugsgebietes häufig stark anwachsende Simmi zeigt reinen Wildbachecharakter und hat sich die tiefe Schlucht gegen das Rheintal hinaus geschaffen.

Die inneren Talenden des nordöstlichen Säntis sind heute wie das Teselalptal von der Weiterentwicklung gänzlich ausgeschlossen. Trockenschuttkegel oder Bergsturstrümmer bilden hier meist die Talsohle. Der Alluvialboden der Seealp besteht vorwiegend aus Grobschutt, der mit den Frühjahrs lawinen über die umgebenden Wände herunterstürzt.

Nur das feinere Material wird von einsickerndem Wasser abgespült, das erst wieder wenig über dem Seespiegel aus dem Boden heraustritt und ein flaches Delta in den See hinausgebaut hat.

Unterhalb des Seealpsees fällt der Schwendebach auf $1\frac{1}{2}$ km Entfernung um fast 150 m ab. Wenig oberhalb Wasserauen verläßt er schon das Anstehende und betritt das ebene, in der Linie des Sax-Schwende-Bruches liegende Talbecken von Schwende. Die breite Talsohle ist hier entstanden infolge der Ablagerung einer mächtigen Stirn- moräne des Sittergletschers bei Weißbad; im deutlich ausgeprägten Zungenbecken bildete sich nach dem Rückzug des Eises ein langgestreckter, wenig tiefer See. Mit teilweiser Zuschüttung desselben hat der Fluß den Moränenriegel wieder durchsägt, aber sein Gefälle bis heute noch nicht völlig ausgeglichen.

70 m über dem Spiegel des Säntisersees liegt in 1280 m Höhe die Schwelle jenes Talausgangs. Genau in der Längsrichtung zieht als Monoklinalrücken der Südschenkel des dritten Gewölbes, ganz analog den Verhältnissen am Seealpsee durch das Tal. Der Schratte- kalkkamm ist von Platte bis Lavanne in Rundhöcker aufgelöst, unvermittelt brechen die zu einzelnen flachen Mulden ausgebildeten Schicht- terrassen der Alp Soll in das Brültobel ab. In 940 m Höhe tritt dieser Bach ins Vorland hinaus, das Becken von Brülisau ist schon vollständig in der Flyschzone zwischen Alpsiegel und Fähnergebiet eingeschnitten, ohne irgendwelche morphologische Beziehungen zu den anschließenden Säntisketten.

Ganz ähnlich ist auch die Entwicklung der Talzüge am Nordfuß des Gebirges von diesem unbeeinflußt geblieben.

V. Das Verhältnis des Gebirges zum Molassevorland und zum Rheintal.

Es geht aus dem Vorhandensein eines hochgelegenen Flachreliefs im Innern des Säntisgebirges hervor, daß ein Zeitabschnitt relativer Ruhe und Ausreifung der damaligen „Gebirgs“oberfläche zwischen dem letzten Anshub der helvetischen Deckenstirn mit ihrer Hauptfaltung (spätinsubrische Phase) und dem jüngeren Pliozän gelegen hat. Da vermutlich die gebirgsbildenden Bewegungen in den Süd- und Ostalpen eingesetzt haben und jedenfalls in den Ostalpen am frühesten zum Abschluß gelangt sind, erscheint es möglich, diese Landober-

fläche mit der pontischen Transgression des Ostens in Beziehung zu setzen. Die helvetische Zone mag damals, nicht unähnlich dem heutigen subalpinen Molassestreifen, von ausgereiften Quertälern in der Höhe des Vorlandes durchschnitten worden sein. Die heutige hohe Lage der Kalkalpen gegenüber der Molassezone kann nicht nur als Härtestufe, entstanden aus der verschieden raschen Abtragung des ungleichartigen Gesteins, bezeichnet werden; die jüngsten Hebungen (spätpliozän - altdiluvial) müssen die verschiedenen Schichtkörper ungleich stark betroffen haben. Mit der Hochbewegung des alpinen Randes verband sich gewiß immer noch eine beträchtliche Horizontalkomponente und ein geringer „Hochstau“ der Antiklinalzonen der Molasse. Die Landoberfläche erlitt also größere orogenetische Umwälzungen, mit denen die Erosion jedoch meist Schritt halten konnte, deren Ausmaß aber in den zahlreichen Verschiebungen und Verwerfungen des Säntisgebirges noch festgestellt werden kann.

In der Frage der Beziehung des Säntis zu der Entstehung des Rheintales sind wir noch immer auf Vermutungen angewiesen. Doch bestätigt sich immer mehr die Ansicht, daß das Rheintal auf eine ältere „präalpine“ Anlage zurückzuführen sei. So hat eben *H. Renz* (22) die stratigraphischen Verhältnisse der oberen Meeresmolasse (Mittelmiozän) bei Rorschach auf eine Depressionszone zwischen dem Hörnli-
schuttfächer im Westen und dem Pfänderschuttfächer im Osten zurückgeführt. Die geringe Mächtigkeit und Widerständigkeit (Zurücktreten der Nagelfluhen) dieses Abschnittes der Molassezone hat jedenfalls die spätere Entwicklung des Alpenrandes weitgehend beeinflußt. Es kann hier nicht mehr näher auf diese Entwicklung eingegangen werden; Säntisgebirge und Rheintal sind wohl gegensätzliche, aber auch aufs stärkste gegenseitig bedingte Formengruppen unserer Alpenkette.



Literaturverzeichnis.

I. Arbeiten über das Säntisgebirge und seine nächste Umgebung.

1. Blumer, E. Notiz über die nördlichsten Kreideketten der Alpen zu beiden Seiten des Rheins. *Eclog. geol. Helv.* 17. 1922.
2. Cadisch, J. Geologische Beobachtungen im Molassegebiet zwischen Linth und Thur. *Eclog. geol. Helv.* 23. 1930.
3. Frey, A. Die Vergletscherung des oberen Thurgebietes. *Jb. St. Gall. Nat. Ges.* 54. 1917.
4. Früh, J. Geologische Begründung der Topographie des Säntis und der Molasse. Bericht über die Tätigkeit der Nat. Ges. St. Gallen. 1879/80.
5. Geologischer Führer der Schweiz. Exkursionen 73 und 74. (Molasse St. Gallen-Appenzell, Weißbad-Fähnern und Säntis). 1934.
6. Heim, Alb. Das Säntisgebirge. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F.* 16. 1905.
7. Heim, Arn. Beziehungen zwischen Faltung und Denudation im Säntisgebirge. *Eclog. geol. Helv.* 9. 1905.
8. — Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. *Beitrag z. geol. Karte d. Schweiz. N. F.* 20. 1910/17.
9. — und H. Gams. Interglaziale Bildungen bei Wildhaus. *Vierteljschr. Nat. Ges. Zürich.* 63. 1918.
10. — Abschnitt Säntisgebirge in Alb. Heim's Geologie der Schweiz, Bd. II, S. 361—372. 1921.
11. — Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnerngruppe) und das Problem der Kreide-Numuliten. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F.* 53. 1923.
12. Kuenen, Ph. H. The origin of the Marwies Fold in the Säntis mountains. *Eclog. geol. Helv.* 22. 1929.
13. Leupold, W. Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. *Eclog. geol. Helv.* 30. 1937.
14. Ludwig, A. Ueber die Entstehung des Rheintales und des Bodensees. *Jb. St. Gall. Nat. Ges.* 54. 1917.
15. — Kleine geologische Mitteilungen. *Wissensch. Beilage z. Jb. St. Gall. Nat. Ges.* 56. 1920.
16. Ludwig, A. Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. *Eclog. geol. Helv.* 20. 1926.
17. — Die chronologische Gliederung der eiszeitl. Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee. *Jb. St. Gall. Nat. Ges.* 65. 1930.

18. Ludwig A., H. Eugster, E. Bächler. Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geologischen Gesellschaft im st. gallisch-appenzelischen Molasseland im Föhnern- und Wildkirchligebiet. Eclog. geol. Helv. 24. 1931.
19. Meesmann, P. Geologische Untersuchungen der Kreideketten im Gebiet des Bodenseerheintales. Verh. Nat. Ges. Basel. 37. 1926.
20. Oberholzer, J. Geologie der Glarneralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 28. 1933.
21. Renz, H. Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Eclog. geol. Helv. 30. 1937.
22. — Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. Jb. St. Gall. Nat. Ges. 69. 1937/38.
23. Richter, M. Ueber den Zusammenhang der Säntis-Churfürsten-Gruppe mit dem Bregenzerwald. Verh. geol. Bundesanst. Wien. . . . 1922.
24. Rutishauser, W. Beiträge zur Geologie des Säntisgebirges im Gebiete von Gräppelental zum Rotsteinpaß. Wissensch. Beilage z. Jb. St. Gall. Nat. Ges. 56. 1920.
25. Schneider, J. Das st. gallische Rheintal kein Glazialerosionstal. Eclog. geol. Helv. 19. 1925.
26. — Ursachen der Rheintalsenkung. Eclog. geol. Helv. 22. 1929.
27. Tappolet, W. Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. Jb. St. Gall. Nat. Ges. 58/II. 1922.

II. Werke allgemeinen Inhalts und neuere geomorphologische Arbeiten.

28. Ampferer, O. Ueber morphologische Arbeitsmethoden. Jb. Geol. Bundesanst. Wien. 72. 1922.
29. — Ueber einige Beziehungen zwischen Tektonik und Geomorphologie. Zeitschr. f. Geomorph. 1. 1925/26.
30. — Ueber größere, jüngere Formänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Ebenda.
31. — Ueber die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergs. Jb. Geol. Bundesanst. Wien. 79. 1929.
32. — Beispiele von jungen Gleitungen aus Vorarlberg. Ebenda. 86. 1936.
33. Baumberger, E. Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am Schweizerischen Alpennordrand. Eclog. geol. Helv. 24. 1931.
34. Beck, P. Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclog. geol. Helv. 16. 1921.
35. — Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. Nat. Ges. Thun. 1926.
36. — Ueber das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclog. geol. Helv. 26. 1933.
37. Börner, H. Vergleichende Talgeschichte von Montafon und Paznaun. Zeitschr. f. Geomorph. 7. 1932.

38. Bremer, B. Das präglaziale Relief der Ostalpen und dessen Bedeutung für den heutigen Formenschatz des Gebirges. Halle 1934.
39. Burger, E. Strittige Fragen der Glazialmorphologie. Geogr. Jber. aus Oesterreich. 16. 1933.
40. Cadisch, J. Der Bau der Schweizer Alpen. Zürich 1926.
41. Diwald, K. Zur Analyse der flußbürtigen Tallandschaft. Mitt. Geogr. Ges. Wien. 79. 1936.
42. Fels, E. Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. Ergheft 202 Pet. Mitt. 1929.
43. Flückiger, O. Glaziale Felsformen. Ergheft 218, Pet. Mitt. 1934.
44. Frei, R. Monographie des schweizerischen Deckenschotter. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 37. 1912.
45. Gerber, P. Morphologische Untersuchungen am Alpenrand zwischen Aare und Sense. Mitt. Nat. Ges. Freiburg. 1927.
46. Geologischer Führer der Schweiz. Basel 1934.
47. Heim, Alb. Geologie der Schweiz. 2 Bände. 1919/21.
48. — Ueber die Gipfelflur der Alpen. Neujahrsblatt. Nat. Ges. Zürich. 1927.
49. Heim, Arn. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljschr. Nat. Ges. Zürich. 51. 1906.
50. — Ueber Bau und Alter des Alpennordrandes. Eclog. geol. Helv. 21. 1928.
51. — Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. Eclog. geol. Helv. 25. 1932.
52. Kiener, M. Beitrag zur Orographie des westschweizerischen Mittelandes. Diss. Bern, 1934.
53. v. Klebelsberg, R. Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. Geol. Reichsanst. Wien. 2/3. 1922.
54. — Geologie von Tirol. Berlin 1935.
55. Krasser, L. Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzer Waldes. Zeitschr. f. Glkde. 24. 1936.
56. — Lehmann, O. Morphologische Theorie der Verwitterung von Stein-schlagwänden. Vierteljschr. Nat. Ges. Zürich. 78. 1933.
57. — Ueber die Karstdolinen. Mitt. Geogr. ethn. Ges. Zürich. 31. 1930/31.
58. — Gefällsentwicklung und Talstufen im Hochgebirge. Zeitschr. f. Geomorph. 12. 1937.
59. Leutelt, R. Die Methoden der Rekonstruktion alpiner Landober-flächen. Geol. Rundschau. 1930.
60. Lichtenecker, N. Oesterreich. Handb. d. geogr. Wissensch. Bd. Mitteleuropa. (Abschnitt Formenentwicklung: S. 98 — 105).
61. — Beiträge zur jüngeren Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Geogr. Jber. aus Oesterreich. 16. 1933.
62. Machatschek, F. Morphologische Probleme in den Alpen. Mitt. Geogr. ethn. Ges. Zürich. 25. 1924/25.

63. Machatschek, F. Morphologische Untersuchungen in der Inner-schweiz und in Graubünden. Ebenda. 27. 1926/27.
64. — Zur Morphologie der Schweizer Alpen. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Sonderband 1928.
65. Maull, O. Grundsätzliche Fragen der Alpengemorphologie. Geogr. Jber. aus Oesterreich. 16. 1933.
66. Neef, E. Die Landformung des Bregenzerwaldes. Bad. geogr. Abh. 9. Heft. 1933.
67. Penck, A. und Brückner, E. Die Alpen im Eiszeitalter. 1909.
68. Penck, W. Die morphologische Analyse. Geogr. Abh. 1925.
69. Richter, M. Zum Problem der alpinen Gipfelflur. Zeitschr. f. Geomorph. 4. 1929.
70. — Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. Ebenda. 7. 1932.
71. Schmidle, W. Die Diluvialgeologie der Bodenseegegend. Rheinlande, Nr. 8. 1914.
72. Seefeldner, E. Stand und Aufgaben der glazialmorphologischen Forschung in den deutschen Alpen. Zeitschr. f. Erdk. 5. 1937.
73. Sölch, J. Das Formenbild der Alpen. Geogr. Zeitschr. 1925.
74. — Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und Gotthardpaß. Ergh. 219 und 220. Pet. Mitt. 1935.
75. Staub, R. Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schw. Nat. Ges. 69. 1934.
76. Streiff-Becker, R. Glazialerosion und Eisbewegung. Vierteljschr. Nat. Ges. Zürich. 79. 1934.
77. v. Valkenburg, S. Zur Frage der präglazialen Oberflächengestalt der Schweizer Alpen. Diss. Zürich 1916.
78. Weber, A. Zur Glazialgeologie des Glattales. Eclog. geol. Helv. 27. 1934.
79. Wehrli, H. Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. Geol. Bundesanst. Wien. 78. 1928.
80. Winkler, A. Zur jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Centrbl. für Miner. ... 1926.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	
Einleitung	129
Beschreibender Teil	131
I. Der tektonische Bau der nordschweizerischen Alpen	131
II. Lage und Geologie des Säntisgebirges	134
A. Lage des Säntisgebirges	134
B. Die Gesteine der Säntisgruppe	136
Stratigraphische Tabelle	138
C. Der tektonische Bau der Säntisgruppe	140
III. Morphologische Gesamtbeschreibung	141
A. Westlicher Säntis	141
Die Nordkette	141
Die Tierwies	145
West- und Südabdachung der Säntisgipfelgruppe	146
Schwendegrat und Stein	147
Die Kette Wildhauser Schafberg-Altman	150
Das Tal der Säntisthur	153
Der Neuenalp-Gräppelen-Lauialp-Talzug	157
Das Gebiet von Gamplüt, Lisigweid und der Teselalp	160
Gulmen und Gätterifirst	163
B. Der nordöstliche Säntis	165
Die Nordkette	165
Die mittleren Ketten: Altman-Hundstein u. Marwies-Alpsiegel	168
Die Südkette vom Roslenfirst zum Hohenkasten	170
Systematischer Teil	173
I. Der Entwicklungsgang und seine Stadien	173
Hochflächen	174
Alte Talböden	175
II. Der glaziale Anteil am Formenschatz	177
Kare und Hochtröge	178
Taltröge	179
Talstufen	180
III. Die Karstformen	181
IV. Die heutigen Talböden	183
V. Das Verhältnis des Gebirges zum Molassevorland und zum Rheintal	184
Literaturverzeichnis	186

Beilagen: Photographien, 12 Abbildungen;
Karte 1: Die Gesteinszonen des Säntisgebirges in bezug auf ihr Verhalten zur Abtragung;
Karte 2: Geomorphologische Karte des Säntisgebirges.

NB. In der Schreibweise der Lokalnamen halte ich mich an die letzte Auflage des Siegfried-Atlases (Ueberdruck 1932).



Abb. 1. Der Nordabfall des Säntis von der Kühisalp aus gesehen.
Im Vordergrund südfallende Molassenagelfluh.



Abb. 2. Sântisthurltal und Kette des Wildhauser Schafbergs.



Abb. 3. Die Hundsteinkette vom Schäfler gesehen, davor links die Karnische Bötzel, rechts Oberkellen, unten die Terrassen Da und die Meglisalp mit dem Felsabbruch ins Seealptal.



Abb. 4. Ausbildung einer Antiklinalkette: Lütispitz und Neuenalp.



Abb. 5. Die Hangentwicklung auf der Muttelalp.
Kartäler mit Härteriegeln im Schrattenkalk.



Abb. 6. Der Karausgang der Schafbodenrinne.



Abb. 7. Der Kontrast der verschiedenen Kreidestufen am Zwinglipaß, Uebergang von dem alten Flachrelief ins oberste Fählenalptal mit Kraialpfirst.



Abb. 8. Vom Eis zugerundete Dolinenflächen im Boden des Gartenalpen-Hochtroges. Zislerwände.



Abb. 9. Starke Gliederung der Hochfläche Fleckli nach Streichen und Querdisklokationen, unten beginnender Vegetationsübergang.

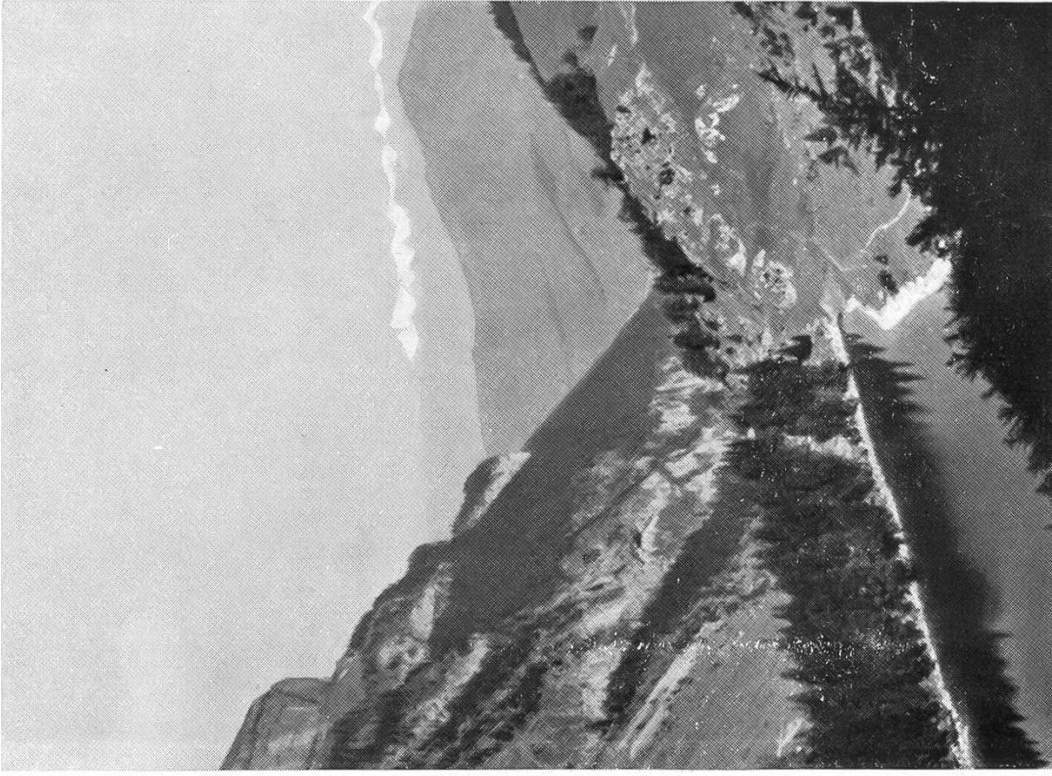


Abb. 10. Blick auf das Ostende des Seealpsees, über das Schwendebachtobel und die Dürschrennen- und Wildkirchliwände.

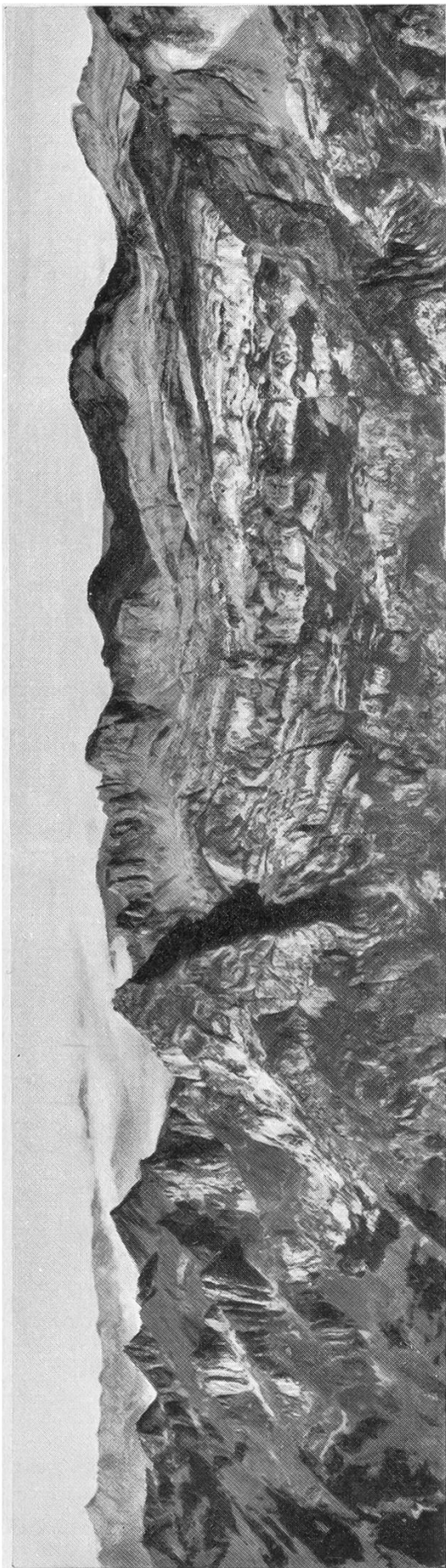


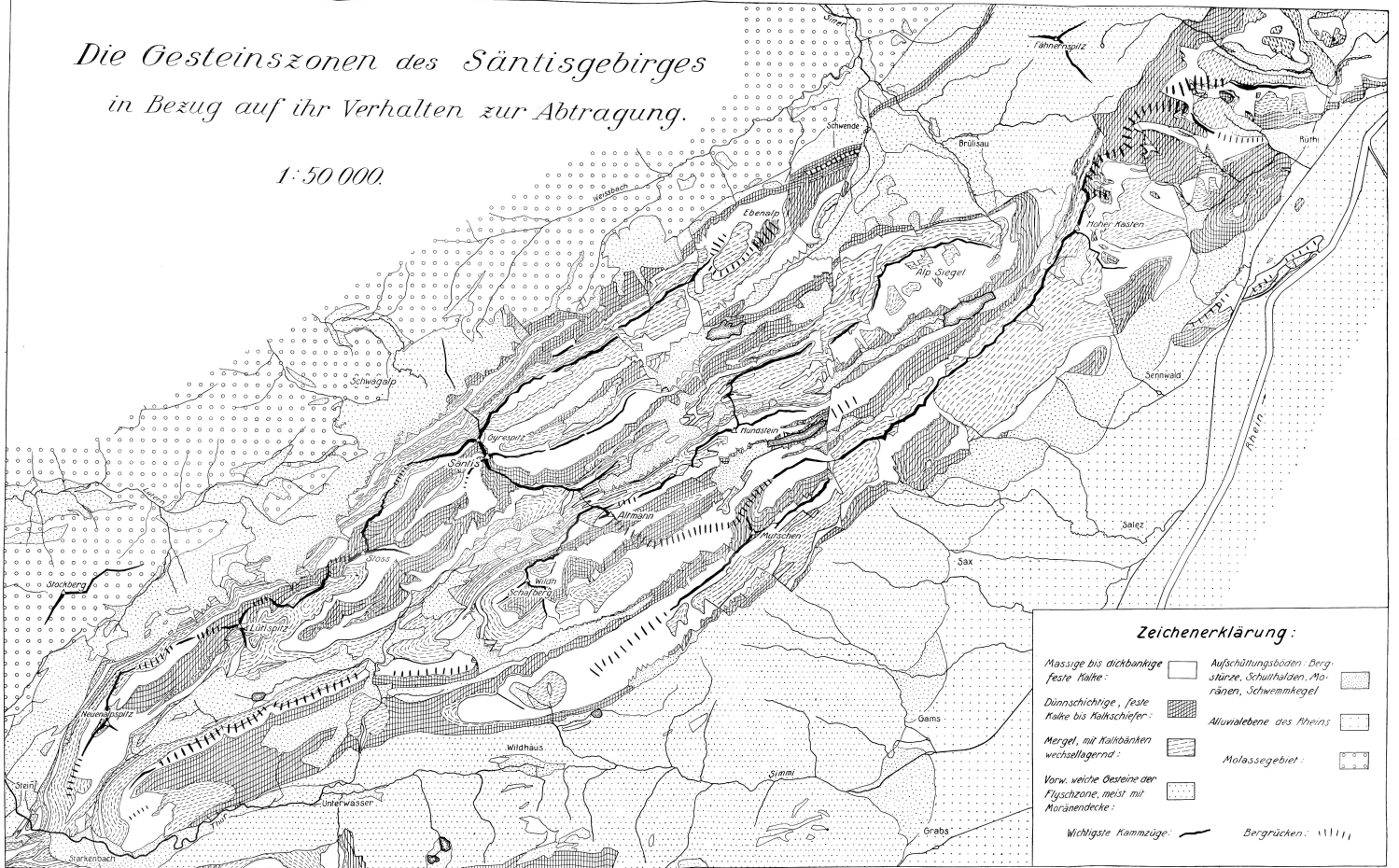
Abb. 11. Die nördliche Kette mit der Hochfläche von Tierwies.



Abb. 12. Die erste Hauptkette von Westen.

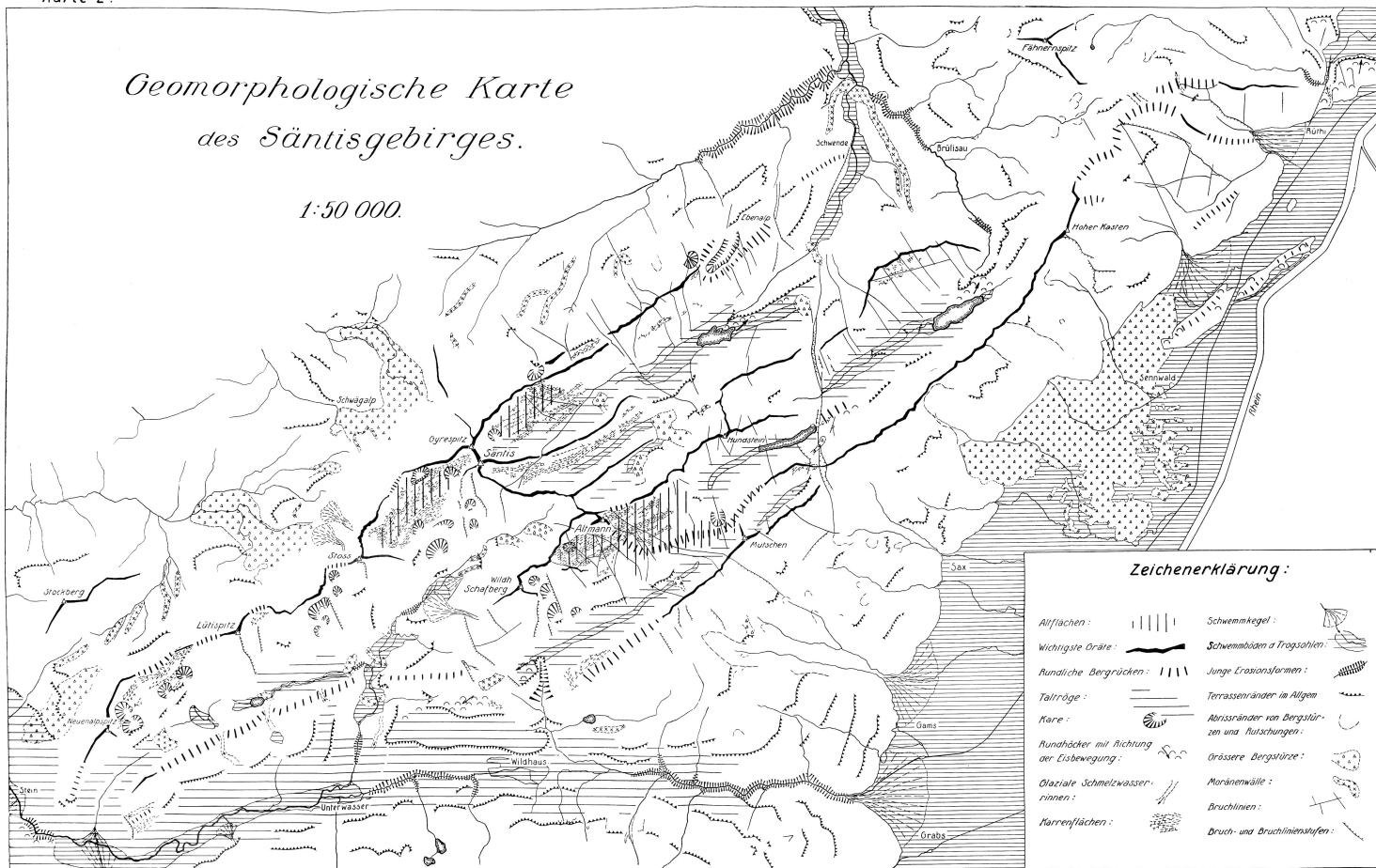
Die Gesteinszonen des Säntisgebirges in Bezug auf ihr Verhalten zur Abtragung.

1:50 000.



Geomorphologische Karte des Säntisgebirges.

1:50 000.



Zeichenerklärung:

- | | | | |
|------------------------------------------|--|-----------------------------------------------|--|
| Alfflächen: | | Schwemkegel: | |
| Wichtige Grate: | | Schwemflächen a Trogschalen: | |
| Rundliche Berggrücken: | | Junge Erosionsformen: | |
| Taltröge: | | Terrassenränder in Allgen: | |
| Kare: | | Abrissränder von Bergstürzen und Futschungen: | |
| Rundhöcker mit Richtung der Eisbewegung: | | Grössere Bergstürze: | |
| Glaciale Schmelzwasser-rinnen: | | Moränenwälle: | |
| Harrenflächen: | | Bruchlinien: | |
| | | Bruch- und Bruchlinienhöfen: | |