

Zur Morphogenese des Krappfeldbeckens in Kärnten

Otto K. HILLER, Köln

Mit einer Textabbildung und einer Faltkarte als Beilage 2

Inhalt:

Einführung und Problemstellung	86
I. Geomorphologische Ausdeutung der Sedimente	89
II. Geomorphologische Ausdeutung der Auflagerungsfläche der Sedimente	96
IV. Jungtertiäre Morphogenese und Verwitterungsbildungen	97
IV. Jungtertiäre Morphogenese und Verwitterungsbildungen	97
V. Das Krappfeldbecken in der Rißeiszeit	100
VI. Das Krappfeldbecken im Vergleich mit anderen Kärntner Becken	101
VII. Literaturverzeichnis	102
Zusammenfassung	103
Summary	104
Résumé	104

Einführung und Problemstellung

Das Krappfeldbecken ist das nördliche Teilbecken des großen Kärntner Beckens. Seine Umrahmung bilden der mächtige Rücken der Saualpe im Osten, der Waldkogelzug im Norden, die langgestreckten Bergrücken der östlichen Gurktaler Alpen im Westen und das Bergland um den Magdalensberg und Steinbruchkogel im Süden. Den Boden nehmen zum Teil Schotterebenen ein, wie im Krappfeld, zum Teil niedrige Berg- und Hügelländer, die den Längsee kranzförmig umgeben und einen langgestreckten Rücken zwischen Gurk und Görtschitz, den Hauptflüssen des Beckens bilden. Im Beckenboden folgt die Entwässerung durch Wimitz, Gurk und Görtschitz der allgemeinen Abdachung der östlichen Zentralalpen, im Bereich des Beckenrahmens ist sie zentripetal zur Beckenmitte hin gerichtet. Deutlich zeichnet das Gewässernetz die Ost-West-Asymmetrie des Beckens nach.

Viele Flüsse folgen tektonischen Zerrüttungszonen. So werden Görtschitz und unterer Mittellauf der Gurk von zwei großen, meridional verlaufenden, steil fallenden Störungssystemen beeinflusst, der Görtschitztaler Störungszone im Osten und der nördlichen Fortsetzung des Zollfeldverwurfes im Westen. Zwischen diesen Störungszonen bildet der Boden des Krappfeldbeckens die geologisch tiefste Scholle nördlich der Karawanken. Die Schichten dieser Scholle bilden eine wannenförmige Mulde, wobei das zentrale Gebiet mit Gesteinen aus Kreide und Alttertiär am tiefsten liegt und ringsum von höher

liegenden Schollenteilen aus Permotrias und Paläozoikum begleitet wird. Im Beckenrahmen stehen metamorphe, kristalline Gesteine an: Epizonale paläozoische Schiefer und mesozonale Glimmerschiefer in den Gurktaler Alpen, meso- und kazonale Schiefer in der Saualpe östlich der Hauptstörung der Görtschitztaler Störungszone. Die gleiche Abfolge von geologisch alt zu jung vom Beckenrahmen zur Beckenmitte hin findet sich auch im Nord- und Südteil des Beckens, so daß sich das morphologische Krappfeldbecken weitgehend mit dem geologischen deckt. Die nach Auffassung der Geologen bei der jungalpidischen Bruchtektonik gehobenen Horste des Beckenrahmens sind auch morphologische Hochgebiete. In diesen Rahmen ist die mächtige, permisch bis alttertiäre Schichtfolge relativ eingesenkt und stellt einen Erosionsrest dar.

In welchem Umkreis die Schichtfolge ehemals ebenso vollständig vorhanden war, ist ungewiß, die Anlage des geologischen Beckens geht zumindest bis zur Kreide zurück. Auf Absenkungen während der Ablagerung des Alttertiärs weist die Fazies dieser Schichten hin: Auf fluviatile Sedimente folgen brackische mit Kohlen und schließlich marine Nummulitenmergel und -kalke eozänen Alters. Das Fehlen einer Verlandungsfazies in deren Hangendem deutet auf eine ehemals größere Mächtigkeit und damit größere Verbreitung. Auch brechen die Schichten oft scharf und ohne Fazieswechsel ab. Geröll-einzelfunde und Fossilien erfordern marine Verbindungen in den pannonischen Raum, wohl auch zur Adria und ins Murtal. Daher sind die entscheidenden alpidischen Hebungen, die die heutigen Großformen geschaffen haben, post-eozän. Ergibt sich aus der geschilderten Reduktion und Störung des Alttertiärs eine untere Altersgrenze der Bildung des morphologischen Krappfeldbeckens, so bezeichnen die jüngeren, meist grobklastischen Lockersedimente eine obere Altersgrenze. Denn diese Sedimente sind keineswegs Sedimentationszeugen der Hebung des Beckenrahmens, sondern sind jünger, wie unten belegt wird. Die Verbreitung der Sedimente geht aus der beiliegenden Karte¹ hervor. Die Sedimente erstrecken sich vom Beckenboden an der Gurk in 500—600 m bis maximal 1150 m bei der Kirche Waitschach westlich Hüttenberg.

Ein großer Teil der Sedimente stammt aus der Würmeiszeit. Der Beckenrahmen blieb zwar unvergletschert, jedoch endeten im Beckenboden zwei große Ferneiszungen des Mur- und Draugletschers und beeinflussten ihn indirekt durch weitere Zungenenden (Zungenbecken des Gogausees im Wimitztal und im obersten Görtschitztal). Die mannigfachen Formen am Innensaum und Außensaum der Eisrandlagen des Würmmaximums und der zahlreichen Rückzugsstadien (Vorstöße?) sind des öfteren eingehend untersucht worden.

Die höher liegenden, vorwürmzeitlichen Sedimente lassen sich nach Art und Stärke der Verwitterung zweiteilen. Die erste Gruppe findet man nur im Beckenboden, maximal 100 m über den Würmsedimenten gelegen, denen sie stark gleichen. Dazu gehören die Sedimente der Eben westlich des Krappfeldes, der Sporne von Rabenstein und Althofen nördlich des Krappfeldes, der

¹ Die Karte berücksichtigt auch die Arbeiten von O. GLANZER, 1951, E. LICHTENBERGER, 1959 und D. SCHILLIG, 1966 für das Quartär, von H. BECK, 1931, P. BECK-MANNAGETTA, 1959, G. PRESSINGER 1949, zum Teil von K. A. PENECKE, 1895, K. A. REDLICH, 1905 und von E. HABERFELNER, 1937 für das Tertiär. Je nach Aufschlußverhältnissen und Zielsetzung weichen die Kartierungen erheblich voneinander ab. Irrtümer unterlagen HABERFELNER, 1937, Abb. 8, der auf dem Waldkogelrücken nördlich Waitschach noch Jungtertiär kartierte und BECK, 1931, der häufig Quarzschutt welcher in Verbindung mit Quarzgängen in den östlichen Gurktaler Alpen auftritt, als Gurktaler Schotter ausschied.

Goritzen und des Rückens bei Kappel östlich des Krappfeldes und einige Vorkommen im Görtschitztal.

Zur zweiten Gruppe gehören die Gurktaler-, Waitschacher- und Dobranbergsschotter neben einigen Vorkommen im Görtschitztal. Die Gurktaler Schotter finden sich im westlichen Beckenrahmen auf den Rücken nördlich des Gurktales, des Wimitztales und des Bergwerkgrabens. Dazu gehören wohl auch die Einzelgerölle, die W. FRITSCH, 1957 in den Sörger Bergen fand. Im nördlichen Beckenrahmen liegen die Waitschacher Schotter auf dem südlichen Waldkogelrücken zwischen Maria Waitschach im Norden und Deinsberg im Süden. Im Bereich des Beckenbodens finden sich die Dobranberg Schotter auf der flachen Westflanke des Rückens zwischen Gurk und Görtschitz. Im Görtschitztal sind die Schotter besonders gut in Oberwietingberg am Saualpenfuß aufgeschlossen. Diese präwürmzeitlichen Sedimente haben eine ganz unterschiedliche Deutung und Datierung erfahren; dies kann hier nur angedeutet werden. So werden allein für die Waitschacher Schotter vier völlig konträre Hypothesen vertreten:

a) es sind rißeiszeitliche Moränen und Schotter, welche eine Erfüllung des gesamten Beckenbodens mit Ferneis bezeugen; diese Ansicht vertraten F. SEELAND, 1876, K. A. PENECKE, 1884, K. A. REDLICH, 1905, A. PENCK, 1909, H. BECK, v. a. 1931, O. GLANZER, 1951 und H. SPREITZER, 1959/60.

b) es sind mittelplozäne Schotter, die als korrele Flächenschotter zusammen mit Roterden auf einer ausgedehnten Randverebnung der Saualpe liegen; D. SCHILLIG, 1966.

c) es sind miozäne Wildbachablagerungen, zu deuten als Sedimentzeugen der jungalpidischen Saualpenhebung. Meist wird postuliert, daß sich die Sedimente zum Hangenden hin verfeinerten; E. HABERFELNER, 1937, F. KAHLER, v. a. 1933, E. CLAR, 1951, P. BECK-MANNAGETTA, 1964, W. FRITSCH, v. a. 1962 und F. THIEDIG, 1970.

d) es sind burdigale Sedimentzeugen der Hebung der burdigalen, längst abgetragenen Saualpe; A. WINKLER-HERMADEN, 1951, 1957.

Die Entstehung der Landformen des Krappfeldbeckens wird dagegen einheitlich gedeutet². Ausgangspunkt war die Stufung der Talhänge des Beckens, wie sie auf Böschungswinkelkarten³ hervortritt; unterhalb der flachen Rücken-Kämme finden sich zahlreiche Hangverflachungen abseits der Kerbtälchen. Diese Verflachungen wurden als gesteinsunabhängig erkannt und Einebnungsphasen zugeordnet. Übereinanderliegende „Flächenreste“ wurden meist als verschieden alt gedeutet. Als Ursache der Einebnung wurde im Sinne des Erosionszyklus von W. M. DAVIS tektonische Ruhe angenommen. In jüngeren Arbeiten wurden hochgelegene Flächenreste zusätzlich als Reste von Rumpfflächen gedeutet, die bestimmte klimatische Bildungsbedingungen aufweisen. Von der Rumpfflächenbildung, d. h. der Bildung von Spülmuldentälern in mehreren vorpannonen Einebnungszyklen, soll ein schrittweiser Übergang zur rezenten Talbildung von Kerb- und Kerbsohlentälern erfolgt sein, welches zunehmend „talgebundene“ Hangleisten, Riedeln und Eckfluren bezeugen sollen, geschaffen in Ruhephasen des Hauptaufstiegs der Ostalpen im Plozän.

² Es sei an die Arbeiten von H. PASCHINGER, 1935, G. PRESSINGER, 1949, O. GLANZER, 1951, A. WINKLER-HERMADEN, 1957 und D. SCHILLIG, 1966 erinnert.

³ Karte der morphologisch-ökologischen Gliederung Mittelkärntens, in: E. LICHTENBERGER: Der Strukturwandel der sozialwirtschaftlichen Siedlungstypen in Mittelkärnten; Geogr. Jahresber. Österr., XXVII, 1957/58.

Es sei eine zunehmende Verengung der Talbreite und Versteilung der Talhänge erfolgt, bedingt durch die Klimaänderung von warm zu kalt.

Im Einzelnen ergeben sich Unterschiede zwischen den Autoren bezüglich der Anzahl der ausgeschiedenen Niveaus, in der Korrelation zwischen benachbarten Rücken — woraus unterschiedliche Auffassungen über die Art der beteiligten Tektonik entstehen — und in der Datierung.

Diese Interpretation der Hangverflachungen hinsichtlich der klimatischen und tektonischen Bildungsbedingungen stößt auf erhebliche Kritik. So ist der Schluß von oft kleinsten „Flächenresten“ auf Millionen von Jahren zurückliegende Einebnungsphasen ohne Berücksichtigung der seitherigen Abtragung nicht realistisch. Auch überspannen rezente Rumpfflächen der wechselfeuchten Tropen erhebliche Höhenunterschiede; sie sind besonders an der unteren Einebnungsfläche — im Sinne von J. BÜDEL — nicht eben. Geringabständige Hangverflachungen können daher zur gleichen Einebnungsphase gehören. Der Schluß auf bestimmte klimatische und tektonische Bildungsbedingungen ist sehr einseitig. Es sind durchaus andere Möglichkeiten des Zusammenspiels von Denudation und Erosion, verursacht durch andere klimatische oder tektonische Ursachen denkbar, die zum selben Ergebnis führen. Es wirkte sich nicht nur der allmähliche Temperaturrückgang im Plio-Pleistozän aus, sondern auch wechselnde Feuchte. Ferner besteht die Gefahr, daß allein durch die Aussage der heutigen Formen der Entwicklungsgang vereinfacht wird.

Man wird daher nur dort zu eindeutigen Aussagen über klimatische und tektonische Bildungsbedingungen der Landformen kommen, wo man neben der Form auch korrele Verwitterungsbildungen, Sedimente und deren Auflagerungsfläche auswertet. Dies ist für Teile des Krappfeldbeckens erst in Ansätzen geschehen ⁴ und bildet die Aufgabenstellung dieser Arbeit.

I. Geomorphologische Ausdeutung der Sedimente

Um Alter, Herkunftsgebiet, Schüttungsrichtung, Art des Transportes, Verwitterung und sekundäre Umlagerung der vorwürmzeitlichen Lockersedimente zu ermitteln, habe ich Material, Größe, Form, Einregelung und andere Faziesmerkmale untersucht. Proben der Feinkomponenten wurden von Herrn SKODA im Geogr. Institut der Universität München analysiert. Es sei betont, daß kein Ergebnis der quantitativen Methoden — Granulometrie, Morphometrie, Situmetrie, Tonmineralanalyse etc. — für sich allein absolute Beweiskraft hat. Das liegt an der nicht immer vollständigen statistischen Sicherung, aber auch an den Methoden selbst. Wichtig ist der Gleichklang der Ergebnisse verschiedener Methoden, die dann die Beobachtung im Gelände untermauern.

Die unterschiedliche Art und Stärke der Verwitterung ergibt eine Zweiteilung der Sedimente. Die Sedimente im Beckenboden im Umkreis des Krappfeldes sind kaum verwittert (erste Gruppe siehe oben). Lediglich weiche Glimmerschiefer können kernfaul sein; sie zerfallen dann sandig-grusig und nicht tonig-bindig.

Zur zweiten Gruppe gehören die Gurktaler-, Waitschacher-, Dobranberg-

⁴ A. WINKLER-HERMADEN, 1951, 1957 datierte die Waitschacher Schotter als Burdigal, damit als schon lange vor Bildung der ältesten noch erkennbaren Flächen entstanden. D. SCHILLIG, 1966 hielt dagegen die Waitschacher Schotter für gleichalt mit einer Sockelfläche der Saualpe, auf der auch „Roterden“ liegen. Einebnungsfläche, grobklastische Sedimente und tiefgründige Verwitterungsbildungen sollen nach SCHILLIG gleichalt, nämlich mittelplozän sein.

und Oberwietingberg-Schotter. Diese Sedimente sind sehr stark verwittert; die Gerölle sind meist kernfaul und zerfallen beim Freilegen. Sogar quarzische Gesteine sind angegriffen. In den tonig zersetzten Schottermassen treten Rutschungen auf, wie an den steilen Flanken des südlichen Waldkogelzuges, wo Schotterzungen den Bach im Urtlgraben und die Görtschitz erreichen. Auch die Zersatzungsmassen auf der flacheren Westabdachung des Kalkrückens östlich des Krappfeldes sind in Bewegung; die zahlreichen neuen Forstwege sind nur nach Trockenheit oder Frost zu benützen. Auf der Wasserscheide dieses Rückens nördlich Frele sind frische und verwachsene Abrißnischen häufig. Oberfläche der Gerölle und Matrix können rot gefärbt sein. Eisen-Mangan-Krusten verbacken oft das Sediment.

An einigen Stellen sind diesen stark verwitterten, bunten Sedimenten Quarzrestschotter benachbart, wie den Gurktaler Schottern am Rücken von Quadnitz (Friesnig) in 870—890 m. Diesen Restschottern fehlt Feinmaterial, sie sind deutlich schlechter gerundet als die bunten Schotter und mit kantigem Schutt vermengt: Es sind sekundär umgelagerte und dabei ausgespülte Gurktaler Schotter. Auch die Waitschacher Schotter sind oberhalb Schölmberg oberflächlich ausgespült. Hier findet man die ausgespülten Massen — bunte, kantige Sande und Kiese — etwas tiefer in schönen, hangparallelen Schichten auf einer Verflachung abgelagert.

Um diese Geländebefunde zu stützen, wurden Proben von Korngrößenzusammensetzung und Tonmineralien untersucht. Die Korngrößenzusammensetzung der Fraktion unter 2 mm zeigt die Stärke der Verwitterung und sekundäre Umlagerung (siehe Abb. 1). Bei chemischer Verwitterung der Ablagerung am Ort erfahren alle Korngrößen bis auf die Tonfraktion eine Anteilsminderung. Die Tonfraktion ist infolge Tonmineralneubildung überdurchschnittlich stark vertreten. Dies trifft für alle Proben der zweiten Gruppe zu, die sich durch den starken Tongehalt als nachträglich stark verwittert erweist. Eine Ausnahme bildet Probe Unterstein, die sich auch durch andere Kriterien als ausgespült zeigt. Primär hoher Tongehalt ist deutlich durch die Art der Korngrößenverteilung zu unterscheiden; ein Beispiel gibt die Probe Tschatschg mit kontinuierlichen Anteilsabnahmen von Ton zu Grobsand. Die Proben der ersten Gruppe lassen keine sekundäre Anteilssteigerung der Tonfraktion erkennen, sie sind chemisch wenig verwittert. Eine Ausnahme bildet Probe Kitschdorf vom Fuß der Saualpe, bei der auch der Geländebefund auf eine Beteiligung von Sedimenten der zweiten Gruppe deutet.

Die Art der gebildeten Tonminerale gibt Hinweise auf klimatische Bildungsbedingungen. So entsteht Kaolinitdominanz in humidem, subtropischem bis tropischem Klima, wo infolge der intensiven chemischen Verwitterung und der damit verbundenen Silizium-Abfuhr entweder Dreischichtenminerale kaum entstehen oder zu Zweischichtenmineralien desilifiziert werden. Montmorillonitdominanz ist dagegen typisch für semiarides Trockenwald- und Steppenklimate, Illitdominanz für feuchte und kühle Klimate.

Die Sorptionsfähigkeit für Kationen, der T-Werte, wurde im Austauschverfahren mit Ammonium bestimmt. T-Werte und Tonarten stehen in folgendem Zusammenhang⁵.

⁵ Nach E. SCHLICHTING und H.-P. BLUME, 1966: Bodenkundliches Praktikum, Hamburg—Berlin, S. 117; und R. GANSEN, 1965: Grundsätze der Bodenbildung, B. I. Taschenbuch, S. 32.

	T-Wert
Tonart	in mval/100 g
Kaolinit	3— 15
Montmorillonit	80—150 (50—100)
Nontronit	75— 80
Vermikulit	100—150
Illit	20— 50 (10— 70)

Der Gewichtsverlust bei der gestuften Dehydratation erklärt sich zum größten Teil aus der Wasserabgabe, wobei sich die einzelnen Tonarten charakteristisch verschieden verhalten. Das Ergebnis wird allerdings auch beeinflusst von der Dauer der Erhitzung, von der Korngröße der Proben, vom Kristallisationsgrad der Tone, von der Art der absorbierten Ionen durch Tonmineralgemische und durch Tonminerale mit Wechsellagerstruktur. Bei Kaolinit ist die Wasserabgabe gering unter 400° C, sehr stark zwischen 400° und 525° C, schwach zwischen 525° und 800° C, wo die Dehydratation praktisch beendet ist. Bei schlecht kristallisierten Kaoliniten und bei Halloysiten (siehe die typischen Diagramme ⁶ in Abb. 1) wird zwischen 100° und 400° C mehr Wasser abgegeben; außerdem setzt die Abgabe des Gitterwassers — über 400° C — etwas früher ein und die Intensität dieser Abgabe nimmt ab. Den Illit kennzeichnet eine starke Wasserabgabe unter 100° C, ein allmählicher Verlust von 100°—350° C, ein stärkerer Verlust von 350°—600° C und ein allmählicher über 600° C. Der Vermikulit gibt sein Wasser bis 850° C noch gleichmäßiger ab.

Die Proben der zweiten Gruppe enthalten demnach überwiegend Kaolinminerale, wahrscheinlich schlecht kristallisierten Kaolinit. Nach Sedimentation der Schotter muß daher humides und warmes Klima geherrscht haben. Ähnliche klimatische Bildungsbedingungen — warmes und wechselfeuchtes Klima — hat der Hämatit, der die Sedimente rot färbt. Nach P. BAKKER ⁷ herrschte bis zum Pont in Westeuropa warmes Feuchtsteppenklimate mit Gelb-Rot-Verwitterung und Kaolinitdominanz, welche im Mittelpliozän von Illitdominanz abgelöst wurde. Auch bei zahlreichen anderen Autoren findet sich der Hinweis, daß das warme Klima des Unterpliozäns im Oberpliozän von einem kälteren abgelöst wurde, das dem heutigen Klima glich. Damit läßt sich ein vor-oberpliozänes Alter dieser Sedimente fixieren. Die Probe Rabenstein der ersten Gruppe enthält vorwiegend Illit, was auf kaltzeitliches Klima hinweist. In der Probe Perschtl überwiegt Kaolinit; es ist möglich, daß hier durch die Gurk unter den würmglazialen Sedimenten Jungtertiär angeschnitten wird.

Hinweise auf Trockenklimate fehlen in den Proben; so sind alle Proben kalkfrei und ohne stärkeren Montmorillonit-Gehalt.

Die Raumlage der Gerölle ermöglicht Aussagen über Transportmedium und Transportrichtung. Die Minima in II und IV (Erläuterung in Tab. 1) kennzeichnen sämtliche Proben als fluvial. Nach der Art der Maxima sind drei Gruppen zu unterscheiden: a) Maximum in I: tritt bei gering-verwitterten Sedimenten im mittleren Görtschitztal auf und läßt auf eine solifluidale Beeinflussung schließen.

⁶ Umgezeichnet nach R. GRIM, 1968²: Clay mineralogy, New York, S. 192 ff.

⁷ J. P. BAKKER, 1964: An inguiring into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period; Publicaties van lat Fysisch Geografisch Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam, Nr. 4, S. 27 ff.

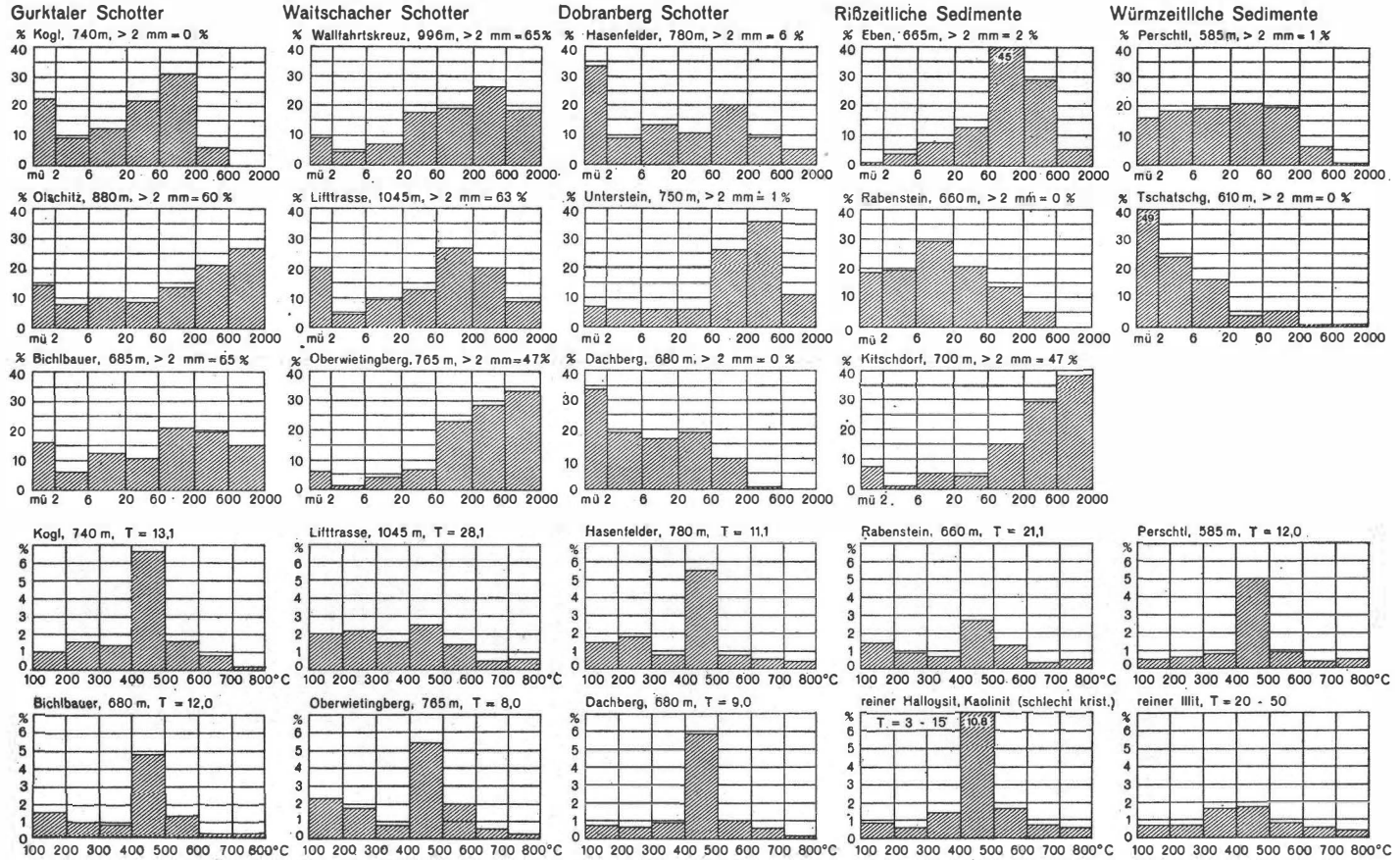


Abbildung 1

Korngrößenverteilung und Tonart einzelner Proben aus den Lockersedimenten des Krappfeldbeckens. Die Korngrößenzusammensetzung der Fraktion unter 2 mm wurde durch Siebanalyse bzw. mit dem ATTERBERG-Zylinder bestimmt und ist als Säulendiagramm in halblogarithmischem Maßstab dargestellt. Zusätzlich ist der Anteil der Fraktion über 2 mm der Proben verzeichnet. Die Tonminerale wurden durch die Austauschkapazität der Tonfraktion (T-Wert) und durch von 100° zu 100° C gestufte Dehydratation ermittelt.

b) I und II sind etwa gleich stark: Aus der Gruppe der wenig verwitterten Sedimente gehören hierher der offenbar moränennahe Schotter der nördlichen Eben, aus den jungtertiären Sedimenten die Waitschacher Schotter, die sich damit als Ablagerung eines gefällsstarke Gerinnes erweisen. Auch der hohe Anteil von II und IV ist typisch für starkes Gefälle.

Tab. 1: Mittlere Zurundung, Einregelung und Schüttungsrichtung von Lockersedimenten im Krappfeldbecken.

Alter	Vorkommen	Zurundung (in %)					Einregelung %				Schüttung nach	
		kt	kgr	grd	sgd	n	I	II	III	IV		n
Rißeiszeit	nördliche Eben	0	92	8	0	1	49	1	49	1	2	SSE
	Kogel von Kappel	4	84	12	0	1	Kreuzschichtung				NE	
	mittl. Görtschitztal	3	64	29	6	2	60	5	34	3	2	W
	Brückler Konglom.	2	53	48	4	2	39	10	51	0	1	E
Jungtertiär	Gurktaler Schotter											
	Gurktal-Nord	4	60	28	8	4	35	4	53	8	6	ESE
	Gurktaler Schotter											
	Bergwerksgraben-N	6	77	15	1	4	33	10	55	2	8	S
	Waitschacher Schotter	9	68	19	4	6	41	13	40	5	5	SSE
	nördl. Dobranberg-Schotter	4	73	22	1	8	42	9	47	2	9	S
	südl. Dobranberg-Schotter	3	65	29	3	3	37	0	62	1	2	W
Schotter von Oberwietingberg	10	71	19	0	1	43	0	56	0	1	W	

Die Zurundung der Gerölle wurde nach der Methode von REICHELT⁸, 1961 bestimmt; es wurden meist 50 Gerölle pro Aufschlußstelle (n) nach den Kategorien kantig (kt), kantengerundet (kgr), gerundet (grd) und sehr gut gerundet (sgd) ausgezählt. Es ist nicht nach Korngrößenklassen differenziert, da dieser Einfluß zu vernachlässigen ist. Die Raumlage langgestreckter Gerölle wurde in Einregelungstafeln nach POSER/HÖVERMANN⁹, 1951 eingetragen; Querlage der Längsachsen ist als I, Längslage als II, Zwischenlage als III und steile Lage als IV bezeichnet. Aus der Ausrichtung langgestreckter Gerölle, der dachziegelartigen Lagerung scheibenförmiger und der Schwerpunktlage keulenförmiger, sowie aus dem Einfallen von Schichten ergab sich die Schüttungsrichtung.

c) Deutliches Maximum in III: Dieser Regelfall bei fluvialen Transport tritt bei den meisten Proben auf. Innerhalb der Waitschach-Dobranbergschotter findet sich eine Anteilssteigerung von III vom Beckenrand zur Beckenmitte, woraus eine Gefällsminderung in dieser Richtung hervorgeht.

⁸ G. REICHELT, 1961: Über Schotterformen und Rundungsanalyse als Feldmethode; Petermanns Geographische Mitteilungen, 105. Jg., S. 15–24.

⁹ H. POSER und J. HÖVERMANN, 1951: Morphometrische und morphologische Schotteranalysen; Proceedings of the Third Intern. Congr. of Sedimentology, Groningen–Wageningen, Netherlands.

Die Schüttungsrichtungen der Gurktaler Schotter lassen zwei alte Flußsysteme erkennen. Die nördlichen Vorkommen gehören einer alten Gurk an, die nach ESE floß. Die Höhenlage der einzelnen Vorkommen sinkt deutlich in dieser Richtung mit bedeutend stärkerem Gefälle, als die rezente Gurk aufweist. Die Schotter nördlich des Bergwerksgrabens wurden nach Süden geschüttet und sind so als Ablagerungen nördlicher Zubringer zu deuten. Auch ihre Höhenlage nimmt von W nach E ab, das Gefälle entspricht dem heutigen Bergwerksgraben-Bach.

Aus der Zurundung der Gerölle kann auf Transportart, Länge des Transportweges und Richtung des Transportes geschlossen werden (siehe Tab. 1). Die jungtertiären Schotter sind überwiegend nur kantengerundet, es kommen deutlich weniger gerundete Gerölle vor. Der Prozentsatz kantiger

Tab. 2: Die Zurundung der Gerölle aus Grödener Sandstein im Vergleich mit der Zurundung aller Gerölle der Waitschacher und nördlichen Dobranberg-schotter.

Aufschluß	Zurundung der Gerölle aus Grödener Sandstein							
	Zurundung aller Gerölle				Zurundung der Gerölle aus Grödener Sandstein			
	kt	kgr	grd	sgd	kt	kgr	grd	sgd
westl. Goberthal, 910 m	5	75	17	2	0	49	38	13
Dachberg-Süd, 655 m	2	66	28	4	0	59	40	1
nordöstl. Fürpaß, 660 m	7	64	26	3	0	59	38	3
Fuchsofen-Süd, 870 m im Mittel	5	69	25	1	4	47	41	8
zahlreicher Aufschlüsse	4	68	25	3	1	58	37	4

übertrifft den sehr gut gerundeter Gerölle. Dieser Zurundungstyp wurde von K. FISCHER¹⁰ als Typ steiler Gebirgsflüsse beschrieben, in denen bei schießendem bis stürzendem Abfluß immer wieder Schotterverjüngung durch Zerbrecchen eintritt. Die Gerölle aus Grödener Sandstein in den Waitschach-Dobranberg-schottern sind deutlich besser gerundet als die übrigen Gerölle (siehe Tab. 2). Tritt bei den übrigen Geröllen eine deutliche Verbesserung der Zurundung vom Beckenrahmen zur Beckenmitte hin auf, so hatten die Grödener Sandsteine schon beim Eintritt in den Ablagerungsraum ihr reifes Morphogramm erreicht. Die Grödener Sandsteine stammen daher nicht aus dem Beckenrahmen. Zwischen den einzelnen Vorkommen der jungtertiären Schotter ergeben sich nur graduelle Unterschiede; vertikale Differenzierungen fehlen.

Innerhalb der ersten Gruppe, den glazialen Ablagerungen, weist das Brückler Konglomerat nahe der Görtschitzmündung die beste Zurundung auf, da es aus Sedimenten eines großen Flusses, der vermutlich rißeiszeitlichen Gurk besteht. Der Zurundungsgrad der übrigen glazialen Sedimente spiegelt offenbar den Abstand zur Moräne wieder.

Die Gesteinsart der Gerölle gibt Aufschluß über Herkunftsgebiet und damit Schüttungsrichtung, gibt aber auch Hinweise auf Transport-

¹⁰ K. FISCHER, 1966: Zur Anwendung der morphometrischen Schotteranalyse bei Untersuchungen in Alpentälern; Zeitschr. Geomorph., N. F., Bd. 10, H. 1, S. 1—10.

bedingungen und Alter der Ablagerungen. In den jungtertiären Schottern finden sich mit Ausnahme der Grödener Sandsteine nur Gesteine des Beckenrahmens. So enthalten die Gurktaler Schotter vorwiegend Phyllite und verwandte Schiefer aller Spielarten, ferner Glimmerschiefer aus dem Gebiet des Wimitzaufbruches und Tonschiefer der „Turracher paläozoischen Scholle“. Letztere zeigen, daß die Gurk schon damals bis in das Gebiet des Turracher Sattels zurückgriff; der heutige Gurkoberlauf ist damals nicht direkt nach Süden geflossen, wie P. BECK-MANNAGETTA, 1964 postulierte. Einige Gerölle der östlichen Sörger Berge, die W. FRITSCH 1957 und 1968 beschrieben hat, müssen von der Saualpe stammen. Es ist daher möglich, daß sich hier Schotterfächer aus der Saualpe mit denen der Gurktaler Alpen verzahnt haben; weitere Schlüsse lassen sich aus diesen wenigen, umgelagerten und ausgelesenen Geröllen nicht ziehen.

Grödener Sandsteine treten gehäuft im Waitschacher Schotter und im nördlichen Dobranbergsschotter auf, während sie im südlichen zurücktreten. Sie bezeichnen einen Schotterfächer, der an der Kirche Waitschach in 1150 m ansetzt und am Krappfeld in 600 m endet; dieser Kegel zeigt sich auch in Zurundung und Einregelung der Gerölle. Die südlichen Dobranbergsschotter wurden direkt von der Saualpe nach W geschüttet, wie das gehäufte Auftreten von Gesteinen der Westflanke der Saualpe beweist. W. FRITSCH, 1962 leitete die Grödener Sandsteine von längst abgetragenen Deckschichten der Saualpe ab und nahm daher ein hohes Alter der Schotter an. Eine solche Decke kann es jedoch im gesamten Jungtertiär nicht mehr gegeben haben, da die Grödener Sandsteine in den Sedimenten des Lavanttales fehlen, mit Ausnahme der Gebiete, wo sie auch heute noch anstehen. Das Vorkommen von Grödener Sandstein, gelegentlich begleitet von rotem, sog. Raibler Porphyry, war auch ein Argument der Verfechter der „Glazialhypothese“; sie glaubten, nur der vom S vorstoßende Drau-Gletscher könnte dieses nördlichste Vorkommen südlich der Zentralkette geschaffen haben.

Die jungtertiären Sedimente sind bunt, es sind auch reichlich schwache Gerölle geringer Transportfähigkeit vertreten. Das deutet auf rasche und intensive Abtragung und baldige Ablagerung. Die starke Zersetzung der Gerölle kann erst nach Ablagerung eingetreten sein. Aufschluß über die Transportbedingungen geben auch Faziesmerkmale wie Korngrößenverteilung, Sortierung und Schichtung. Maximale und mittlere Korngrößen nehmen innerhalb der jungtertiären Schotter deutlich gegen die Beckenmitte ab. Die größten Gerölle liegen auf dem Waitschacher Berg, sie werden hier m³ groß und finden sich von der Kirche Waitschach bis in die Talsohlen. Wie im Beckeninneren keilen auch hier Ton- und Sandlinsen — etwa die kreuzgeschichteten Sedimente am Wallfahrtskreuz — rasch aus und sind den Grobschottern nur linsenartig eingelagert. Es liegt keine vertikale Korngrößenabnahme vor. Grobe Amphibolitblöcke liegen auf dem Kogel südlich Wittwa in den südlichen Dobranbergsschottern; auch hier verfeinern sich die Sedimente gegen W. Innerhalb der Gurktaler Schotter liegen grobe Gerölle ebenfalls beckenfern, so bis kopfgroß im Sattel des Rückens Gassarest.

Die grobklastischen Sedimente setzen eine große Transportkraft voraus. Diese war durch das starke Gefälle gegeben, das sich aus basisnahen Ablagerungen und aus Zurundung und Einregelung rekonstruieren läßt. Vielleicht war auch stoßweise Wasserführung in jahreszeitlicher Rhythmik beteiligt.

Die Korngröße gibt auch klimamorphologische Hinweise. Die feuchten Tropen sind weitgehend schotterfrei; Schottervorkommen und Rumpfflächenbildung schließen sich in den wechselfeuchten Tropen aus. In den Fußflächen arider Gebiete erfolgt ruckweiser Transport von zwar grobem, aber kantigem Material.

Die jungtertiären Sedimente sind wenig aufbereitet, „unreif“; sie sind sehr wenig entmischt. Dies deutet auf kurzen, ungleichmäßig-stoßweisen Transport. Die Sedimente sind ungeschichtet. Nur an einigen Stellen tritt Wildbachschichtung auf, die sich zu einer ungleichmäßigen, unruhigen Schichtung mit raschem seitlichem Auskeilen bei steilem Einfallen steigern kann. Graduierung tritt nicht auf. Durch keines der angeführten Kriterien ergibt sich eine Möglichkeit, die jungtertiären Sedimente zu gliedern. Sie gehören offenbar einer Verschüttungsphase des Krappfeldbeckens an. Die Schotter entstanden bei rascher und intensiver Abtragung und wurden in kräftig geneigten Gerinnen aus dem Beckenrahmen zur Beckenmitte transportiert, wo sie ein akzentuiertes Relief verschütteten.

II. Geomorphologische Ausdeutung der Auflagerungsfläche der Sedimente

Das starke Relief zur Zeit der Ablagerung der Schotter bezeugt ein Überwiegen der linienhaften Erosion über die flächenhafte Denudation. Es seien einige Beispiele angeführt, die den Kerbtalcharakter des verschütteten Reliefs, das vor nachträglicher Umgestaltung geschützt blieb, belegen.

Basisnahe Gurktaler Schotter finden sich innerhalb eines bedeutenden Höhenspielraums, im W im Aufschluß Gassarest in 950 m, beim Bichlbauer im Osten in 680 m. Sie überziehen in primärer Lagerung Hangverflachungen wie Geländestufen, z. B. am Rücken von Kogl. Benachbarte Basisflächen liegen oft in unterschiedlicher Höhe; so beträgt der Höhenunterschied zwischen den Basisschottern auf dem Rücken von St. Jakob zwischen dem Aufschluß St. Peter (920 m) und Olschnitz (865 m) 55 m bei einer Entfernung von 1 km.

Die Dobranbergsschotter bedecken die Westabdachung des Kalkrückens geschlossen vom Fuchsofen in 870 m bis zum Niveau der Glazialterrassen im Krappfeld in 600 m. Der tiefste, sicher primär lagernde Basisschotter ist südöstlich Unterbergen in 635 m aufgeschlossen¹¹. Auch die Waitschacher Schotter sind nicht auf die Wasserscheide des Rückens zwischen Maria Waitschach (1155 m) und K.871 m östlich Deinsberg beschränkt, sondern ziehen sich in primärer Lagerung weit in die umgebenden Täler hinab. Südöstlich Waitschach haben sich die Sedimente in einer großen Talbucht zwischen zwei ins Görttschitztal vorspringenden Spornen erhalten. Sie stehen am Weg südlich Kulbischhof noch in 920 m primär in stark S fallender Schichtung an; eine en-bloc-Rutschung kann hier höchstens in bescheidenem Umfang eingetreten sein. Nordwestlich Kulbischbauer war die Auflagerungsfläche der Schotter in einem Stollen im Wald in 1000 m zu sehen. Der Stollen war 80 m in den Berg vorgerieben und durchschnitt einen N—S verlaufenden Schotterstrang, dessen Wände im Anstehen steil geneigt sind. Den tiefsten Waitschacher Basisschotter fand ich nordöstlich Deinsberg an der Asphaltstraße in 830 m in primärer Lagerung.

¹¹ Eine detaillierte Beschreibung aller Aufschlüsse ist in der Dissertation O. HILLER: Die Morphogenese des Krappfeldbeckens in Kärnten; Universität München, 1971. gegeben.

Wie die letztgenannten Aufschlüsse belegen auch die Schotter von Oberwietingberg die Existenz einer alten Görtschitz. Im Hohlweg westlich des Marterls lagern die Schotter primär und nahe der alten Talsohle in 765 m. Auf der Wasserscheide zum Gurktal liegen die Schotter im Aufschluß Fuchsofen in 870 m. Das Görtschitztal muß daher bei der Verschotterung des Krappfeldbeckens zugefüllt worden sein.

Diese Beobachtungen widerlegen einige ältere Berichte; so verneinten W. FRITSCH, 1962 und D. SCHILLIG, 1966 die Existenz einer präquartären Görtschitz. Nach verschiedenen Autoren sollten sich die jungtertiären Sedimente auf Verebnungen in einem engen Höhengspielraum beschränken. Die jungtertiären Sedimente sind jedoch keine „Flächenschotter“, sie lassen sich nicht mit Einebnungsphasen korrelieren. Liegen sie lokal auf Hangverflachungen, so können das Randverebnungen sein, gebildet durch seitliche Erosion bei Sedimentation oder Ausräumung, oder die Verflachungen sind älter.

III. Jungtertiäre Morphogenese und Tektonik

Als Ursache für die Verschüttung des Krappfeldbeckens wird in der geologischen Literatur meist die Hebung des Beckenrahmens angenommen. Morphologische Aktivität setzt jedoch keineswegs tektonische Aktivität voraus, sie kann auch klimatische Ursachen haben. Scheiden klimatische Ursachen aus, so bedeutet grobe Fazies nicht automatisch kräftige Tektonik und Mergelbildung schwache, wie A. WINKLER-HERMADEN voraussetzte; denn auch hier gehen weitgehend klimatische Faktoren ein. Lediglich aus der Mächtigkeit der Ablagerung kann dann auf die Stärke der tektonischen Bewegung geschlossen werden.

Es gibt zahlreiche Hinweise, daß die Sedimentation nach der Großformung des Krappfeldbeckens einsetzte, die sich vermutlich in der oligozän-miozänen Schichtlücke abspielte. Die Sedimente lagern völlig ungestört. Nirgends sind Schichten zerrissen oder fallen unerwartet stark ein. Die Schotter sind weit verbreitet; sie beschränken sich nicht auf den Umkreis von Störungen. Die Sedimente fügen sich in das heutige Relief ein, sie sind nicht einem längst abgetragenen Relief zuzuordnen, wie A. WINKLER-HERMADEN, 1951 postulierte. Die Verbreitungsgrenzen der Schotter knüpfen sich nicht an Störungen. An zwei Stellen bedecken die Schotter wichtige alpidische Verwerfungen, im Gurktal bei St. Peter und im Görtschitztal bei Oberwietingberg. In beiden Fällen scheint diese Lagebeziehung in neueren geologischen Karten auf. Südöstlich von St. Peter ober Gurk bedecken die Gurktaler Schotter in primärer Lagerung die Gurker Störung, eine wichtige NNW—SSE verlaufende Verwerfung. Sie wurde jüngst von P. BECK-MANNAGETTA, 1959, 1964 (Abb. 7, S. 325) kartiert, welcher auch die Bedeckung mit „oberpannonen“ Gurktaler Schottern darstellte. In Oberwietingberg liegen die Schotter einer bedeutenden Seitenstörung der Görtschitztaler Störungszone, dem Wietersdorfer Sprung F. THIEDIGS, 1962, der einen errechneten Verstellungsbetrag von 2000 m aufweist. THIEDIG kartierte diese Schotter als „Ältere Terrassenschotter, verlehmt“, doch sind sie auf Grund der typischen und starken Verwitterung sicher jungtertiär.

IV. Jungtertiäre Morphogenese und Verwitterungsbildungen

Nicht allein die jungtertiären Schotter sind typisch — Kaolinisierung, Rubefizierung, etc. — und stark verwittert, es kann auch ihr Liegendes zersetzt

sein. Eine ähnliche Verwitterungsdecke findet sich ferner im gesamten Krappfeldbecken bis in große Höhen an vor Abtrag geschützten Stellen.

Diese alte Verwitterung war nur in einem warmen, wechselfeuchten Klima möglich, wie es zuletzt im Unterpliozän herrschte. Die Verwitterung geschah in einer Zeit morphologischer Stabilität mit geringer Denudationsleistung. In der Sedimentationsphase wurde diese Zeit unterbrochen von einer Phase großer morphologischer Aktivität mit starkem Oberflächenabfluß und überwiegender mechanischer Verwitterung¹².

Die Verwitterungsbildungen weisen interessante Differenzierungen hinsichtlich des Ausgangsgesteins auf. So tritt Rubefizierung nur bei kalkhaltigen Gesteinen auf; Schiefer anderen Ausgangsmaterials wurden ohne Farbänderung zersetzt, kaolinisiert. Wie die Schotter überziehen die tiefgründigen, kaolinisierten Zersatzmassen und Roterdeböden — die Bezeichnung ist rein deskriptiv — auch Gefällsstufen und finden sich in einem großen Höhenspielraum; sie sind keineswegs an „Niveaus“ gebunden. Dazu im folgenden einige Einzelheiten.

Die tiefzersetzte Auflagerungsfläche der Gurktaler Schotter ist z. B. im Hohlweg südlich des Gatschnigg-Kogels aufgeschlossen; einen Hinweis für die ehemalige Bedeckung mit heute benachbarten Waitschacher Schottern gibt die rote Farbe des Marmorsporns beim Kulbischbauer südöstlich Waitschach. Durch den Kalkbruch am Fuchsofen sind die rotlehmerfüllten Karsttaschen im Nummulitenkalk gut aufgeschlossen; sie sind bedeckt von Dobranbergsschottern (schon F. KAHLER, 1953 und W. FRITSCH, 1962 haben darauf hingewiesen).

In der Literatur finden sich auch zahlreiche Beobachtungen zur alten Verwitterungsdecke außerhalb des Bereichs der jungtertiären Schotter. Aus den östlichen Sörger Bergen der Gurktaler Alpen haben FRITSCH/MEIXNER, 1968 neben den erwähnten Einzelgeröllen zahlreiche alte Verwitterungsprodukte beschrieben, so Roterdereste, zersetzten Phyllit, Kalzedon- und Kalziumphosphat-Konkretionen und Inkrustationen. Die zersetzten Phyllite erreichen nach diesen Autoren im Bereich zweier Magnesitlagerstätten beträchtliche Tiefen; in der Lagerstätte Dreifaltigkeit 50 m, im Schurfschacht Zwein 15 m. Nach NEUWIRTH, 1956 treten in einer Probe aus 5,5 m Tiefe aus dem Zweiner Schacht Fire-clay und Halloysit als Tonminerale auf; daneben fand sich oberflächlich korrosionsartig veränderter Quarz und sehr vereinzelt Hämatit, Limonit und Eisenglimmer. Interessant ist die Übereinstimmung der Tonminerale dieser Probe mit den Verwitterungstonen meiner Schotterproben.

Im Zuge der jüngsten geologischen Neuaufnahme der Saualpe wurden zahlreiche „Roterdeböden“ beschrieben und kartiert, davon zahlreiche tief im Görttschitztal gelegen, was ebenfalls die präquartäre Existenz dieses Tales belegt. Zahlreiche dieser „Rotlehme“, „Roterden“ oder „Roten Tone“ wurden jüngst von THIEDIG, 1970 und Schülern untersucht; sie wurden einheitlich nachezän bis prähelvet datiert. Man muß aber bedenken, daß ähnliche Verwitterungsbildungen am Alpenostrand von verschiedenaltigen Tertiärsedimenten überlagert werden und daher eine untere Altersgrenze nicht gegeben werden kann; auch hat noch nach Ablagerung der Schotter Rubefizierung geherrscht. Von den 22 Rotlehmproben, die F. THIEDIG auf mineralogische Zusammensetzung unter-

¹² Hierbei bleibt eine mögliche morphologische Höhenzonierung außer acht; es wäre denkbar — freundl. mündl. Hinweis von Prof. K. FISCHER — daß die klimamorphologischen Bedingungen im Beckeninneren konstant blieben und die Verschüttung vom höheren Beckenrahmen gesteuert wurde.

suchte, überwog $10\times$ der Kaolinit den Illit, $7\times$ entsprachen sich die beiden Anteile und $5\times$ überwog der Illitanteil den des Kaolinit. THIEDIG betonte zu Recht den großen Einfluß der Zusammensetzung des Ausgangsgesteines.

Bezeichnet Art und Stärke der Verwitterung eine obere Grenze des Alters der jungtertiären Verschüttung, so ergibt sich aus der Beziehung der Sedimente zur Tektonik, aus dem Gesteinsinhalt und aus dem Ausmaß der Abtragung seit der Sedimentation eine untere Grenze. Unter Würdigung dieser Kriterien kann man mit D. SCHILLIG, 1966 die Sedimente ins Pannon stellen. Eine Datierung durch Vergleich mit anderen grobklastischen Schichten am Alpenrand ist nicht sinnvoll (siehe unten).

Eine direkte Datierung der jungtertiären Sedimente ist nicht möglich; zwar sind „blaugraue Tone mit braunen Lignitschmitzen“ aus dem Görtschitztal bei Klein St. Paul, aus dem Gebiet von Silberegg am Krappfeld und aus dem Gebiet der Gurkmäander im Krappfeld beschrieben worden, doch reicht deren Datierung durch die einzelnen Autoren vom Miozän über das Pliozän und Inter-glazial zu Intrawürm; wichtige Fundstellen sind verschollen und eine C-14-Datierung oder Pollenanalyse steht noch aus.

Die Tone bei Klein St. Paul fand K. A. PENECKE, 1884 durch Schürfe auf Kohle aufgeschlossen; er fand darin eine große Helix. Fossil wie Fundstelle sind verschollen. Bei der Helix könnte es sich um *Helix steinheimensis* = *Pseudochloritis gigas* = *Tropidomphalus gigas*, eine miozäne Landschnecke gehandelt haben. Allerdings verwechselte PENECKE diese Helix in Penken¹³ im südlichen Klagenfurter Becken mit *Galactochilus sarmaticus*, welche im Miozän und Pliozän vorkommt. Scheiden PENECKES Beobachtungen zwar zur Datierung der jungtertiären Sedimente aus, so stützen sie doch die Verschüttung des Görtschitztales im Jungtertiär. Einen weiteren Hinweis auf die alte Existenz des Görtschitztales fand VAN HINTE, 1962, der aus der Ostflanke der Talweitung von Klein St. Paul aus ca. 700 m, also weit über den glazialen Ablagerungen, einen fetten grauen Ton mit Land- und Süßwasserschnecken beschrieb. VAN HINTE hielt den Ton für Ablagerungen eines kleinen Sees von jungtertiärem oder quartärem Alter.

Auch aus dem Gebiet um Silberegg sind in der älteren Literatur (K. A. PENECKE, 1885, K. A. REDLICH, 1905, W. PETRASCHKEK, 1924) blaugraue Tone mit Kohleschmitzen beschrieben worden; die ungenau lokalisierten Aufschlüsse sind längst verschollen. Heute sind Tone lediglich als lokale Einlagerungen aufgeschlossen; die große Tongrube am Dachberg in 860 m schließt wohl altertäre Tone auf. Dies muß F. KAHLER, v. a. 1933, und E. HABERFELNER, zuletzt 1937 entgegengehalten werden, die aus den Angaben der älteren Autoren auf eine weitverbreitete Schicht braunkohleführender Feinsedimente schlossen, die auf den groben Blockschottern liegen soll; auch sind die Lagerungsverhältnisse von PENECKE und REDLICH anders beschrieben worden: Diese fanden die Lignite unter dem „Diluvium“, das unserem Jungtertiär entspricht. Die Tone, die längst des Silberbaches auftreten, sind den würmglazialen Sedimenten eingelagert; solche Stautone vor dem Draugletscher finden sich verschiedentlich den Würmsedimenten des Krappfeldes eingelagert (vgl. A. PENCK, 1909 und E. LICHTENBERGER, 1959). Ob dazu auch die Sedimente gehören, die am Prallhang der Gurk

¹³ A. PAPP, 1957: Landschnecken aus dem limnischen Tertiär Kärntens; *Carinthia* II, 67. Jg., S. 85–94.

bei Perschtl in 590 m aufgeschlossen sind, muß offen bleiben. Zuletzt hat P. BECK-MANNAGETTA, 1964 von hier lignitische Kohle beschrieben. Die Analyse der Probe Perschtl ergab zwar Kaolinit als Hauptbestandteil, zeigt aber einen geringen Verwitterungsgrad.

V. Das Krappfeldbecken in der Rißeiszeit

Im Umkreis des Krappfeldbeckens finden sich zahlreiche Reste einer älteren Eiszeit, vermutlich der Rißeiszeit, die eine größere Mächtigkeit der Rißgletscher gegenüber den Würmgletschern bezeugen. So lag diese ältere Gletscherobergrenze an der Südabdachung der Sörger Berge um mindestens 100 m, vermutlich jedoch weitaus mehr über der würmzeitlichen Obergrenze (vgl. E. LICHTENBERGER, 1959, P. BECK-MANNAGETTA, Aufnahmeberichte 1955—61). Im Süden des Beckens liegen alte Moränenreste oder Erratika auf dem Kraiger Berg bis 850 m (W. FRITSCH, 1957), auf dem Kriebel bis 700 m, auf dem Stammer Berg und Odvinskogel bis zur Kammhöhe. Auf der Nordflanke des Magdalensberg stellte schon HÖFER, 1894 Ferngeschiebe in 760—820 m beim Mirtlbauer fest. Im Nordosten des Beckens fanden sich am Nordhang der Grebenzen Erratika des Murgletschers mindestens 160 m über der Würmobergrenze (zuletzt H. PASCHINGER, 1963). Im Nordwesten des Beckens, im Metnitztal, gab es dagegen nach H. SPREITZER, 1959/60, keinen Unterschied in der Höhe des Würm- und des Rißgletschers.

Im Beckeninneren reichten die Rißgletscher zwar weiter als die Würmzungen (Moränen vermutlich in der südlichen Eben, bei Rabenstein und Althofen), vereinigten sich jedoch nicht.

Die Sedimente auf dem Ebenberg westlich der Gurkmäander des Krappfeldes liegen über 40 m höher und erheblich vor den Würmendoränen des Draugletschers im Wolschartwald. Die Oberfläche des Ebenberges in ca. 670—680 m ist flachhügelig und erweckt so den Eindruck eines Altmoränengebietes. Darauf deutet auch die sehr schlechte Zurundung der Sedimente des zentralen und südlichen Teiles. Im Nordteil dagegen sind besser gerundete Schotter und Sande, z. T. geschichtet aufgeschlossen, die sich aufgrund ihres Gesteins, ihrer Zurundung, Einregelung und Schichtung als Ablagerungen eines rißzeitlichen Tschatschger Baches und einer nach N gedrängten Wimitz zu erkennen geben. In der nördlichen Eben herrschten rißzeitlich dieselben Verhältnisse wie würmzeitlich bei Straganz im Süden.

Der Ebenberg ist rundum unterschritten; von diesen steilen, gestuften Rändern greifen Kerb- und Kerbsohlentälchen ein, was ebenfalls ein höheres Alter der Gesamtform nahelegt. Deutliche Kryoturbationserscheinungen fehlen, allerdings sind die Aufschlüsse in dem dicht bewaldeten Gebiet schlecht. Die gestuften Hänge des Ebenberges sind besser aufgeschlossen; hier finden sich Anlagerungen der spät- bis nachrißzeitlichen Flüsse. Die Sedimente sind bunt, können allerdings oberflächlich ausgespült und durch Frostsprengung verändert sein. Durch ihre geringe Verwitterung unterscheiden sie sich klar von den Gurktaler Schottern.

Dies trifft auch für die kaum verwitterten, geschichteten Tone, Sande und Schotter am Kogel südlich Kappel zu. Sie liegen deutlich über dem Niveau der Niederterrasse und fallen nach NE ein, sind also aus SW vom Draugletscher her geschüttet, der weiter im Süden geendet sein muß.

Die rißzeitlichen Sedimentreste des Murgletschers sind vor allem von H. SPREITZER, 1959/60 beschrieben worden. Die Ablagerungen am Kalksporn von

Althofen, der im W, S und E von der Hauptterrasse in 610 m umrahmt wird, sind heute durch zwei Schottergruben in Althofen aufgeschlossen. Hier finden sich fluviale, geschichtete, z. T. sehr stark verbackene Schotter und Sande von recht guter Zurundung, daher murgletscherfern abgelagert. Das Sediment ist frisch, wenn auch einige kernfaule Gneise, Phyllite, Glimmerschiefer und Mergel auftreten.

Stärker verwittert sind die Schotter (Geschiebe?), die auf gebänderten Tonen und Sanden in der aufgelassenen Tongrube bei Rabenstein 15 m über der Niederterrasse liegen; die Sedimente sind daher vielleicht aus einer älteren Eiszeit. Ihr glaziales Alter erwies die Tonalanalyse.

Das Görttschitztal war während der gesamten Eiszeit eisfrei geblieben. Nur im nördlichen Oberlauf lag Mureis von der Neumarkter Hochmulde her. Der Oberlauf bis Mösel ist ein enges Kerbtal, frei von glazialen Ablagerungen. In den Talweitungen des Mittellaufes bis Eberstein und des Unterlaufes bis Brückl findet sich dagegen eine mehrstufige Terrassenfolge, größtenteils der Würmeiszeit zuzuordnen.

Eine oberste Terrassenfolge, vor allem im Mittellauf gut ausgebildet, kann man in die Rißeiszeit stellen. Sie besteht überwiegend aus Felsterrassen, die nur einen dünnen Geröllschleier tragen; größere Schotterreste haben sich nur am Knick zum Hang erhalten und sind hier von Solifluktionsmassen überlagert. Diese Schotter sind etwas stärker, meist grusig-sandig verwittert als die Würmschotter. Reste dieser Terrassenflächen finden sich 25—35 m über der Talaue, so nördlich Wieting (Petutschnig) in 700—690 m, bei Kitschdorf (Beteiligung von Jungtertiär?) in 680 m, östlich Wietersdorf in 660 m, östlich Klinzer in 630 m und als Ebersteiner Felsplateau über dem Ebersteiner Durchbruch in 620 m. Über dieser Terrassenfolge finden sich weitere Hangverflachungen, die zum Teil Schotterreste tragen, wie in Oberwietingberg. Diese Schotter sind auf Grund ihrer Stärke und Art der Verwitterung jungtertiär und keinesfalls altglazial, wie D. SCHILLIG annahm.

VI. Das Krappfeldbecken im Vergleich mit anderen Kärntner Becken

Nach unterschiedlicher Entwicklung der einzelnen Kärntner Becken im Alttertiär und während eines großen Teiles des Jungtertiärs, fand im Pannon in allen Becken eine Verschotterung statt. Vor allem zwischen dem Krappfeldbecken und den einzelnen Lavantaler Becken¹⁴ besteht völlige Übereinstimmung: Die vergleichbaren, grobklastischen, bunten, schlecht gerundeten und ungeschichteten Sedimente bedecken auch hier ein tiefgründig verwittertes, stark reliefiertes Gelände und haben nachträglich eine kräftige Kaolinit und zum Teil Rotverwitterung erfahren. Solche synchrone Verschüttung der einzelnen Becken läßt sich eher klimatisch als tektonisch deuten.

Die Blockschotter des oberen Lavanttales (Schotter östlich Reichenfels, Schotter von Gräbern — Prebl — Wölch, Schotter von Preitenegg) und Schotter im O und W der St. Stefaner Mulde (z. B. Reidebener Schotter) entsprechen völlig den jungtertiären Sedimenten im Krappfeldbecken. Diese Schotter wurden zuletzt von P. BECK-MANNAGETTA in der geologischen Karte 1 : 100.000 des Planungs-

¹⁴ Im südlichen Klagenfurter Becken entspricht das oberstpannone Sattnitzkonglomerat den Schottern des Krappfeldbeckens. Es besteht jedoch überwiegend aus Kalkgeröllen; daher ist ein Vergleich der Art und Stärke der Verwitterung, der Einregelung und Zurundung etc. nicht möglich. Auch soll das Sattnitzkonglomerat im Gegensatz zum Jungtertiär des Krappfeldbeckens stark gestört sein.

atlas Lavanttal der Kärntner Landesregierung als Oberpliozän ausgeschieden, was auf Grund der Art und Stärke der Verwitterung als zu jung erscheint. D. SCHILLIG, 1966 korrelierte diese Sedimente mit den Waitschacher Schottern und stellte sie als Flächenschotter den Basisschottern, wie z. B. den Granitztaler Schichten gegenüber. Diese Zweiteilung ist nicht stichhältig, denn alle diese Schotter bedecken ein akzentuiertes Relief. Zahlreiche Geologen haben gerade diese Basisschotter mit dem Dobranberg — Waitschacher Schotter parallelisiert, zuletzt F. THIEDIG, 1970, der alle Schotter als Helvet ansieht.

In der Tat weisen die Basisschotter einzelner Becken im Lavanttal (Schotter von Schiefing im oberen Lavanttal, grobklastische Basisschichten der St. Stefaner Mulde, Granitztaler Schichten des Granitztaler Beckens) die gleichen faziellen Merkmale auf. Für dieses Phänomen, daß sich gerade die ältesten, untermiozänen und die jüngsten, pliozänen Ablagerungen (nach der Datierung von BECK-MANNAGETTA) sich gleichen, bieten sich zwei Erklärungen an. Entweder herrschten im unteren Miozän die gleichen klimamorphologischen und tektonischen Bedingungen wie im Pliozän, oder aber es sind viele der „Basisschotter“ in Wirklichkeit jünger. Für die letztere Möglichkeit gibt es zahlreiche Hinweise: So gehen „Basisschotter“ und „Pliozänschotter“ an mehreren Stellen nahtlos ineinander über: z. B. am Sonnleitner Rücken nördlich Schloß Thürn an der Westseite des St. Stefaner Beckens und südlich Prebl im oberen Lavanttal. Auch ist in vielen Fällen die Überlagerung der grobklastischen „Basisschichten“ mit gut datierbaren, fossilreichen Schichten durchaus nicht eindeutig. So kann man am südlichen Dachberg lediglich ein Nebeneinander von mitteltortonen marinem Schlier und Granitztaler Schottern beobachten, kein Übereinander.

Schon auf Grund dieser Probleme ist es nicht möglich, die jungtertiären Sedimente des Krappfeldbeckens durch Vergleich mit diesen Sedimenten zu datieren, ganz abgesehen davon, daß die Sedimentation in den Kärntner Becken zu verschiedener Zeit einsetzte.

Literaturverzeichnis

- BECK, H., 1931: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000-Blatt Hüttenberg—Eberstein (5253) und Aufnahmeberichte in den Verhandl. Geolog. Bundesanstalt, Wien, 1927 und 1928.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1959: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen; mit Kartogramm 1 : 75.000. Jahrb. Geolog. Bundesanstalt, Wien, 102, S 313—352; und Aufnahmeberichte 1955—61 in den Verhandl. Geolog. Bundesanstalt, Wien.
- und andere Autoren, 1964: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen; Exkursion III/5: Murau—Gurktal—Villach. Mitt. Geolog. Ges. Wien, 57. Bd., H. 1.
- 1964: Die Gurk, geologische Beschreibung. Wasserkraftkataster 1964, I/2, S. 2—9.
- CLAR, E., 1951: Über die Göttschitztaler Störungslinie (Norejalinie) bei Hüttenberg. Karinthn, F. 15, S. 65—71, mit Skizze 1 : 75.000.
- FRITSCH, W., 1957: Aufnahmebericht über die geologische Neukartierung des Sonntags- und Kraigerberges. Karinthn, F. 34/35, S. 211—217.
- 1962: Geröllfunde vom Fuchsofen bei Klein St. Paul. Carinthia II, 72. Jg., S. 75—78
- 1964: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen; Exkursion III/6: Mittelkärnten. Mitt. Geolog. Ges. Wien, 57. Bd., H. 1.
- FRITSCH, W. mit H. MEIXNER, 1968: Verwitterungsminerale von Zwein-Sonntagsberg bei St. Veit an der Glan, Kärnten. Karinthn, F. 58, S. 22—36.
- GLANZER, O., 1951: Das Krappfeld und das untere Metnitztal. Unteröffentliche Dissertation, Graz.
- HABERFELNER, E., 1937: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Bd. 85, S. 226—240, mit Übersichtskarte 1 : 300.000 auf Abb. 8.
- HINTE, van J. E., 1962: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes. Jahrb. Geolog. Bundesanstalt, Wien, Sonderband 8, mit Karte 1 : 25.000.
- HÖFER, H., 1894: Das Ostende des diluvialen Draugletschers in Kärnten. Jahrb. Geolog. Bundesanstalt, Wien, Bd. 44, S. 534—537.
- KAHLER, F., 1933: Über die Verbreitung kohleführenden Jungtertiärs in Kärnten. Verhandl. Geolog. Bundesanstalt, Wien, S. 125—129.
- 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderheft 16, zahlr. Beilagen 1 : 250.000.
- LICHTENBERGER, E., 1959: Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Kla-

- genfurter Becken und Krappfeld. Mitt. Osterr. Geogr. Ges., Wien, Bd. 101, H. 1, S. 37—63, mit Karte 1 : 75.000.
- NEUWIRTH, E., 1956: Fire-Clay von Zweibel St. Veit an der Glan, Kärnten. Carinthia II, Sonderheft 20, S. 117—122.
- PASCHINGER, H., 1935: Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. Carinthia II, S. 12—21.
- 1963: Glazialmorphologische Studien in der Neumarkter Paßlandschaft. Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk, Sonderband, mit Karte 1 : 50.000.
- PENCK, A., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, Bd. 3, S. 1097.
- PENECKE, K. A., 1884: Das Eozän des Krappfeldes in Kärnten. Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, Bd. 90, S. 327 ff., math.-naturw. Classe, I. Abth., mit Karte 1 : 75.000 auf Tafel I.
- PETRASCHEK, W., 1924: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VI/2. Teil, Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 72. Bd., Leoben, S. 13—15.
- PRESSINGER, G., 1949: Das mittlere Gurktal. Unveröffentlichte Dissertation, Graz.
- REDLICH, K. A., 1905: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt Wien, 55. Bd., S. 327—348, mit Karte 1 : 75.000 auf Tafel VII.
- SCHILLIG, D., 1966: Geomorphologische Untersuchungen in der Saualpe. Tübinger Geogr. Studien, H. 21.
- SEELAND, F., 1876: Der Hüttenberger Erzberg und seine nächste Umgebung. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt Wien, Bd. 26, S. 49—112.
- SPREITZER, H., 1951: Über die Entstehung der Großformen der Hohen Gurktaler Alpen, Carinthia II, 61. Jg.
- 1951: Die Großformen im oberen steirischen Murgebiet. Geographische Studien (Fs. SÖLCH), S. 132—144.
- 1959/60: Der eiszeitliche Murgletscher in Kärnten und Steiermark. Geogr. Jahresber. Österreich, 28. Bd., S. 1—50.
- THIEDIG, F., 1962: Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul. Carinthia II, 72. Jg., S. 21—45, Teil III der geologischen Neuaufnahme des Saualpen Kristallins (Kärnten).
- 1970: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). Mitt. Geologisch-Paläontolog. Inst. Univ. Hamburg, H. 39, S. 97—116.
- WINKLER-HERMADEN, A., 1951: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951, S. 414—525.
- 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien.

Zusammenfassung

In einem inneralpinen Becken, dem Krappfeldbecken, wurden junge Lockersedimente und ihre Auflagerungsfläche im Hinblick auf die Landformung ausgewertet. Dazu mußten die Sedimente gegliedert und datiert werden. Auf Grund der Art und Stärke der Verwitterung sind jungtertiäre und eiszeitliche Sedimente zu unterscheiden. Die jungtertiären Sedimente entstammen einer großen Verschüttungsphase des Krappfeldbeckens. Ihr pannones Alter ergab sich aus sedimenteigenen Alterskriterien und nicht aus dem unsicheren Vergleich mit anderen Becken. Die vorwiegend grobklastischen Sedimente lassen sich einigen großen Kegeln zuordnen, die im Beckenrahmen wurzelten. Die Sedimente sind bunt, sie enthalten auch weiche Gesteine; sie sind schlecht gerundet, schlecht klassiert und meist ungeschichtet. Die zugehörigen Gerinne hatten schwankende Wasserführung und ein starkes Gefälle, das gegen die Beckenmitte hin abnahm. Die Sedimente liegen einem akzentuierten Relief auf. Sie sind keineswegs Flächenschotter, die ein Flachrelief bedecken. So wurde das mittlere Görtschitztal verschüttet, das schon damals Kerbtalcharakter aufwies. Die Verschotterung erfolgte in einer Phase großer geomorphologischer Aktivität bei Überwiegen des Oberflächenabflusses und unterbrach eine Periode geringen Abtrags und starker chemischer Verwitterung, wie sie auch wieder nach Ablagerung der jungtertiären Sedimente einsetzte.

Die Ursache der Verschüttung war eine Klimaschwankung und nicht die jungalpide Hebung des Beckenrahmens, denn die Sedimente sind nicht gestört und bedecken wichtige Verwerfungen.

Die mächtige Verschüttung eines akzentuierten Kerbtalreliefs im Jüngsttertiär findet sich auch in benachbarten Becken; sie ist in der morphologischen Literatur zu diesem Raum nicht genügend beachtet worden und modifiziert

erheblich das „Rumpftreppenmodell“, das bisher zur Erklärung der Morphogenese diente.

Altglaziale Sedimente fehlen im Krappfeldbecken; die rißeiszeitlichen Ablagerungen zeigen, daß sich Mur- und Draugletscher nicht vereinigten.

S u m m a r y

A Study of the Morphogenetic Development of the Krappfeld-Basin in Carinthia

In an inner-Alpine basin, the Krappfeld-Basin, young, loose sediments and the underlying surface were studied with reference to the development of land forms. For this purpose, the sediments had to be diagnosed and dated. The type and the degree of weathering allow for a differentiation of sediments of the late-Tertiary and Pleistocene periods. The sediments of the late-Tertiary date back to a period of aggradation, during which the Krappfeld was buried deeply beneath them. They are being classified as Pannon according to certain criteria inherent in the sediments themselves and not by comparison with other basins which are not reliable. The predominantly coarse sediments were deposited in the form of a number of large alluvial fans apexing at the walls of the basin. They are multicoloured and contain „weak“ material, too. The sediments are little rounded, varying in size and, in most of the cases, not stratified. The respective streams had varying volumes of water. Their steep gradients kept diminishing towards the centre of the basin. The sediments were deposited upon a highly sculptured relief and by no means form a layer of gravel upon a flat surface only. Thus the central part of the Görtschitz valley that had been V-shaped before was buried. The burying took place during a period of great geomorphic activity, when the surface runoff was extensive and unimpeded. It interrupted a period of little mass-waste and transportation despite extensive chemical weathering that set in again after the deposition of the late-Tertiary sediments.

The burying was caused by a change in climate and not by the late-Alpine uplift of the walls of the basin, as the sediments were in no way displaced and cover important faults.

The deep burying of a highly sculptured relief with numerous-V-shaped valleys late in the Tertiary period can be found in neighbouring basins, too. This was, however, not sufficiently emphasized in the studies on this region so far. The „Rumpftreppenmodell“ applied to explain the development of the land forms is being modified by the results of this study.

Ancient glacial sediments are absent in the Krappfeld-Basin. The sediments of the Riss Ice Age show that the Mur and Drau glaciers did not unite.

R é s u m é

Une étude contribuant à la reconnaissance de la morphogenèse du bassin du „Krappfeld“ en Carinthie

Cette étude exploite les accumulations détritiques de même que le fond de ces dépôts pour le but de reconnaître la morphogenèse de ce bassin intraalpin. Il était donc nécessaire d'analyser et de dater les diverses couches sédimentaires qui, selon le caractère de leur altération, permettent à différencier des périodes d'accumulations du tertiaire supérieur et du glaciaire. Les sédiments

tertiaires datent d'une phase de remblaiement dans ce bassin, leur âge pan-nonien fut fixé selon des critères inhérents aux matériaux mêmes et non selon une étude comparative d'autres bassins intraalpins. Ces matériaux clastiques appartiennent à quelques cônes de déjection qui ont leur racine au bord du bassin, ils sont grossiers, mêlés, ils contiennent aussi des débris de rochers tendres, ils sont mal arrondis, et non stratifiés. Les torrents correspondants avaient un débit irrégulier et un cours dont la raideur diminuait vers le centre du bassin. Ces sédiments couvrent un relief fort accentué. (Ils ne forment pas du tout une nappe de cailloutis sur un relief aplani!) La vallée de la Görschitz, ayant la forme accentuée en V, fut remblayée par exemple à cette époque. Ces accumulations épaisses témoignent une activité géomorphologique intensive où le ruissellement superficiel devait être fort et continu; cette période avait interrompu une phase d'activité érosive réduite et d'altération chimique et fut suivie; après ces accumulations décrites, par une nouvelle phase semblable.

La cause en était une oscillation climatique et non un soulèvement du cadre du bassin ce que prouve la stratigraphie concordante des sédiments qui couvrent des failles importantes.

On peut trouver des reliefs accentués en V remblayés à l'époque du tertiaire supérieur aussi dans les bassins voisins. Ce fait, n'ayant pas trouvé la prise en considération nécessaire dans la littérature géomorphologique jusqu'à maintenant, modifie d'une façon fondamentale l'idée d'un relief en forme d'un escalier en failles qui servait à expliquer la morphogenèse de cette région.

Dans ce bassin du „Krappfeld“, des vestiges sédimentaires des premières glaciations manquent totalement, les dépôts du Riß laissent reconnaître que le glacier de la Mur et celui de la Drave ne se sont pas réunis.

