

# Morphologische Studien im Schöcklgebiet (Grazer Bergland)

Von Thomas UNTERSWEIG  
Mit 3 Abbildungen (im Text)  
Eingelangt am 25. April 1982

## Zusammenfassung

Schwerpunkthaft werden einige Ergebnisse einer morphologischen Untersuchung im Schöcklgebiet (UNTERSWEIG 1979) dargestellt. Die unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Gesteine und der tektonische Bau kommt in erster Linie regional in der Großformung zum Ausdruck. Der Karstformenschatz wird vor allem im Hinblick auf die Verteilung von Dolinen und Höhlen sowie auf die Frage der Kuppenkarstlandschaften des Schöcklgebietes als fossile Karstformen beleuchtet. Die Gliederung in 3 Hauptstockwerke, denen sich die Verebnungsreste zuordnen lassen, das Auftreten einer miozänen Karstkuppenlandschaft sowie jungtertiärer Sedimente (rote Breccien, Roterden, Schotter und Dolinenfüllungen aus Lehmen kristalliner Herkunft) in verschiedenen Höhenlagen lassen eine komplizierte Morphogenese am Alpenrand erkennen. Die Prozesse seit dem Beginn des Pleistozäns bewirkten eine Überprägung der Landschaft, wobei letzten Endes auch der wirtschaftende Mensch kleinmorphologische Vorgänge auslöst.

Die Gesteine des Grazer Berglandes, die im ostalpinen Stockwerkbau dem Oberostalpin zugezählt werden, sind auf drei Seiten vom Kristallin des Steirischen Randgebirgsbogens umgeben, das dem mittel- bzw. oberostalpinen Stockwerk angehört. Ähnliche Gesteine treten auch im Radegunder Kristallin auf, das das Grazer Paläozoikum im SE unterlagert. Der Komplex des Grazer Paläozoikums wurde im Zuge der alpinen Deckenbewegungen von S her eingeschoben (TOLLMANN 1977: 461 und 472). Zur Kenntnis der Gesteinsfolge sei auf FLÜGEL 1975 cum. Lit. bzw. FLÜGEL 1960 (Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes) hingewiesen.

## Die Petrovarianz

Die Herausbildung der Formenwelt einer Landschaft hängt unter anderem von der morphologischen Wertigkeit der einzelnen Gesteinsarten ab. Man hat es im Schöcklgebiet in erster Linie mit zwei grundverschiedenen Komplexen zu tun: einerseits die Bereiche des Schöcklkalkes und andererseits die kristallinen Gesteine und Schiefer. Der Hauptunterschied zwischen beiden besteht in der Verkarstungsfähigkeit des Kalkes und in seiner Dickbankigkeit. Die Gesteine des Radegunder Kristallins und die Passailer Schiefer dagegen sind oft fein gefältelt und geschiefert und zum Großteil leicht verwitterbar, wodurch sie der Abtragung gegenüber weniger widerstandsfähig sind.

Es fällt sofort auf, daß die Höhenzüge des Schöcklgebietes ausschließlich aus kalkigen Gesteinen aufgebaut werden, während die Tallandschaften vor allem in den Bereichen des Radegunder Kristallins und der Schiefer zu finden sind. Das einzige Tal, das mit einem ständig fließenden Gewässer den Kalk quert, ist die Raabklamm. Typisch für den Kalk ist auch die Tendenz zur Ausbildung von Hochflächen, die scharfrandig abbrechen (Schöcklplateau, Garracher Wald).

Ein schönes Beispiel, wie verschiedene Gesteine unterschiedlich auf die Abtragungsvorgänge reagieren, bietet der Raum Präbichl südlich von Semriach. Der hier SSE–NNW streichende Leberbruch trennt die Passailer Schiefer im E von Dolomiten im W. An der Störungslinie gehen der Eichgraben und der Graben südlich des Schifter Kogels (838 m)

plötzlich in geradlinige und tiefe Kerben über, während sie östlich von wesentlich flacheren Hängen gebildet werden. Im Dolomitbereich fehlen Seitengraben völlig, einförmige steile Talhänge herrschen vor. Geht man bachaufwärts, treten, sobald man in den Schieferbereich kommt, Seitengraben auf, und zwar die ersten genau an der Bruchlinie. Diese sind es auch, die bis auf die Rücken hinaufgreifen und zu Sattelbildungen beim Rumpf, Schifter und Vöckl führten.

Im großen und ganzen kann festgestellt werden, daß die paläozoischen Schiefer und die Gesteine des Radegunder Kristallins zu sanften Hangböschungen führen; im sandig zerfallenden Dolomit treten dagegen wesentlich größere Hangneigungen auf. Wandbildungen und von Schrofen durchsetzte Steilhänge sind fast ausschließlich auf den Schöcklkalkbereich beschränkt.

### Die Auswirkungen von Schichtlagerung und tektonischen Linien auf den Großformenschatz

Es sollen hier nur einige Beispiele angeführt werden, bei denen die Zusammenhänge zwischen den tektonischen Verhältnissen und morphologischen Erscheinungen besonders offensichtlich sind.

Die Raumlage der Schichten wirkt sich speziell in den Bereichen des Schöcklkalkes recht bedeutend auf die großmorphologischen Erscheinungen aus. Betrachtet man das Schöcklgebiet von W, so ist eine deutliche Asymmetrie zu erkennen. Während im N Steilhänge mit Wand- und Schrofenbildungen (Hangneigungen häufig über  $45^\circ$ ) gegen die Beckenlandschaften des Semriacher und Passailer Beckens abfallen, sind die südschauenden Hänge allgemein wesentlich sanfter geneigt. Diese Ungleichseitigkeit entspricht im großen der Lagerung der bis 600 m mächtigen Platte aus Schöcklkalk, die gegen W bis SW einfällt. An den Nord- und Osthängen beißen die Schichten an den steileren Hängen aus. Blickt man von S auf den Schöckl, fallen die ungleich steilen Ost- und Westabfälle auf. Im E bewirken die gegen den Hang einfallenden Kalkbänke die größere Hangneigung. Der waldfreie Westabfall, die sogenannte „Schöcklschneid“, weist eine mittlere Neigung von  $16^\circ$  auf. Obwohl die Richtungen des Schichtfallens wechseln, stimmt der Einfallswinkel ziemlich gut mit der Böschungsneigung überein. Ähnliches gilt für den ca. 900 m hohen Novystein, in dessen Gipfelbereich auf Grund der spärlichen Vegetation ein Schichtfallen von ca.  $12-15^\circ$  gegen SW gut zu erkennen ist. Besonders ausgeprägt ist hier die stärkere Neigung des Nordhangs, der im oberen Bereich durch das Ausbeißen der Schichtköpfe Wandbildungen zeigt.

Wie CLAR 1933: 45 betont, ist das Gebiet der Hohen Rannach und des Schöckls von Brüchen zerstückelt. Während sie auf der Rannach eine allgemeine Senkung gegen SW zur Folge haben, bewirken sie im Schöcklgebiet ein staffelförmiges Absinken der einzelnen Blöcke gegen S zu. Tektonische Linien, Störungszonen und Brüche werden häufig morphologisch sichtbar, da sie Schwächezonen darstellen, die leichter ausräumbar sind und denen die Abtragungsvorgänge nachtasten. Die bedeutendste Störung im Arbeitsgebiet, der sogenannte „Leberbruch“, zieht zwischen Rannach und Schöcklgebiet fast genau von N nach S durch. Als eindeutige Linie erscheint er auf der geologischen Karte zwischen Semriach und Stattegger Graben. An dieser Linie wurde das Rannach-Devon gegenüber dem Schöcklstock abgesenkt. Morphologisch tritt die Störung am deutlichsten in der Einsattelung auf der Leber (733 m), im Stattegger Tal und östlich des Kesselfalls, wo sie die Schöcklkalkscholle des Karlsteins von den Schiefen des Glettrückens trennt, in Erscheinung. Im Gebiet von Präbichl bildet der Leberbruch eine scharfe Grenze zwischen den Passailer Schiefen im E und den Dolomiten der Rannach-Fazies im W. Interessanterweise kommt diese Grenze in der Landschaft nur schwach zum Ausdruck. Kleine, maximal 30 m eingesenkte Sättel bei den Gehöften Rumpf, Schifter und Vöckl markieren den Verlauf der Störung. An Störungslinien angelegte Sättel sind häufige Erscheinungen. Dazu gehören Sattelbildungen auf der Rannach, westlich des Novysteins und

zwischen Burgstaller Höhe und Harling. Täler und Gräben folgen in vielen Fällen Störungslinien und Kluftezonen. So folgt das südliche Trockental des Klammgrabens westlich von St. Radegund einer Störung, die zwischen Erharthöhe (1047 m) und K 1152 durchzieht („Himmelreichbruch“). CLAR 1933:131 hält eine Sprunghöhe von mindestens 200 m für wahrscheinlich, wobei der südwestliche Flügel abgesenkt wurde. Eine weitere wichtige Störung, der ein Tal folgt, ist der „Tränkgrabenbruch“. Auch an dieser Linie kam es zu einer Tieferlegung des südlichen Flügels gegenüber dem nördlichen. Die Gesteinsgrenzen zwischen Schöcklkalk und kristallinen Gesteinen treten dort, wo sie von steilstehenden Störungen gebildet werden, markant hervor. Ein gutes Beispiel ist der südliche Rand des Garracher Waldes, der mit einer bis zu 60 m hohen Stufe abfällt. Am Weg vom Gehöft Ebner (1033 m) auf die Hochfläche des Garracher Waldes sind kleine Verwerfungen und Harnischflächen aufgeschlossen. Der Kalk ist stark zerrütet und stellenweise brecciös. BOCK 1910:7 schließt aus vorherrschenden Kluftrichtungen in den Höhlen des Schöckl-Nordabfalles, daß der Nordrand des Berges durch eine „Kette sich kreuzender Brüche“ gekennzeichnet ist. Ein Beispiel für die starke Klüftung des Gesteins am Nordrand der Schöcklkalkplatte ist auf einer kleinen, von der Kammflur des Niederschöckls abgelösten Kuppe westlich der Höhe 1340 zu sehen. Die Bankung des Kalkes ist hier durch eine NW–SE streichende und saiger stehende Klüftung beinahe ausgelöscht. Ein steilstehender Harnisch mit nahezu waagrechten Rutschstriemen (SW–NE) läßt darauf schließen, daß in diesem Gebiet nicht nur vertikale, sondern auch horizontale tektonische Bewegungen (Blattverschiebungen) stattgefunden haben.

### Karsterscheinungen

Im Arbeitsgebiet macht die Fläche, die der Schöcklkalk einnimmt, ca. 35 km<sup>2</sup> aus, das sind 28% der Gesamtfläche. Nach HÜBL 1942 und BLÜMEL 1953 (zit. ex FLÜGEL 1975:201) beträgt der Anteil an CaCO<sub>3</sub> im Schöcklkalk mehr als 98%.

Der Karst des Schöcklgebietes, wie er heute vorliegt, kann als „grüner Karst“ bezeichnet werden. Zum allergrößten Teil wird das Gestein von einer Bodenschicht mit Vegetation bedeckt. Die Hochfläche des Schöckelplateaus verdankt ihre Waldfreiheit nicht dem Gipfelphänomen, vielmehr handelt es sich um einen pseudoalpinen Gipfel.

### Karrenformen

Im Arbeitsgebiet sieht man entsprechend den wenigen Flächen anstehenden Gesteins, die nicht mit Vegetation bedeckt sind, nur wenige Karrenformen. Diese sind dort zu finden, wo die Steilheit des Hanges die Bodenbildung verhindert. Ausnahmen bilden zum Teil die Hochflächen bzw. Gipfel am Schöcklkopf (1423 m), Novystein (895 m) oder Schachner Kogel (825 m), auf denen auf Grund der lokalen Gegebenheiten (pseudoalpine Gipfel, Schichtlagerung) karrenähnliche Zerrung auftritt. Diese Kleinformen sind sicher rezenter Entstehung. Aber gerade dort, wo Boden und Vegetation spärlich vorhanden sind, kommen größere Karrenformen zum Vorschein, wie am Schöcklkopf oder am Novystein. Es handelt sich meist um Kluft-, Loch- und Rinnenkarren, die beachtliche Ausmaße erreichen (bis mehrere Meter Länge bzw. 0,5 Meter Breite). Es ist wahrscheinlich, daß weite Gebiete des Schöckls solche große Karrenformen tragen, die sich subkutan weiterentwickeln.

### Dolinen

Im Schöcklgebiet können sechs bedeutendere Dolinengebiete ausgeschieden werden.

Die flachkuppige Hochfläche des Schöckls liegt zwischen 1400 und 1445 m Sh. und stellt damit das höchstgelegene Dolinenareal des Arbeitsgebietes dar (Fig. 1). Die größeren, halbrunden Hohlformen liegen am Übergang des Plateaus in den Südhang. Die westlichste hat einen Durchmesser von ca. 120 m, die Hänge sind unter etwa 20° geneigt, und der ebene Boden hat einen Durchmesser von 70 bis 80 m. In der Mitte befindet sich eine flache

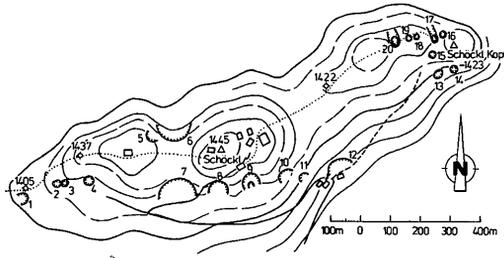


Abb. 1: Dolinen auf der Hochfläche des Schöckls (Maßstab 1:25.000).

Eintiefung von ca. 20 m Durchmesser, die im Sommer als Viehtränke fungiert. Die Tiefe der gesamten Hohlform beträgt 10 bis 15 m. Am Übergang zum Schöckl-Südhang ist eine flache Schwelle ausgebildet, über die der Weg führt; es handelt sich, wie Bohrungen mit dem Schlagbohrer ergaben, um Lockermaterial, das wahrscheinlich künstlich aufgeschüttet wurde. In der Vertiefung selbst wurde ein Bohrprofil von 0,5 m Braunerde und darunter 0,5 m hellbraunem sandigem Lehm erbohrt. Auf die mineralogische Zusammensetzung der Füllungen wird noch eingegangen werden. Es sei hier nur vorweggenommen, daß es sich bei den Lehmen um Verwitterungsprodukte kristalliner Gesteine handelt. Ähnliches Aussehen haben zwei kleinere, östlich anschließende Formen. Die erste weist am Übergang zum Südhang eine wallartige Anlage auf, die ebenfalls aus Lockermaterial besteht. Die Form, deren Hang im N um 25° geneigt ist, hat eine Tiefe von ca. 20 m; der Durchmesser des Bodens beträgt 50 m. Es wurden auch hier Braunerde und heller Lehm erbohrt. Der Durchmesser des Bodens der östlichsten der drei Großformen beträgt 22 m, und der Nordhang hat eine Neigung von 26°. Durch vom Stubenberghaus stammende Abwässer, die sich in der Hohlform sammeln und dort versickern, zeigt das Bodenprofil 0,8 m fast schwarzen Humus und darunter 0,2 m Braunerde mit Schutt Komponenten.

PASCHINGER 1974:98 sieht in diesen größeren Hohlformen pleistozäne Karoide mit einer Schneegrenze bei 1400 m Sh. Diese entspräche einer heutigen Schneegrenze bei 2600 m Sh., wie sie in niederschlagsreichen Randgebieten der Alpen anzutreffen ist.

Es muß jedoch die Form der „Karoide“ beachtet werden, da es sich um relativ steilwandige, schüsselartige Hohlformen mit ebenen Böden handelt, die man bei Karoiden nicht erwarten würde. Es ist schwer vorstellbar, daß ein pleistozänes Karoid in dieser Höhenlage einen völlig ebenen Boden mit 70 bis 80 m Durchmesser hat. Die Lehmfüllungen, die aus einer kristallinen Überdeckung hervorgegangen sein müssen, schließen eine glaziale Entstehung der Formen nicht aus, da die Verwitterungsrückstände auch nach dem Pleistozän aus der Umgebung eingeschwemmt oder eingeweht worden sein können. Andererseits findet man ähnliche Halbtrichter auch in geringeren Höhenlagen, z. B. im Bereich des Garracher Waldes oder der Göttinger Alm, wo sie in ca. 1100 m Sh. mit Sicherheit nicht als Karoide angesprochen werden können. Sicher darf die glaziale Abtragung im Bereich der Schöcklhochfläche nicht unterschätzt werden, es müssen jedoch, um die selektive Wirkung des Eises zu ermöglichen, bereits Vorformen existiert haben, wobei es sich um Halbdolinen gehandelt haben wird. Die glaziale Überprägung drückt sich vor allem in den abgerundeten und abgeflachten Rändern der Hohlformen aus.

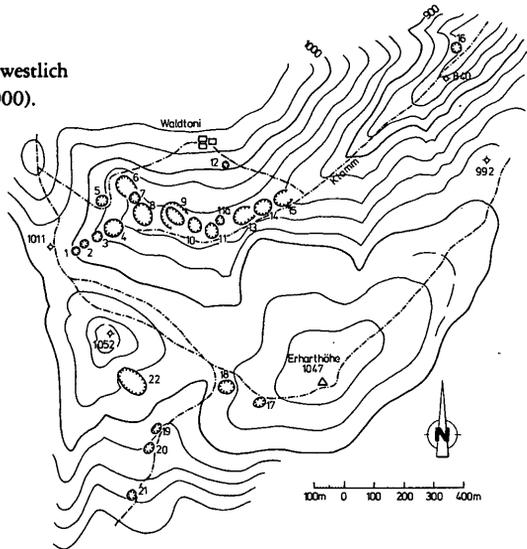
Im Garracher Wald sind hauptsächlich Großformen ausgebildet, wobei die größten der flachschüsseligen Dolinen Durchmesser bis zu 200 m erreichen und häufig einseitig ausgebildet sind. Sie lassen sich zum größten Teil Trockenfurchen zuordnen, so daß eine deutliche Talgebundenheit festgestellt werden kann. Die insgesamt 13 Formen treten in Höhen zwischen 1050 und 1120 m Sh. auf. Ein weiteres Verbreitungsgebiet von Dolinen befindet sich nördlich von Garrach beim Wh. Matschuster. In diesem Bereich sind Formen

von 70 bis 80 m Durchmesser vom Typus der Schüsseldolinen anzutreffen. Mehrere kleine Formen im E besetzen Trockengräben, die über der Raabklamm ausstreichen. Von den 18 Dolinen östlich vom Wh. Matschuster, die in Höhen zwischen 630 und 700 m liegen, sind 14 sicher talgebunden.

Auf der **Göstinger Alm** gibt es nur wenige schön ausgebildete Dolinenformen. Die meisten sind mehr oder weniger gut erkennbare Halbdolinen, die fast alle im gerodeten Areal liegen. Die Durchmesser erstrecken sich zwischen einigen und 100 m. 11 von insgesamt 17 Formen sind eindeutig talgebunden. Die Dolinen liegen zwischen 1070 und 1140 m Sh.

Der obere Teil des südlichen **Klammgrabens** (nördlich der Erharthöhe) ist von Dolinen besetzt, deren Durchmesser von 20 bis 200 m reichen. Von den 17 Formen dieses Gebietes sind 14 in der Tiefenrinne des Trockentaales aufgefädelt (Fig. 2). Ihre Höhenlage schwankt zwischen 940 und 1000 m Sh.

Abb. 2: Dolinen im Klammgraben und westlich der Erharthöhe (Maßstab 1:25.000).



Die **Leber** ist ein Dolinengebiet erster Ordnung. Es treten hier nur Großformen zwischen 30 und 200 m Durchmesser auf. Der Form nach gibt es sowohl Trichter- als auch Schüsseldolinen, die meist im Wald liegen. Die größten, zum Teil zusammengewachsenen Formen befinden sich im Gebiet nördlich vom Wh. Auf der Leber im Wiesengelände. Es lassen sich vier flache Trockenmulden nördlich vom Kreuzkogel (815 m) und K 841 ausmachen, in denen ein Großteil der Dolinen der Leber angesiedelt ist; die 33 Hohlformen treten in der Höhenspanne zwischen 690 und 800 m Sh. auf.

Auch in der **Gegend von Buch** kommen die Dolinen wie auf der Leber im Bereich der Gebirgsrandflur vor. Die Formen erreichen Durchmesser bis zu 100 m; es handelt sich vorzugsweise um schüsselartige Formen, die wie viele Dolinen in tieferen Höhenlagen durch die Tätigkeit des Menschen überprägt worden sind. Eine reihenförmige Anordnung ist in Buch nur bei wenigen Formen zu erkennen; einige stellen Anfänge von Trockengräben dar. Die insgesamt 20 Formen liegen in Höhen zwischen 690 und 790 m.

Zwischen den Gehöften Kolmanbauer und Tipl in **Hohenberg** treten vor allem im Bereich der Gebirgsrandflur Hohlformen auf, die als Dolinen anzusprechen sind. Es handelt sich vorwiegend um Großformen von 50 bis 200 m Durchmesser, die größeren haben Halbdolinencharakter. Von 11 kartierten Formen liegen 9 in Höhen zwischen 670 und 720 m. Talartige Anordnungen können nicht festgestellt werden, wohl aber treten die Formen im Bereich von Trockengräben auf.

Wie bereits von VORMAIR 1938 und 1940 ausführlich dargestellt, ist ein Großteil der Dolinen im Schöcklgebiet an Niveaus, in besonderem Maße an das der Gebirgsrandflur gebunden. Die meisten Formen sind jedoch auf den Ebenheiten nicht regellos verteilt, sondern kommen im Zusammenhang mit Trockentälern und -mulden vor. Dolinen konnten sich also vor allem dort entwickeln, wo in früheren Zeiten Entwässerungsrinnen vorhanden waren, die später durch Absenkung der Erosionsbasis der oberflächlichen Entwässerung entzogen wurden. Dadurch erst waren die Bedingungen für die Verkarstung und damit für die Ausbildung von Lösungsdolinen gegeben. Solche alten Trockentäler sind jedoch nur dort von Dolinen besetzt, wo sie ein geringes Gefälle aufweisen, d. h., daß Dolinenvorkommen nicht primär an Niveaus gebunden zu sein brauchen, wohl aber an Talungen, die im Bereich der Altflächen naturgemäß ihr geringstes Gefälle aufweisen.

Ein besonderes Merkmal der allermeisten Dolinenformen im Schöcklgebiet ist ihre schüsselartige Form, die durch eine geringe Tiefe und einen oft großflächigen ebenen Boden gekennzeichnet ist. Solche Formen enthalten Lehmfüllungen, deren Schwermineralgehalt in allen Dolinengebieten – auch auf der Schöcklhohefläche! – auf Verwitterungsprodukte metamorpher Gesteine, wie sie im Steirischen Randgebirge vorkommen, schließen läßt. Die Verzögerung oder gar Verhinderung des Tiefenwachstums von Dolinen durch derartige unlösliche Sedimentfüllungen erklärt die verhältnismäßig geringe Tiefe vieler Großformen.

## Höhlen

Im Schöcklgebiet sind einschließlich des linken Talhanges der Raabklamm 63 Höhlen im Österreichischen Höhlenverzeichnis (hrsg. vom Verband der österreichischen Höhlenforscher in Wien) aufgezählt. Von diesen haben 42 vorwiegend horizontale Erstreckung, 21 sind reine Vertikalhöhlen.

Der Höhenverteilung nach ergibt sich eine Häufung von Höhlen einerseits im Bereich zwischen 400 und 800 m Sh., namentlich zwischen 600 und 700 m Sh., wo allein 16 Horizontalhöhlen und eine Vertikalhöhle vorkommen (Raabklambereich, Karlstein, Annengraben, Stattegger Graben – Kalkleiten) und andererseits in Höhenlagen über 1300 m, wo es um das Schöcklplateau 9 Formen gibt, die ausschließlich Vertikalhöhlencharakter haben. Etwa drei Viertel aller Höhlen des Schöcklgebietes treten in Höhenlagen unter 800 m auf. Hier gibt es drei Gebiete, in denen Taleinschnitte Höhlengänge bloßgelegt haben; das ist in der Raabklamm, im Annengraben und im Kesselfall (Karlstein) gegeben. Weiters findet man eine Anzahl von Höhlen, speziell auch Karstschächte, also Vertikalhöhlen, im Bereich der Gebirgsrandflur des südlichen Schöcklgebietes und in den darüber aufragenden Hängen. Eine weitere Gruppe von Höhlen (nur Vertikalhöhlen) gruppiert sich um das Schöcklplateau. Diese Schöcklschächte haben durchwegs eine schmale, breitflächig in die Tiefe reichende Form. Sie sind zum Teil an sich rechtwinkelig kreuzenden Klufflächen angelegt und zeigen zum Unterschied von den tiefer gelegenen Horizontalhöhlen kaum Spuren von Lösung durch das Wasser. Im großen Wetterloch sind sogar Harnischflächen sichtbar (Bock 1910:5), die eindeutig auf eine tektonische Anlage des Schachtes hinweisen. Auf Grund der meist fehlenden, jedenfalls nur untergeordnet in Erscheinung tretenden Korrosionsspuren dürfte ihre Entstehung durch tektonische Ursachen bedingt sein.

Betrachtet man die Anlage von einzelnen Höhlen bzw. von mehreren Höhlen, die einst zu ganzen Systemen verbunden waren, so sind die in der Hauptanlage horizontal verlaufenden Höhlen in jenem Bereich zu finden, der unterhalb der Gebirgsrandflur liegt. Ihre Entstehung oder zumindest ihre Reaktivierung muß also in eine Zeit fallen, in der dieses Niveau bereits zerschnitten oder zumindest in Zerschneidung begriffen und die Verkarstung daher wesentlich unter diese Erosionsbasis fortgeschritten war.

Zur regionalen Verteilung der Höhlen sei erwähnt, daß die meisten Horizontalhöhlen in zwei ziemlich eng begrenzten Gebieten auftreten, nämlich im NE des Garracher Waldes in der Raabklamm und im südlichen Schöcklgebiet (Stattegger Tal, Annengraben), während

vor allem auf den Nordhängen von Schöckl und Burgstaller Höhe außer den Schöcklschächten keine Höhlen bekannt sind. Dieses Phänomen dürfte im generellen Einfallen der Kalkbänke begründet sein. Im Garracher Wald bilden die Schichten eine Mulde, deren Achse nach MAURIN 1958:52ff nach NE zur Raabklamm hin einfällt, und im westlichen Schöcklgebiet fallen die Bänke allgemein gegen W bis SW ein. Diese beiden Bereiche sind auch die einzigen im Schöcklgebiet, in denen der Kalk unter das Vorflutniveau größerer Talböden hinabreicht.

### Zur Frage des fossilen Kuppenkarstes

Auf Grund der Erkenntnisse über die klimatischen Verhältnisse in unseren Breiten zur Zeit des Miozän muß angenommen werden, daß es zu dieser Zeit auch zur Ausbildung eines tropischen Karstformenschatzes kam. Für den mittelsteirischen Bereich hat PASCHINGER 1965 und 1974 auf die vielfach verbreiteten Kuppen und Kegelformen in den Kalkgebieten hingewiesen. Er spricht von periglazial stark überformtem und erniedrigtem Kuppenkarst.

Die Kuppenformen auf der Tanneben sitzen im West- und Nordteil dieses Schöcklkalkgebietes einer Fläche in ca. 750 m Höhe auf. Im E stellt der Hochglaserer einen höheren Zug dar, der ebenfalls Kuppen trägt, die einer Basis in ca. 880 m Sh. aufliegen. Es liegen hier also zwei voneinander deutlich getrennte Flächen vor, die Kuppen tragen. Die Kuppen der Tanneben weisen Basisdurchmesser, die bei 200 bis 500 m liegen, und relative Höhen von 30 m bis 60 m auf; die am Hochglaserer haben durchwegs geringere Basisdurchmesser um 100 bis 300 m und auch geringere relative Höhen, die zwischen 10 und 20 m schwanken.

Die Kammflur des Niederschöckls, die eine echte, wenn auch nur schmale und langgestreckte Verebnung ist, fällt vom Sattelbereich von ca. 1300 m Höhe gegen W auf 1270 bis 1280 m Sh. ab. Die darüber aufragenden Kuppen sind zwischen 10 und 40 m hoch und haben an ihrer Basis Durchmesser von 50 bis 200 m. Bei der Flur von Niederschöckl fällt besonders auf, daß die Kuppen der Verebnung aufsitzen. Die Hochfläche des Schöckls verläuft ziemlich eben von ca. 1430 m Sh. am Westrand bis 1420 m Sh. beim Schöcklkopf. Dieser leicht gegen E abfallende Fläche sind ganz flache Kuppen aufgesetzt, von denen die höchste, der Gipfel, eine relative Höhe von ca. 20 m erreicht. Die östlichste (Schöcklkopf 1423 m) und die westlichste Kuppe sind so niedrig (nur wenige Meter), daß sie kaum noch als Kuppen auffallen. Die Formen auf dem Schöcklplateau haben Basisdurchmesser zwischen 100 und 300 m.

Weiter im E sind im Bereich des Garracher Wald-Nordrandes ebenfalls Kuppen zu beobachten. Diese sitzen aber nicht direkt der ausgedehnten Verflachung des Garracher Waldes, sondern einer etwas höheren Rückenflur auf. Die Kuppen K 1149 und K 1144 überragen diese Verebnung um 24 bzw. 29 m; ihre Basisdurchmesser erreichen Größenordnungen von 100 bis 200 m. Die Burgstaller Höhe selbst, deren höchster Bereich wieder zwei eigene, niedrige Kuppen aufweist, erhebt sich ca. 100 m über die besprochene Verebnung. Es handelt sich hier um einen Höhenunterschied von ungefähr gleichem Ausmaß, wie er zwischen den Fluren Tanneben und Hochglaserer bzw. Niederschöckl und Schöckl besteht.

Abgesehen von der Größe der Kuppenformen tritt in allen drei besprochenen Gebieten eine gemeinsame Erscheinung hervor: die Kuppen sitzen jeweils zwei um ca. 100 m verschiedenen hohen Fluren oder Rücken auf, die als Teilfluren der jeweils höchsten Fläche zu bezeichnen sind.

Im Karstgebiet der Tanneben, wo die Kuppen im Gegensatz zu den anderen Gebieten flächenhaft auftreten, sind zwischen den Vollformen Hohlformen von zum Teil unregelmäßiger Ausbildung zu erkennen, die sicher auch im Pleistozän ebenso wie die Kuppen selbst überformt wurden. Man kann sie sich ursprünglich als sogenannte „Cockpits“ denken, wie sie in den rezenten tropischen Karstgebieten zwischen den Karstkuppen bzw. -kegeln auftreten.

PASCHINGER 1974:111 vergleicht die Kuppenlandschaft der Tanneben mit dem von ihm nachgewiesenen fossilen Kuppenkarst im Steinkogel-Rainerkogel-Gebiet westlich der Mur und

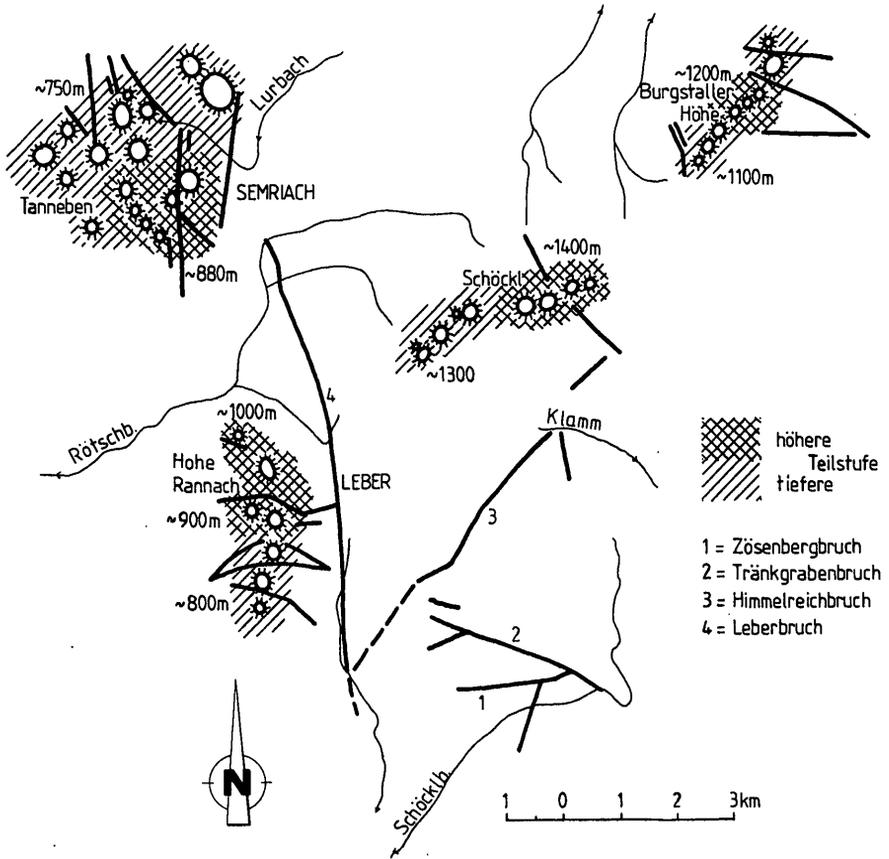


Abb. 3: Karstkuppengebiete und tektonische Störungen.

bezeichnet sie als „eine mittelmiozäne subtropische Karstkuppenlandschaft“, die später verschüttet und wohl zur Zeit der Ausbildung der Gebirgsrandflur aufgedeckt und in diese einbezogen wurde. Er weist darauf hin (1974:118), daß die Altflächen des Schöckls, der Hohen Rannach und der Tanneben mit großer Wahrscheinlichkeit gleich alt sind wie die des Steinkogelgebietes, also badenisches Alter besitzen. Für diese Ansicht sprechen neben morphologischen auch sedimentologische Gründe, auf die im Rahmen dieser Arbeit noch eingegangen werden soll. MAURIN (in FLÜGEL 1975:229) stimmt zwar der Datierung der Landformen des Steinkogel-Rainerkogel-Gebietes zu, meldet zur Übertragung dieser Altersbestimmung auf die Tanneben jedoch Bedenken an, weil dann das ganze System der Gebirgsrandflur entstellungsgemäß in das Miozän verlegt werden müßte. Es darf jedoch darauf hingewiesen werden, daß durch die Vorstellung einer Einbeziehung von älteren, abgesenkten Flächen bei der Ausbildung der Gebirgsrandflur eine ältere Entstehung des gesamten Niveaus nicht angenommen werden muß.

Auffallend ist, daß die höher gelegenen Kuppenformen meist geringere Ausmaße aufweisen, und zwar vor allem die relative Höhe betreffend. Diese Formen dürften wegen ihrer größeren Exponiertheit gegenüber den Prozessen der periglazialen Abtragung, was besonders für den Schöckl und die Burgstaller Höhe gilt, stärker überformt und erniedrigt worden sein. Pleistozäner Schutt konnte an den Hängen der Kuppen letztgenannter Gebiete nicht beob-

achtet werden, wohl aber an Straßenanrissen im Bereich der Tanneben, wo der pleistozäne Hangschutt Mächtigkeiten von mindestens mehreren Metern erreicht.

### Flachformen

Auf Grund der Niveauekartierung können drei Hauptstockwerke von Verebnungen ausgeschieden werden:

Im höchsten Flurensystem (System I, 1220 bis 1445 m Sh.) werden die schwach gekuppelte Hochfläche des Schöckls (um 1400 m) und die schmale und langgestreckte Verebnung auf dem Niederschöckl zusammengefaßt.

Als zweites Hauptstockwerk (System II) werden Altflächenreste in Höhen zwischen 900 und 1150 m Sh. angesehen. Am besten durchverfolgbar sind die höhergelegenen Flächenreste um 1100 m Sh. Solche finden sich auf der Göstinger Alm und besonders im Bereich des Garracher Waldes. In dieser Höhe treten zwischen Schöckl und Burgstaller Höhe im Bereich des Radegunder Kristallins breite Sattelformen auf, dazwischen liegen die Kuppen des Rabnitzberges und der Kote 1068. Eine tiefere Teilflur dieses Stockwerkes erstreckt sich zwischen 900 und 1000 m Sh., wobei im S vor allem der Rücken Erharthöhe–Novystein und nördlich des Schöckls die in diesen Höhenlagen ansetzenden Sporne der Beckenränder von Semriach und Passail flache Relieftteile bilden.

Das eindrucksvollste Altflächensystem des Schöcklgebietes ist die „Gebirgsrandflur“ – (System III), die sich entlang des ganzen Gebirgsrandes der Steirischen Bucht in durchschnittlichen Höhen zwischen 600 und 800 m Sh. verfolgen läßt. Sie tritt auch im Schöcklgebiet als ein mit großer Sicherheit verfolgbares Flächensystem auf. Es zeigt sich, daß die Gebirgsrandflur über geologische Störungszonen und Gesteinsgrenzen ohne Niveauveränderungen hinweggreift. Die bekanntesten Flachformen im südlichen Schöcklgebiet sind die Flächen auf der Leber (733 m) und die leistenartige Flur von Buch–Kalkleiten (um 700 m). Die Randflur setzt sich bis in den Bereich der Raabklamm als Sporn- und Rückenflur fort (Hohenberg, Rinegger Rücken, St. Radegund, Maierhöfen, Garrach). In der Raabklamm selbst setzt das Niveau praktisch aus, lediglich an schmalen Hangleisten läßt es sich bis in das Passailer Becken weiterverfolgen, wo es am Eingang der Raabklamm um 750 m in Erscheinung tritt und im südlichen Beckenteil große Flächen bis in über 800 m Sh. einnimmt. Auch im Semriacher Becken treten uns ausgedehnte Flächen zwischen 700 und über 800 m Sh. entgegen, die der Randflur angehören. Dieses Niveau kann als Fußfläche (Pediment) angesehen werden, die sich wahrscheinlich im mittleren Pliozän am Gebirgsrand ausbildete. Gegen Ende des Pliozäns wurde die Fußfläche gehoben und damit zur Randstufe.

### Die Sedimente auf den Flächen

#### Rotlehme und Roterden

An vielen Stellen im Schöcklgebiet können Rotlehme und Roterden beobachtet werden. Sie werden als Zeugen der Verwitterung in einem wärmeren Klima als dem heutigen angesehen. Grundsätzlich können nach der Art des Vorkommens und nach dem Aussehen drei verschiedene Arten von Rotsedimenten unterschieden werden:

- In Klüften und Spalten des anstehenden Schöcklkalkes eingeschwemmte Rotlehme,
- solche, die im Verein mit den ebenfalls rot gefärbten Eggenberger Breccien bzw. im unverkitteten Rotschutt auftreten, und
- Roterden, die im Bereich der Gebirgsrandflur, häufig vermengt mit Schottern, zu finden sind.

Kluftlehme konnten auf Grund der begrenzten Anzahl an geeigneten Aufschlüssen nur an wenigen Stellen in der Raabklamm, im Klammgebiet westlich von St. Radegund und auf der Leber gefunden werden. Die Vorkommen scheinen nicht an bestimmte Höhenlagen geknüpft zu sein.

Im Verein mit roten Breccien treten ebenfalls Rotlehme auf, die manchmal (z. B. im Statterger Graben) auch größere Gesteinskomponenten beinhalten und dann als Rotschutt bezeichnet werden. Im Schöcklgebiet findet man solche Rotlehme im Bereich der Raabklamm, am Nordabhang des Schöckls und im Statterger Tal. Sie sind wie das Bindemittel der Breccien selbst ziegelrot bis rotbraun gefärbt und dort, wo größere Komponenten fehlen, ebenso wie die Klufflehme in feuchtem Zustand plastisch. Sie werden von FLÜGEL 1975:116 als gleich alt wie die Eggenberger Breccien (Karpat/Baden) angesehen. Dagegen hält derselbe Autor (1975:117) manche Roterden und Klufflehme für jüngere Bildungen des Pliozäns und Frühpleistozäns.

Im Raum Hohenberg und Dürnthal trifft man auf den Verebnungen der Gebirgsrandflur auf meist durch Straßenanschnitte aufgeschlossene Roterden, die häufig von Quarzschottern durchsetzt sind. Das Material ist weniger plastisch, sondern hat erdigen Charakter und ist rotbraun. Bodenprofile konnten nicht gefunden werden; sicher handelt es sich um umgelagertes Material. FLÜGEL 1975:117 möchte die Roterden auf dem Kalkleitenmöstl-Niveau altersmäßig nicht mit den in der Position der Eggenberger Breccien auftretenden vergleichen, sondern hält sie für jüngere Bildungen des Daz-Levantin.

### Schotter und Dolinenfüllungen

Im Bereich der Gebirgsrandflur treten Kristallinschotter auf, wobei es sich in den meisten Fällen um Quarz- und Quarzitzerölle handelt. Nach WINKLER-HERMADEN 1957:351 sind es Reste der pannonen Schichtfolge, die ursprünglich bis in ca. 800 m Sh. reichte und bei der Bildung der Randflur gekappt wurde.

Im südlichen Schöcklgebiet konnten Schotter am Südabhang der Hohen Rannach beim Wh. Geierkogel in knapp 700 m Sh., im Bereich von Kalkleiten, in Hohenberg (ca. 700 m) und in tieferer Lage zwischen den Gehöften Lenz und Haidenbauer (580 bis 600 m Sh.) in Weinitzen beobachtet werden. Es handelt sich um kantengerundete bis gut gerundete Gerölle mit Korngrößen zwischen weniger als 1 cm und ca. 1 dm; zum Teil sind sie abgeflacht. Die Schotter der genannten Vorkommen bestehen aus Quarz- und Quarzitzeröllen. Östlich von Semriach konnten in 750 m Sh. einzelne Quarzgerölle gefunden werden, die in Größe und Aussehen denen im südlichen Schöcklgebiet entsprechen. Auf der Tanneben gibt es in der Nähe der Ertlhuben in ca. 750 m Sh. Schottervorkommen, die ebenfalls Quarz- und Quarzitzerölle aufweisen. Neben diesen Gesteinen treten jedoch auch Gneise, schiefrige Gesteine, Pegmatitgerölle und Amphibolite auf; die weicheren bilden Gesteinsleichen. MAURIN 1952:63 sieht in den Schottern pliozäne Bildungen.

Die allgemein als „Pannonschotter“ bezeichneten Sedimente werden in der geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes (FLÜGEL 1960) im Bereich des Wh. Geierkogel südlich der Hohen Rannach als solche ausgeschieden. Die Schotter bei Semriach und auf der Tanneben werden dagegen als Bildungen des Astium-Piazentium (Daz-Levantin) bezeichnet, ebenso wie die Roterden von Buch-Kalkleiten. Die in gleicher Position auftretenden Schotter von Kalkleiten und Hohenberg müssten demnach mit den Schottervorkommen in der Gegend von Dürnthal auch in diese Zeit gestellt werden, obwohl sie denen beim Wh. Geierkogel in Aussehen und Zusammensetzung vollkommen entsprechen.

An dieser Stelle soll auf die Feinsedimente auf der Hochfläche des Schöckls bzw. in den randlichen Hohlformen hingewiesen werden. Wie bereits erwähnt, handelt es sich um Verwitterungsprodukte kristalliner Gesteine, wie sie im Steirischen Randgebirge vorkommen. Die Lehme können nur als Reste einer alten Überstreuung erklärt werden, die zu einer Zeit vor sich ging, als das Niveau der Schöcklhochfläche zu einer Flachlandschaft gehörte, die an Stelle des Grazer Berglandes lag. Die Farbe der Lehme ist meist hellbraun, in Dolinen, die im Wald liegen, durch die stärkere Durchsetzung mit humosen Bestandteilen graubraun. Rote Erden und Lehme konnten als Dolinenfüllungen ebensowenig festgestellt werden wie Schotter.

## Schwerminerale in Dolinenfüllungen des Schöcklgebietes (Mineralbestimmung von H. TRAUSSNIGG):

Probe Nr.	Gr	Tu	Ru	Ap	Klzo	Di	Ep	Chl	Ho	Ti	An	
1	+	+	+				+	+	+			Gr = Granat
2	+	+				+	+	+	+			Tu = Turmalin
3	+	+	+				+		+			Ru = Rutil
4	+		+				+		+			Ap = Apatit
5	+	+			+	+	+		+			Klzo = Klinkzoisit
6	+	+		+		+	+		+	+		Di = Disthen
7	+	+			+	+	+		+			Ep = Epidot
8	+	+				+	+		+			Chl = Chloritoid
												Ho = Hornblende
												Ti = Titanit
												An = Anatas
												+
												+

+ = in der Probe enthalten  
+! = auffallend häufig

1: Jahnwiese, erhöhter Westteil,	0,7 m Tiefe (1360 m Seehöhe)
2: Jahnwiese, tieferer Ostteil,	0,6 m Tiefe (1350 m Seehöhe)
3: Schöcklhochfläche, Doline 8,	0,4 m Tiefe (1420 m Seehöhe)
4: Göttinger Alm, Doline 1,	0,9 m Tiefe (1180 m Seehöhe)
5: Garracher Wald, Doline 5	0,8 m Tiefe (1090 m Seehöhe)
6: nördlich Garrach, Doline 19,	0,9 m Tiefe (680 m Seehöhe)
7: Klammgraben, Doline 14,	0,8 m Tiefe (950 m Seehöhe)
8: Leber, Doline 17,	0,8 m Tiefe (750 m Seehöhe)

### Jungtertiäre Schuttvorkommen: Rote Breccien

An einigen Stellen im Schöcklgebiet treten verfestigte Schuttbildungen mit rotem Bindemittel auf, die als „Eggenberger Breccien“ bezeichnet werden. Drei größere Vorkommen im Stattegger Tal, auf der Schöckl-Nordseite und in der Raabklamm sind hier zu nennen.

Im inneren Stattegger Tal liegen am Fuße der Rannach Eggenberger Breccien, und CLAR 1935:284 stellte westlich vom Andritz-Ursprung die Auflagerung von pannonen Schottern auf dem Rotschutt fest. Der verfestigte Schutt kommt zwischen 500 und 600 m Höhe vor.

Auf der Nordseite des Schöckls findet man rote Breccien südlich des Gehöftes Eibegger im Bereich der Sporne 1025 und 1026. Sie enthalten Schöcklkalkkomponenten, die im Handstück ab 3 mm Korngröße aufscheinen; meist sind sie kantig, manchmal auch wenig kantengerundet. Die kleineren Korngrößen (bis etwa Faustgröße) verteilen sich zwischen größeren Blöcken von oft mehrfacher Kindskopfgröße. Eine Schichtung ist nicht feststellbar. Ein weiteres Vorkommen liegt nördlich des Hammerschlages im Bereich der Kalten Rinne. Die Zusammensetzung der Breccie entspricht der oben beschriebenen. Trotz guter Aufschlußverhältnisse ist auch hier keinerlei Schichtung zu erkennen. Die Breccien der Schöckl-Nordseite sind nach CLAR 1935:289 „zum Teil aus einem Bergsturz, zum Teil aus Haldenschutt hervorgegangen“. Sie konnten sowohl nördlich des Sattels als auch im Hammerschlag um 1000 bis ca. 1100 m Sh. verfolgt werden.

Fest verkitteter Schutt mit rotem Bindemittel findet sich auch in der Raabklamm an den Gollerhängen. Die an der Gollerstraße an mehreren Stellen aufgeschlossene Breccie beinhaltet stellenweise Blöcke bis zu Kubikmetergröße. Die Basis dieser Ablagerung liegt um 700 m Sh.

Das Alter der Eggenberger Breccie konnte noch nicht völlig geklärt werden. Die meisten Indizien (FLÜGEL 1975:116) sprechen für eine Einstufung in das Miozän (Karpas bis Unteres Baden). Es wird jedoch vermutet, daß es verschieden alte „Eggenberger Breccien“ gibt.

Die zum Teil tief liegenden Breccienvorkommen zeigen, daß als alte Landschaftsreste nicht nur Flachformen anzusehen sind und daß man es sicher nicht mit einer einfachen ruckartigen Höhershaltung des Gebirges zu tun hat. Vielmehr muß zur Zeit der Ablagerung

des tertiären Schuttes bereits ein bedeutendes Relief mit steilen Hängen und tiefen Talfurchen bestanden haben, das wieder verschüttet wurde. Gibt es verschieden alte Breccien, so müssen Verschüttungen wiederholt aufgetreten sein.

## Landschaftsgenese

### Das Jungtertiär

Im Tertiär herrschte in unseren Breiten ein wärmeres Klima als in der Gegenwart. Die Durchschnittstemperatur der gesamten Erde dürfte im Alttertiär über 20° C betragen haben (SCHWARZBACH 1974:213). Im Laufe des Jungtertiärs kam es zu einer allmählichen Abkühlung, die im Übergang zum Quartär das Eiszeitalter einleitete.

Durch die lange Dauer des Tertiärs (ca. 70 Mio. Jahre) und des Pleistozäns (ca. 2 Mio. Jahre) im Vergleich zum nur kurzen Holozän (ca. 10.000 Jahre) kam es in diesen Zeiträumen zur Ausbildung von jeweils klimatypischen Formengruppen, die zum Teil erhalten geblieben sind. Tertiäre Verebnungen und Talböden sind noch häufig zumindest in Resten vorhanden. Im Gegensatz zum Pleistozän und Holozän waren im Jungtertiär vor allem flächenbildende Abtragungsvorgänge wirksam. Bei der Beschreibung der Flachformen wurde festgestellt, daß sich die einzelnen Verebnungsreste des Schöcklgebietes von der Gebirgsrandflur aufwärts im großen gesehen in drei Hauptstockwerke gliedern lassen. Eine Unterteilung dieser Stufen in Teilfluren erscheint problematisch, da die innerhalb eines Systems in unterschiedlichen Höhenlagen auftretenden Verebnungsreste in den meisten Fällen nur über kurze Strecken verfolgbar sind.

Nun stellt sich die Frage nach der morphogenetischen Entwicklung: Handelt es sich um eine Piedmonttreppe, deren einzelne Stufen durch ruckartige, immer weiter um sich greifende Gebirgshebung mit längeren Ruhephasen gebildet wurden, oder sind die einzelnen Flachlandschaften nichts anderes als an Bruchzonen oder Flexuren gegeneinander verstellte Reste einer oder mehrerer alter Landoberflächen?

Zu Beginn der Entwicklung muß in jedem Fall eine ausgedehnte hügelige Landoberfläche bestanden haben, der die heutigen Randgebirgshöhen und die höchsten Flächen des Grazer Berglandes und damit auch des Schöcklgebietes angehörten. Auf diese Tatsache weisen die auf der Schöcklhochfläche in Hohlformen eingeschwemmten Lehme hin, die Schwerminerale enthalten, nach deren Zusammensetzung sie aus Gesteinen des Randgebirges stammen dürften. Folgt man dem Modell einer Piedmonttreppe im Sinne von SPREITZER 1932 und 1951, muß es in den folgenden Zeiten mehrfach zu Hebungsvorgängen mit dazwischenliegenden Ruhephasen gekommen sein, die zur Ausbildung der tieferliegenden Niveaus führten. Auf den ersten Blick mag dieses Modell der Morphogenese bestechend erscheinen, bei näherer Beschäftigung ergeben sich jedoch Widersprüche:

1. Faßt man mit PASCHINGER 1965 und 1974 die beschriebenen Kalkkuppengebiete als gleichaltrige Teile einer miozänen Karstkuppenlandschaft auf, so muß dieses älteste Niveau tektonisch verstellt worden sein. Zwischen Schöckl und Burgstaller Höhe sind im Bereich des Radegunder Kristallins keine größeren Störungen bekannt, wohl aber im Garracher Wald selbst, wo an parallelen Brüchen die nordöstlichen Anteile relativ abgesenkt wurden. Unter Umständen sind aber der abrupte Abfall des Schöckls im E und das Aussetzen des Kalkes bis zum Fuchskogel Anzeichen einer Störungszone, an der der Schöcklkalk heute bereits abgetragen ist. Sowohl auf der Tanneben als auch im Gebiet der Burgstaller Höhe lassen sich wie auf dem Schöckl zwei Teilfluren mit etwa 100 m Höhenunterschied auseinanderhalten, was besagt, daß man es mit Rücksicht auf die Karstkuppen mit ähnlichen Formengemeinschaften zu tun hat. Die Höhenunterschiede betragen vom Schöckl zur Tanneben ca. 500 m und zur Burgstaller Höhe ca. 200 m. Eine derartige Verstellung wäre im W am Leberbruch denkbar, wobei die höchste Fläche der Hohen Rannach (1018 m), zählt man sie auch zu dieser Kuppenlandschaft, um etwa 100 m höher gehoben worden wären als die der Tanneben. Die größere Verstellung der Tanneben könnte an zum Leberbruch parallel verlaufenden Störungen

am Ostrand des Eichberges (891 m) und westlich des Kriener Kogels (906 m) vor sich gegangen sein (Fig. 3). Aber auch in bezug auf die zeitliche Einordnung der Alten Landoberfläche (= Kuppenlandschaft) ergeben sich Konsequenzen, da aus klimamorphologischen Gründen eine Karstkuppenlandschaft im Sarmat (WINKLER-HERMADEN stellt das Niveau der Schöcklhochfläche in das Untersarmat) wohl nicht mehr zur Ausbildung gelangen konnte. Sie dürfte nach PASCHINGER 1974:111 unter tropisch-wechselfeuchten Bedingungen bereits im mittleren Miozän gebildet worden sein.

2. Wie bereits im vorigen Abschnitt festgestellt wurde, liegen die Vorkommen von Eggenberger Breccien im Schöcklgebiet in unterschiedlichen Höhenlagen. Vergleicht man die Höhenunterschiede mit denen der Karstkuppengebiete, kommt man auf ganz ähnliche Ergebnisse. Voraussetzung für diese Gleichsetzung ist allerdings die nicht völlig gesicherte Gleichaltrigkeit der genannten Breccienbildungen.

3. Ein Hinweis auf tieferliegende Flachformen älterer Entstehung im Bereich der Gebirgsrandflur des südlichen Schöcklgebietes ergibt sich durch das Hinaufreichen oberpannoner Schotter über diese Flächen (zumindest beim Wh. Geierkogel-Rannach Süd). Es müssen also bereits vor dem Oberpannon entstandene Formen von Schottern verschüttet worden sein, worauf auch WINKLER-HERMADEN 1957:131 ausdrücklich hinweist. Im Zuge der pliozänen Fußflächenbildung sind diese Formen wieder ausgegraben worden.

Aus diesen Überlegungen ergeben sich wesentlich kompliziertere morphogenetische Vorgänge als bei der Entwicklung einer Piedmonttreppe: Man wird mit einer tektonischen Zerstückelung und Verstellung der höchsten Landoberfläche rechnen müssen, wie sie AIGNER 1925/26 im gesamten Randgebirgsbereich und im Grazer Bergland und CLAR 1935 im Schöcklgebiet annehmen und wie sie auch WINKLER-HERMADEN 1957a:182 für manche Gebiete des Alpenrandes nicht ausschließt. Folgt man den Überlegungen CLARS 1935:293, der ein miozänes Alter (Karpat-Baden) der Eggenberger Breccien im Passailer Becken nachweisen konnte und ihre Entstehungszeit mit der steirischen Gebirgsbildung in Zusammenhang brachte, so müssen die ältesten Landformen des Systems I bereits vor dieser Zeit gebildet worden sein. Auch RIEDL 1966:107 vertritt für die höchstgelegenen Flachformen ein höheres Alter als Sarmat. Nach Ausbildung der alten Landoberfläche kam es zu einer Hebungsphase (steirische Gebirgsbildungsphase), bei der einzelne Schollen stärker gehoben wurden (Schöckl), während andere in der Hebung zurückblieben (Rannach, Burgstaller Höhe, Tanneben). Durch diese Vorgänge muß ein beachtliches Relief mit tief ausgeschürften Tälern entstanden sein. Diese Täler und Senken wurden zum Teil mit Schutt und Schottermassen wieder aufgefüllt, und es kam in neuerlichen Einebnungsphasen zur Ausbildung des zweiten Hauptstockwerkes, dessen Reste auch außerhalb des Schöcklgebietes verbreitet in Erscheinung treten (1000-m-Landschaft). Nach einer weiteren Hebung des Gebirges, die weiter um sich griff, kam es nach WINKLER-HERMADEN 1957:346 ff im mittleren Pliozän in einer Zeit langdauernder tektonischer Ruhe zur Ausbildung der Gebirgsrandflur (System III). Es kann als wahrscheinlich angenommen werden, daß ältere, vorher verschüttete Flächen zu dieser Zeit wieder ausgegraben und in die Randverebnung miteinbezogen wurden. Bei einer neuerlichen, weiter ausgreifenden Gebirgshebung wurde die Randflur zur Randstufe. Größere Verstellungen scheinen nicht mehr aufgetreten zu sein. Das gilt auch für die tieferen Verflachungsstufen gegen das Vorland hin, die oberpliozäne/präpleistozäne bzw. pleistozäne Fußflächen darstellen.

Interessant erscheint auch die Frage der Tektonik am Gebirgsrand selbst bzw. in den Sedimenten des Steirischen Tertiärbeckens. Die auf Kohle abgeteufte Bohrung „Pirka“ der G.K.B. (am Südfuß des Buchkogelzuges) trifft nach Durchörterung 255,7 m mächtiger quartärer und badenischer Sedimente auf paläozoischen Kalk. Diese Bohrung ist deswegen von Bedeutung, weil sie in unmittelbarer Nähe des Berglandes angesetzt wurde und zeigt, daß dort das Grundgebirge steil unter die neogenen Ablagerungen abtaucht. Bemerkenswert ist, daß durch die Bohrungen Walkersdorf 1, Übersbach 1, Waltersdorf 1 und Blumau 1

verkarstete paläozoische Karbonatgesteine (Kalke und Dolomite) angefahren wurden, was auf eine sehr frühe Verkarstung hinweist. Im Jungtertiär des Beckens lassen sich nach KOLLMANN 1980:222 zwei tektonische Stockwerke unterscheiden: die karpatischen Ablagerungen sind durch eine starke Bruchtektonik gekennzeichnet, während die Beckenfüllung über der „Steirischen Diskordanz“ kaum Anzeichen einer solchen erkennen läßt. Bruchhafte Verstellungen größeren Ausmaßes haben demnach an Gebirgsrand bzw. im Becken selbst mit der Steirischen Phase (Karpät-Badengrenze) ein Ende gefunden. Die weitere Absenkung des Beckens dürfte im wesentlichen bruchlos vor sich gegangen sein.

### Das Pleistozän

Im Steirischen Randgebirge lag während der letzten Kaltzeit die Schneegrenze nach der Höhe der Karböden in ca. 1700 m Sh. In der Sonnblickgruppe liegt sie heute bei 2900 m. Aus dieser Schneegrenzabsenkung berechnet MORAWETZ 1962:102 eine sommerliche Temperaturerniedrigung für die Würm-Kaltzeit von 10° C, das Jahresmittel lag um 9° C unter dem heutigen. Es ergibt sich für den Schöckl eine eiszeitliche Jahrestemperatur von -5,2° C, während das Julimittel sich mit 2,5° C errechnen läßt. Die Niederschläge waren im Pleistozän in den vergletscherten Gebieten geringer als heute (FRENZEL 1967:172). Diese Verhältnisse brachten in den alpinen Bereichen in den Kaltzeiten eine Depression der klimatischen Schneegrenze um 1000 bis 1200 m gegenüber der heutigen mit sich.

In den im Pleistozän eisfreien Gebieten der Alpen, zu denen das Arbeitsgebiet gehört, herrschten die Formungsmechanismen des periglazialen Frostwechselklimas. Besondere Bedeutung kommt dem Fehlen der Waldbedeckung auf großen Arealen zu. Die Waldgrenze lag, nimmt man sie ca. 1200 m unter der heutigen an, um 500 m Sh., vielleicht sogar noch tiefer. Die kerbtalartige, scharfe Zerschneidung der sanften tertiären Vorformen wird besonders aus dem Phänomen des Eisrindeneffektes verständlich (BÜDEL 1969). Das Ausmaß der pleistozänen Taleintiefung kann für das Schöcklgebiet mit durchschnittlich 100 bis 150 m angegeben werden. Zeiten, in denen besonders intensive Tieferlegung der Talböden herrschte, waren die feucht-kalten Frühglaziale, während in den trockeneren Hochglazialen Seitenerosion und Aufschotterung dominierten. Das Klima in den Warmzeiten entsprach etwa dem heutigen, bzw. es war zum Teil etwas wärmer.

Das größere Ausmaß der Abtragung mit zunehmender Höhe läßt sich an den Kalkkuppen der Schöcklhochfläche erkennen, die viel stärker überformt und erniedrigt erscheinen als zum Beispiel die Kuppen auf der Tanneben. Dort konnte an den Flanken der Kuppen an Weganrissen pleistozäner Hangschutt beobachtet werden, der mehrere Meter Mächtigkeit erreicht und die Kuppenhänge verkleidet, während auf dem Schöckl oder auf der Burgstaller Höhe keine derartigen Bildungen auftreten.

Durch die starke Hangschuttanlieferung kam es am Fuße der Steilhänge um den Schöckl und im Bereich des Garracher Waldes zu Haldenbildungen. Die heute vorhandenen pleistozänen Schutthalden, die wohl alle aus der Würmkaltzeit stammen, bewirken vielfach die konkave Form der unteren Hangabschnitte. Am Römerweg wird an zwei Stellen nordwestlich vom Wh. Schöcklbartl in ca. 1100 m Sh. Hangschutt abgebaut: Im ersten Aufschluß liegt unter einer dünnen Humusdecke feiner Schutt (Korngrößen im cm-Bereich), der mit weißem Kalksinter leicht verkittet ist. Diese Schicht, die bis zu 1 m mächtig ist, wird durch eine meist scharfe Grenze vom liegenden graubraunen Schutt getrennt, der nicht verkittet ist. Die Korngrößen übersteigen im Durchschnitt wenige cm nicht, obwohl vereinzelt auch größere Blöcke vorkommen. Darunter erscheint nochmals ein heller Horizont, der zum Teil linsenförmig auftritt. Im Liegenden trifft man auf eine schwach verkittete graue Breccie. Infolge der größeren Härte gegenüber dem darunterliegenden Schutt kommt es zur Ausbildung von linsenförmigen Höhlungen in der Aufschlußwand. Diese Schichtung scheint auf verschiedene Perioden der Ablagerung hinzuweisen. Wahrscheinlich kam es in Zeiten stärkerer Durchfeuchtung mit kalkhaltigem Wasser zur Verkittung des Schuttes. Eine besonders in Oberflä-

chennähe stellenweise erkennbare Einregelung der Komponenten läßt auf Schuttkriechen schließen. Heute dürften jedoch an der Haldenoberfläche kaum noch Bewegungen vor sich gehen, da die obersten Horizonte verkittet sind; auch konnte ein Säbelwuchs der Bäume nur sehr selten beobachtet werden.

Eine Erscheinung, die im Bereich des Radegunder Kristallins häufig beobachtet werden kann, sind die sogenannten Felsöfen oder Felsburgen, die vor allem in der Gegend nördlich von St. Radegund sowohl auf den Wasserscheidenrücken zwischen den Gräben als auch in tieferer Lage an den Kerbtalhängen auftreten. Besonders ausgeprägte derartige Felsbildungen sind an der Straße von St. Radegund zum Wh. Schöcklbartl zu sehen. Bei Höf in ca. 880 m und westlich von Schwaigen in ca. 980 m Sh. bestehen solche Felsöfen aus mit pegmatitischen Lagen durchsetzten Glimmerschiefern. Meist handelt es sich um quaderförmige, große anstehende Blöcke, deren s-Flächen in beiden Vorkommen mit 5–10° in westliche Richtung, also gegen den Hang, einfallen. Von der normal dazu stehenden Klüftung wird das Gestein je nach dem Abstand der Klüfte eng- oder weitständiger zerhackt, wodurch es zur Ausbildung größerer und kleinerer Blöcke kommt. Man hat es mit widerstandsfähigen Schichtköpfen zu tun, die aus dem tiefgründigen tertiären Verwitterungsmantel durch periglaziale Solifluktion herauspräpariert wurden. In tieferen Lagen auf den Kerbtalhängen dürften die Felsöfen jüngerer Entstehung sein. Im Zuge der pleistozänen Kerbtaleintiefung blieben härtere Gesteinspartien als offen- und wandartige Formen erhalten, wie sie zum Beispiel auch in der Raabklamm anzutreffen sind.

#### Aktualmorphologische Erscheinungen

Während die Abtragungsvorgänge im Pleistozän die Landschaft noch stark veränderten, führen die rezenten morphodynamischen Prozesse infolge der veränderten klimatischen Bedingungen und der relativ kurzen Dauer des Holozäns nur zu einer Überprägung der vorher entstandenen Formen.

Gegenüber dem Pleistozän ist heute durch die Vegetationsbedeckung und die geringere Wirksamkeit der Frostsprengung die Schuttbildung im Schöcklgebiet stark eingeschränkt. Rezenten Schutt ist nur in den Schöcklkalkgebieten anzutreffen, und zwar an Steilhängen in flachen Rinnen und unterhalb von kleinen Wand- und Schrofenbildungen. Recht bescheidene Schuttansammlungen konnten am Nordhang des Schöckls unter kleinen Wandbildungen beobachtet werden. In 1180 m Sh. sind westlich vom Hocheck solche Situationen gegeben. Auf einer zum Teil baumbestandenen Halde, deren Oberflächenneigung um 30° beträgt und die teilweise wohl auch aus pleistozänem Schutt bestehen dürfte, scheint das Material nach dem krummen Wachstum der meisten Bäume oberflächlich in Bewegung zu sein. Am obersten Hangabschnitt, wo unter der Felswand rezenter Schutt anfällt, sammelt sich dieser an der bergwärtigen Seite der Baumstämme, was ebenfalls zu einem gekrümmten Aufwachsen von jungen Bäumen führen dürfte. An anderen Stellen – in der Raabklamm und im Kesselfall – konnten aber gekrümmte Stämme auch dort beobachtet werden, wo kein Schutt vorhanden ist, sondern die Bäume sich fast ohne Bodenkrume an den anstehenden Fels klammern. Der Säbelwuchs muß also nicht immer ein Zeichen von Schuttkriechen sein, sondern dürfte auch von der Hangneigung im Anstehenden und von der Verwurzelung der Bäume abhängen. Auffallend ist, daß sowohl im Anstehenden als auch im Schutt neben gekrümmten auch vollkommen gerade Stämme vorkommen.

Im Bereich der leicht verwitternden Gesteine – im Radegunder Kristallin und in den Schiefern der Passailer Mulde – sind in Dellen und Kerbtälchen häufig Rutschungen festzustellen. Sie treten vor allem im Wiesengelände auf, da dort die Bodendecke nicht von Baumwurzeln festgehalten wird. Voraussetzung für solche Rutschungen – durchwegs Kleinformen – sind tiefgründige Bodenprofile, die im Kristallin und in den Schiefern häufig das anstehende Gestein bedecken. Rutschungsvorgänge, bei denen ausgedehnte Hangteile betroffen wurden, gingen am rechten Hang des Wöllingbachtals südwestlich K 691 vor sich.

## Anthropogene Einflüsse auf die Morphologie

Durch Rodungen und die Bewirtschaftung der Flächen wurde die Formung in solchen Arealen überprägt, oder es wurden kleinmorphologische Vorgänge ausgelöst. Auf der Göstinger Alm können im stärker kupierten Gelände auch glatte Flächen beobachtet werden. Daneben findet man Haufen von Lesesteinen, die aufgesammelt wurden, um kleine Areale als Mahdwiesen nutzen zu können. Auch an anderen Stellen rodete man im Schöckelkalkgebiet den Wald, um Weideflächen zu schaffen. Auf dem Hang zwischen der Schöckelhochfläche und dem Sattel 1289 erkennt man aus der Luft ein Kleinrelief aus niederen Buckeln und Wannen. An Ort und Stelle treten die Buckel nicht besonders ausgeprägt in Erscheinung; es sind eher die Hohlformen deutlicher zu erkennen. Die seichten Vertiefungen von 2 bis 6 m Durchmesser sind unregelmäßig verstreut, es läßt sich auch aus den Luftaufnahmen keine Regelmäßigkeit erkennen. Die Abstände zwischen den einzelnen Wannen betragen im Durchschnitt etwa 10 m. Die Unebenheit des Hanges dürfte auf die Waldrodung zurückzuführen sein. Sicher wird sie durch Korrosion weiter verstärkt, da der Untergrund aus anstehendem Schöckelkalk und Kalkschutt besteht. Die Bodenkrume ist sehr dünn, und es kommen an vielen Stellen Schutt und anstehendes Gestein zum Vorschein. In den Mulden liegt mehr Humus, wodurch die Lösungsprozesse gefördert werden. Auch halten sich im Frühjahr zur Zeit der Schneeschmelze Schneereste in den Mulden länger als auf den Buckeln, wodurch der Boden gut durchfeuchtet wird, was ebenfalls der Lösung des Kalkes auf dem Grunde der Hohlformen förderlich ist.

Recht bedeutende Überprägungen durch den wirtschaftenden Menschen bringt der Ackerbau mit sich. Vor allem um St. Radegund (auf den Spornen der Klamm, bei Diepoldsberg und Stockheim), im südlichen Passailer Becken bei Burgstall und auf dem Wöllingrücken bei Breitenau treten Ackerterrassen auf. Die einzelnen Terrassen sind bei Stockheim durchschnittlich 20 bis 30 m breit und unter 4 bis 5° geneigt. Die dazwischenliegenden Stufen sind 1 bis 1,5 m hoch und weisen Neigungen zwischen 25 und 30° auf. Ähnliche Formen konnten auf einem steileren Hang nördlich von Breitenau (825 m) auf der Wasserscheide zwischen Schöckel- und Wöllingbachtal beobachtet werden. Hier sind die Terrassenflächen unter durchschnittlich 13°, die Stufen zwischen den Ackerflächen zwischen 40 und 45° geneigt; die Stufenhöhe beträgt 1 bis 3 m. Solche Stufen, die quer zur Hangneigung verlaufen, entstehen nach LOUIS 1968:378 durch isohypsenparalleles Pflügen, wobei die Schollen immer hangabwärts gewendet werden.

In den tieferen Talbereichen, in denen auf den steileren Unterhängen häufig Rutschungen vorkommen, trifft man auch die hangparallelen „Viehgangeln“ an. Beim Gehöft südlich K 775 westlich des Wöllingbachtals verlaufen die einzelnen Stufen, deren Höhe wenige dm meist nicht überschreitet, im großen isohypsenparallel. Daß die Viehgangeln im Arbeitsgebiet ihre Entstehung und Weiterbildung wohl ausschließlich dem Viehtritt verdanken, ist dort zu erkennen, wo bei etwa gleichbleibender Hangneigung Flächen mit und ohne Kleinterrassierung nebeneinanderliegen, wie zum Beispiel im Bereich des oberen Röttschbachsystems bei den Gehöften Hobisch und Möstl. Überall dort, wo die Wiesen als Weide genutzt werden, treten ausgeprägte Viehgangeln auf, während sie auf den gemähten Wiesen vollkommen fehlen.

### Literaturverzeichnis

- AIGNER A. 1917. Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande des Grazer Berglandes. – Jb. Geol. R. A. 66: 294–332.  
– 1925/26. Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. – Z. Geomorphol. I/II: 29–44, 105–153 und 187–253.

- BOCK H. 1910. Die Wetterlöcher auf dem Schöckl bei Graz. – Mitt. Höhlenkde. 3, H. 2: 3–7.
- 1913. Charakter des mittelsteirischen Karstes. – Mitt. Höhlenkde. 6, H. 4, G. F., H. 14: 5–19.
- BÜDEL J. 1969. Der Eisrindeneffekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. – Würzb. Geogr. Arb. 25: 1–41.
- CLAR E. 1933. Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz. – Jb. Geol. B. A. 83: 113–136.
- 1933a. Geologie der Hohen Rannach. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 70: 24–47.
- 1935. Die „Eggenberger Bresche“ und das Alter einiger Formengruppen im Bergland von Graz. – Z. Geomorphol. 8: 279–305.
- FLÜGEL H. 1975. Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 288 S.
- FRENZEL B. 1967. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. – Die Wissenschaft, 291 S.
- KOLLMANN K. 1980. Die österreichischen Erdöl- und Erdgasprovinzen. Steiermark und Südburgenland. In: Bachmayer F.: Erdöl und Erdgas in Österreich: 216–223.
- LOUIS H. 1968. Allgemeine Geomorphologie. 522 S.
- MAURIN V. 1952. Die geologischen Verhältnisse im Raum zwischen Deutschfeistritz und Semriach. – Diss. Univ. Graz, 117 S.
- 1958. Die hydrologischen Verhältnisse im Raume des Garracher Waldes und seines nördlichen Vorlandes. – Beitr. Hydrogeol., N. F.: 52–71.
- MORAWETZ S. 1962. Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung in den östlichen Alpenländern und am Alpenostrand. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark. 92: 101–103.
- PASCHINGER H. 1965. Klimabedingte Oberflächenformen am Rande der Grazer Bucht. – Geogr. Z. 53: 162–170.
- 1974. Steiermark. Steirisches Randgebirge, Grazer Bergland, Steirisches Riedelland. – Sammlung geographischer Führer. 251 S.
- RIEDL H. 1966. Neue Beiträge zum Problem: Raxlandschaft – Augensteinlandschaft. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. I: 98–109.
- SCHWARZBACH M. 1974. Das Klima der Vorzeit. 380 S.
- SPREITZER H. 1932. Zum Problem der Piedmonttreppe. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 75: 327–364.
- 1951. Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. – Erdkde. 5: 294–305.
- TOLLMANN A. 1977. Geologie von Österreich. Bd. 1: Die Zentralalpen. 766 S.
- UNTERSWEIG Th. 1979. Morphologie des Schöcklgebietes. – Diss. Univ. Graz, 315 S.
- VORMAIR F. 1938. Studien im mittelsteirischen Karst. – Diss. Graz, 116 S.
- 1940. Die Dolinenwelt des mittelsteirischen Karstes. – Z. Geomorphol. 11: 123–150.
- WINKLER-HERMADEN A. 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. 822 S.
- 1957a. Jungtertiäre Formengemeinschaften im Rahmen des tektonisch-morphologischen Entwicklungsganges der östlichen Alpen. – Mitt. Geogr. Ges., 99: 172–186.

Anschrift des Verfassers: Dr. Thomas UNTERSWEIG, Forschungsgesellschaft Joanneum, Abteilung für Umweltgeologie, Elisabethstraße 5/1, A-8010 Graz, Österreich.