

25. *Misch, P.*: Ein gefalteter junger Sandstein im Nordwest-Himalaya und sein Gefüge. *Stille-Festschr.*, Stuttgart 1936.
26. *Misch, P.*: Metasomatic granitization of batholithic dimensions. I. Synkinematic granitization in Nanga Parbat area — Northwest Himalayas. *American Journ. Sc.* 1949, 211—245.
27. *Oestreich, K.*: Die Täler des nordwestlichen Himalaya. *Pet. Mitt. Erg. H.* 155, 1906.
28. *Oestreich, K.*: Der Tschochogletscher in Baltistan. *Z. f. Gletscherkunde VI*, 1911/12.
29. *Pampanini, R.*: La flora del Caracorùm. In: *Spedizione Italiana De Filippi nell'Himàlaja, Caracorùm etc.* — Ser. II, Vol. X—XI, Bologna (o. J.).
30. *Savoia, L. A. di*: Esplorazione nei monti del Karakorum. *Boll. della Soc. Geogr. Ital.* XLVII, 1910.
31. *Savoia, Aimone di*: The Italian Expedition to the Karakoram in 1929. *Geogr. Journ.* LXXV, 1930.
32. *Schaffer, F. X.*: „Lehrbuch der Geologie“, Bd. III. „Geologische Länderkunde“, Wien 1941.
33. *Scheibe, A.* (Hrsg.): Deutsche im Hindukusch. Bericht der Deutschen Hindukusch-Expedition 1935 der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Berlin 1937.
34. *Schick, M.*: Die geographische Verbreitung des Monsuns. *Nova Acta Leopoldina N. F.* 112, Halle 1953.
35. *Spedizione Italiana De Filippi nell'Himàlaja, Caracorùm e Turchestàn cinese (1913—14)*. Serie I: Geodesia e Geofisica. 3 Vol. Bologna 1925/29/31.
- a) Serie II: Risultati Geologici e Geografici, 12 Vol. Direktion G. Dainelli. Bologna 1922—34.
36. *Terra, H. de*: Geomorphologische Studien zwischen oberem Indus und südlichem Tarimbecken. *Z. f. Geomorph.* V/1930.
37. *Trinkler, E.* u. *Terra, H. de*: Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinkler'schen Zentralasien-Expedition 1927/28. Berlin 1932.
- a) Bd. I: *Trinkler, E.*: Geographische Forschungen im westlichen Zentralasien und Karakorum-Himalaya.
- b) Bd. II: *Terra, H. de*: Geologische Forschungen im westlichen K'un-lun und Karakorum-Himalaya.
38. *Trinkler, E.*: Morphologische Studien aus den Hochregionen Zentralasiens. *Z. f. Geomorph.* VI/1931.
39. *Troll, C.*: Der Nanga Parbat als Ziel deutscher Forschung. *Z. Ges. f. E. Bln.* 1938.
40. *Troll, C.*: Das Pflanzenkleid des Nanga Parbat. Begleitwort zur Vegetationskarte der Nanga Parbat-Gruppe 1:50 000. *Wiss. Veröff. d. Dt. Mus. f. Länderkunde z. Lpz. N. F.* 7/1939.
41. *Troll, C.*: Neue Gletscherforschungen in den Subtropen der Alten und Neuen Welt (Karakorum und argentinische Anden). *Z. Ges. f. E. Bln.* 1942.
42. *Troll, C.*: Schmelzung und Verdunstung von Eis und Schnee in ihrem Verhältnis zur geographischen Verbreitung der Ablationsformen. *Erdkunde III/1949*.
43. *Visser, Ph. C.* u. *Visser-Hooft, J.*: Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922, 1925 und 1929/30.
- a) Bd. I: Geographie, Ethnographie, Zoologie. Leipzig 1933.
- b) Bd. II: Glaziologie. Leiden 1938.
44. *Wadia, D. N.*: „Geology of India“ (3. Aufl.), London 1953.
45. *Walker, G. T.*: Monthly and annual normals of rainfall and of rainy days. *Memoirs of the Indian Meteorol. Depart. Vol. XXIII/Part. VII.* Calcutta 1924.
46. Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition 1928. Im Auftrag der Notgemeinschaft d. Dt. Wiss. hrsg. von H. von Ficker und W. R. Rickmers. 3 Teile in 6 Bdn. Berlin 1932/33.

DIE ENTSTEHUNG DER POLJEN UND IHRE STELLUNG IN DER KARSTABTRAGUNG, auf Grund von Beobachtungen im Taurus

Herbert Louis

mit 4 Karten und 3 Abbildungen

The origin of poljes and their place within the karst cycle of erosion based on observations made in the Taurus Mountains

Summary: The question of the origin of karst poljes still remains open despite certain advances achieved during recent decades. Observations in the western part of the middle Taurus between Lake Beyşehir and the Mediterranean coast near Manavgat, especially in the neighbourhood of Akseki, and also west and north of Antalya in the western Taurus, have shown that there the real reason for the formation of karst plains is to be found in the deposition of insoluble debris in concave relief forms within the limestone area. The source of these alluvial deposits are the sandy and marly rocks which were incorporated into the limestone massif by the folding process.

The polje basins are always situated in vales which were once sections of a genuine valley network and which were formed before the fractures in the limestone had become active in the karst hydrography (as understood by *Otto Lehmann*). In many cases, but not always, major guiding lines of this valley mesh are tectonically determined. After genuine karst formation has set in (i. e. underground drain-

nage), and when the drainage has ceased to run in one direction, closed circumference karst hollows with non-soluble rocks in their catchment area function as vessels for the deposition of the waste material of these rocks. As long as the infilling continues the deposits take on a fan shape. These fans make the limestone base layer impermeable so that the water of the streams causing the deposit disappears at the lower end of the fans into the cracks in the limestone, where then pronounced karst erosion takes place. The limestone slopes forming the frame recede with a cliff-like lower section. The fan surface, i. e. the polje surface, occupies the area where the limestone mountain frame was pushed back by corrosion, and the alluvial plain stretches nearly horizontally across the remaining limestone strata. These may dip in any direction. It is thus that a karst pediment surface, thinly covered with alluvial material, is originated.

The conical fan shape of the polje bottom can only be preserved while insoluble deposits are brought into the polje. Once an appreciable supply of such material ceases, the polje bottom gradually assumes an almost plain or gently undulating surface as is the case for instance in many of the large poljes of the Dinaric karst.

Polje formation is thus neither linked with a karst water table nor, as a rule, with the sea level. The formation is initiated and continued by local causes, as for example the occurrence of water transportable impermeable rocks within the limestone region or at its margins, and the existence within the limestone region of local areas of deposition for the waste products of such rocks. Generally speaking polje formation cannot therefore be considered as a definite stage in a karst erosion cycle, nor can it be linked with peneplain formation as understood by *W. M. Davis*. It appears that the formation of enclosed poljes is a peculiarity of the periodically dry sub-tropics and the middle latitudes, whereas in the humid and intermittently humid tropics, as well as in the permanently humid sub-tropics with hot summers, formation of karst plains usually occurs in relation to the level of surface streams.

1. Das Problem der Polje-Ebenen in der neueren Karstforschung.

Während einer Reise im westlichen Teil des Mittel-Taurus-Bogens im südlichen Anatolien (vom Beyşehir See über Akseki nach Manavgat an der Mittelmeerküste) im Sommer 1953 konnten eine Reihe von Beobachtungen gemacht werden, welche für die Frage nach der Entstehung der Karstebenen, der sogenannten Poljen der Karstmorphologie von Bedeutung sein dürften. Von diesen soll im folgenden berichtet werden*).

Der gegenwärtige Stand der Forschung wurde durch die Vorträge und Diskussionen der internationalen Karstkommission Ende 1953 in Frankfurt a. M. in aufschlußreicher Weise umrissen¹⁾. Dort hat *Roglič*²⁾ ähnlich wie vor längerer Zeit schon *K. Kayser*³⁾ folgendes zum Ausdruck gebracht:

1. Die Karstebenen im Dinarischen Karst, soweit sie in der Art typischer Poljeebenen, d. h. als feuchte und gut bewachsene Alluvialebenen über Kalkuntergrund unmittelbar an aufragenden Kalk der rings umrahmenden Höhen angrenzen, scheinen durch Karst Korrosion randlich zu wachsen. Die Bildung solcher Ebenen sei aber nicht an ein bestimmtes unterirdisches Wasserniveau im Sinne von *A. Grunds* Karstwasserspiegel gebunden, sondern sei durch den Zufluß von Oberflächenwasser hervorgerufen. Nur in der Nähe des Meeres soll über dessen Spiegel nach *K. Kayser* ein Karstgrundwasser gestaut werden, in dessen Niveau eine ziemlich kräftige Kalklösung zur Bildung bzw. Erweiterung sogenannter Karstrandebenen führe.

*) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft schulde ich die richtigen Dank für eine Reisebeihilfe, ebenso den türkischen Behörden und zahlreichen türkischen Freunden für mannigfache lebenswürdige Förderung.

¹⁾ *H. Lehmann*: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. *Erdkunde* Bd. VIII 1954, S. 112—122.

²⁾ *J. Roglič*: am gleichen Ort, S. 113 f.

³⁾ *C. Rathjens* am gleichen Ort S. 114 f.

⁴⁾ *K. Kayser*: Morphologische Studien in Westmontenegro II. *Z. Ges. Erdkunde* Berlin 1934, bes. S. 32 ff u. S. 95 ff.

2. Die meisten Karstebenen befinden sich aber heute nicht im Zustande weiterer Fortbildung, sondern sie sind in Zerschneidung begriffen. Sie müssen in diesem Falle als Vorzeitformen aufgefaßt werden, und man denkt hinsichtlich ihrer Bildungszeit an das wärmere Klima des Oberpliozäns.

Ebenso faßt *C. Rathjens*²⁾ die dinarischen Karstebenen als Vorzeitformen eines wärmeren wechselfeuchten Klimas auf). Er weist darauf hin, daß die Karstebenen z. T. nachgewiesenermaßen bis zu erheblicher Tiefe nicht aus anstehendem Kalk sondern aus mächtigen jungen Aufschüttungen bestehen und daß diese Schotterfüllungen vielfach bis unmittelbar zum Rande der Ebenen reichen. Er zieht daraus den von den Auffassungen von *Roglič* und *Kayser* abweichenden Schluß, daß die Poljen seit der letzten Kaltzeit praktisch überhaupt keine Erweiterung mehr erfahren hätten.

Hiernach sind wir von einer einheitlichen Auffassung über die Poljebildung, und zwar nicht nur über die Frage des randlichen Weiterwachsens schon vorhandener Poljeebenen sondern namentlich auch über deren ursprüngliche Anlage noch ziemlich weit entfernt⁴⁾. Immerhin lassen sich einige, wohl von allen Bearbeitern bejahte Erkenntnisse feststellen:

1. Es zeigt sich, daß die typischen, allseits von höherem Gelände umschlossenen Poljeebenen zum mindesten vorzugsweise Erscheinungen der außertropischen Karstländer sind. *W. Credner*, *H. v. Wißmann*, *H. Lehmann* haben sie im tropischen Karst nicht beobachtet.

2. Alle Autoren stimmen darin überein, daß ein systematischer Zusammenhang der Karstebenenbildung mit einem Karstwasserspiegel, so wie ihn *Alfred Grund* einst postuliert hat, und wie ihn noch *N. Krebs* annehmen zu dürfen glaubte, sich weder theoretisch noch praktisch nachweisen läßt.

3. Ebenso sind alle einer Meinung darüber, daß die typischen Karstebenen von Alluvionen überdeckt sind.

Die stellenweise beobachtete große Mächtigkeit grober kalkiger Schotter in Karstebenen, auf welche *Rathjens* hingewiesen hat, bildet einen Sonderfall, welcher aus unserer Betrachtung ausgeschlossen werden kann. Es handelt sich dabei offenbar vornehmlich um glaziofluviale Schottereinfüllungen in vorher existierende Hohlformen. Sie verdanken ihre Entstehung im Kalkgebirgsland vermutlich einer während der Kaltzeiten herabgesetzten unterirdischen Wegsamkeit

⁴⁾ Das offenbart auch der zusammenfassende Aufsatz von *P. Birot*: „Problèmes de Morphologie Karstique“, *Ann. de Géogr.* No. 337, 1954 S. 161—192, bes. S. 170 ff.

des Karstes, wahrscheinlich auch einer gleichzeitig erhöhten Schuttlieferung der Hänge und gesteigerter stoßweiser Wasserführung, welche lokal kräftigen oberirdischen Schottertransport ermöglichte. Unter den heutigen Verhältnissen sind aber grobe Kalkschotter mindestens ebenso wasserdurchlässig wie klüftiger Kalkfels. Deshalb zeigen heute derartige flache Schotterflächen im dinarischen Karst gewöhnlich keine Merkmale der Weiterbildung oder gar randlicher Vergrößerung der Einebnungsfläche. Sondern sie erscheinen als gewissermaßen erstarrte Oberflächenformen. Nur erleidet natürlich das Substrat allmähliche Substanzverluste durch die lösende Wirkung des auffallenden Regens bzw. durch das Tauwasser etwaiger Schneebedeckung. Hier und da hat auch nachträgliche Zerschneidung solcher Ebenen eingesetzt. Für das Problem der Entstehung der Poljen sind derartige mächtige Füllmassen von geringerer Bedeutung. Ebenenbildung im Gebirge durch nachträgliche Verschüttung vorher gebildeter Hohlformen ist ja nichts Ungewöhnliches.

Die eigentlichen Poljeebenen, die den klassischen Beschreibungen entsprechen, sind aber etwas anderes, nämlich allseitig von höherem Gelände umschlossene Felsebenen im Kalk, welche nur ziemlich dünn oder gar lückenhaft von Alluvionen bedeckt sind. Diese letzteren bestehen vornehmlich aus sandig-lehmig-tonigem Feinboden, der im Karstgelände oft die einzigen größeren Ackerflächen darbietet, woraus sich ja der volkstümliche Name Polje = Feld herleitet. In den Feinböden finden sich gelegentlich, wie *Roglič* hervorhebt, Quarzkiesel. Nichtwenige Poljeböden werden zeitweilig im Jahre in Teilen überschwemmt. Nachdem *A. Grunds* Hypothese eines Zusammenhangs der Poljeböden mit einem Karstwasserspiegel aufgegeben werden mußte, ist nun die Annahme naheliegend, daß jener mehr oder weniger wasserdurchlässige Feinboden, welcher den klüftigen Untergrund der Karstebene überdeckt, in der Art einer Abdichtungsschicht derartige Überschwemmungen wenn nicht erst ermöglicht, so doch wenigstens sehr begünstigt. Das Überschwemmungswasser vermag hierbei nach den einleuchtenden Darlegungen von *Kaysers*, *Roglič* und anderen den Fuß der kalkigen Umrahmung des Poljes durch Lösung anzugreifen und damit die Poljeebene auch langsam seitlich zu erweitern. Ohne Zweifel steht hiermit in Zusammenhang, daß gerade am Fuße der umrahmenden Kalkhöhen oft bedeutende Schwin-

Die Wichtigkeit der Abdichtungsschicht auf den nicht durch glaziofluviale Aufschüttungen modifizierten Poljeböden ist hiernach offenkun-

dig. Deswegen besteht, wenn man die Entstehung der Poljen ergründen will, ein großes Interesse an der Klärung der Frage nach der Herkunft dieser Abdichtungsmassen. Sie ist im dinarischen Karst seit langem gestellt und doch nicht befriedigend beantwortet.

Namentlich hat diejenige Hypothese, welche in den Lehmen der Karstgebiete einfach die Rückstände an Verunreinigungen sehen möchte, die bei der Lösung des Kalkes übrig geblieben sind, bekanntlich zu großen Schwierigkeiten geführt⁵⁾. Abgesehen von den bodenchemischen Problemen ergeben sich angesichts der Masse dieser Lehme und der Reinheit der beteiligten Kalke für die Menge der durch Lösung entfernt zu denkenden Kalkmassen unwahrscheinlich hohe Beträge.

Dieser Umstand erhält noch schwereres Gewicht, wenn man bedenkt, daß durchaus nicht alle unlöslichen Rückstände, die im Zuge der chemischen Abtragung in einem Kalkgebiet angefallen sind, innerhalb des Gebietes verblieben sein können. Zeigen doch alle verkarsteten Kalkgebirge mehr oder weniger deutlich linienhaft gegliederte und verzweigte Talungen, welche unzweifelhaft aus einstigen echten Tälern hervorgegangen sind. Diese müssen, wie *Otto Lehmann* wohl überzeugend dargelegt hat⁶⁾, Zeiten entstammen, in welchen die Klüfte des der Abtragung exponierten Kalksteins noch nicht in größerem Maße karsthydrographisch wirksam sind bzw. gewesen sind. Solange aber die Abtragung in einem Kalkgebirge wirkliche Täler mit gleichsinnigem Gefälle aufrechtzuerhalten imstande ist, besteht für die bei der oberflächlichen Lösung des Kalksteins anfallenden feinen Lösungsrückstände wenig Aussicht, innerhalb des Kalkgebirges zu verbleiben. Sie werden sicher vorzugsweise aus dem Gebirge herausgespült. Erst wenn im Zuge fortgeschrittener Verkarstung die Tiefenlinien das gleichsinnige Gefälle verloren haben oder wenn sich tektonische Senkungen bilden, gibt es in größerem Umfang Auffangstellen für die Ablagerung von Lösungsrückständen im Inneren des Gebirges. Angesichts dieser Umstände ist es sehr unwahrscheinlich, daß die bedeutenden unlöslichen Alluvionen, welche in den Poljeböden der Karstgebirge entgegenreten, allein oder auch nur vorzugsweise von den bei der Lösung des Kalksteins anfallenden Rückständen herzuleiten sind.

Daher ist man genötigt, nach anderen zusätzlichen Quellen für die Herkunft der Abdichtungs-

⁵⁾ Vgl. *E. Blanck*: Die Mediterran-Roterde (Terra rossa). Handb. d. Bodenlehre Bd. 3. 1930 und: Einführung in die Genetische Bodenlehre, Göttingen 1949. S. 237—257.

⁶⁾ *Otto Lehmann*: Die Hydrographie des Karstes, Leipzig u. Wien 1932.

lehme zu suchen. Solche Anzeichen, wie die von *Roglič* beobachteten Quarzkiesel geben hierfür wichtige, allerdings noch unbestimmte Hinweise.

In dieser Beziehung liegen die Verhältnisse im westlichen Teil des Mittel-Taurus in Anatolien, ebenso übrigens auch im West-Taurus offenbar viel günstiger. Auch dort gibt es echte Poljen und vor allem auch kleinere Formen, die neben gewissen Besonderheiten doch alle wesentlichsten Charakterzüge der Poljen besitzen.

Durch ihr Studium hat sich mir die Auffassung aufgedrängt, daß hier die Verschwemmung wasserunlöslicher Lockermassen, vor allem die Verschwemmung sandig-toniger Flyschschichten, welche der Kalkgebirgsmasse in größeren und kleineren Streifen und Fetzen eingefaltet sind, die eigentliche Ursache der Karstebenenbildung bzw. der Poljenbildung darstellt.

Das ist eine Auffassung, die, wenn sie sich als tragfähig erweist, zu ziemlich weitreichenden Folgerungen für die Beurteilung der Karstformen zum mindesten in den nicht-tropischen Gebieten führen müßte. Ehe aber hierüber eine Erörterung angestellt werden kann, ist es notwendig, zunächst die einschlägigen Beobachtungen vorzulegen.

2. Allgemeine Kennzeichnung der Oberflächenformen im westlichen Mittel-Taurus.

Der westliche Teil des Mittel-Taurus-Bogens im Raume südlich des Beyşehir Sees und westlich des Sügla Sees und des oberen Göksu (Kalykadnos) besteht aus einem Bündel vorwiegend NW-SO streichender Gebirgsketten. Langgestreckte und kurz gedrungene, schmal gestaltete und breit gebaute Gebirgskörper wechseln ab. 2000 bis über 2500 m Höhe werden von den größeren Ketten erreicht. In 1000 bis 1300 m Höhe liegen die Böden der größeren Längstalfluchten (vgl. Karte 1).

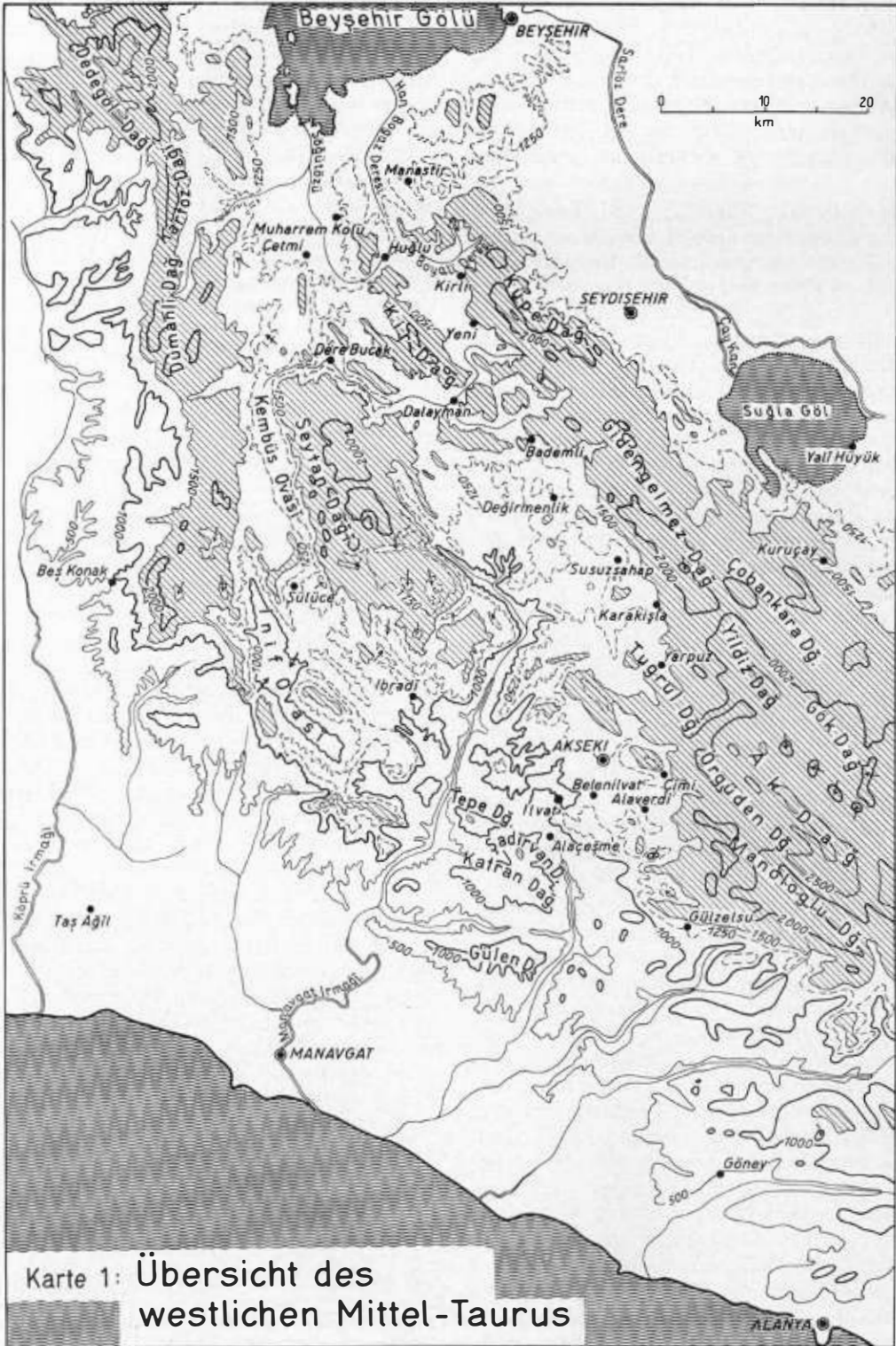
Diese sind in nicht leicht übersehbarer Weise zu Talsystemen verbunden. Solche greifen von Norden vom Beyşehir See und von Südwesten vom Mittelmeer her besonders mit den oberen Talverzweigungen des Manavgat Flusses in unser Gebiet ein, viel weniger im Osten vom Becken des Sügla Sees her. Der südöstliche und südliche Teil des Gebirges wird von den Talwurzeln des Göksu Systems umfaßt und aufgegliedert. Aber nicht alle Furchen und Becken unseres Kettensystems sind an die nach außen führenden Haupttäler angeschlossen. Es gibt zahlreiche geschlossene Hohlformen und Blindtäler. Selbst ein so großes und verzweigtes Furchensystem wie das über 30 km lange, mehrere Ketten durchbrechen-

de Tal von Derebucak beendet sein gleichsinniges Gefälle in etwas unter 1200 m Höhe in der dem Gebirgstreichen eingepaßten Längsebene der Kembüsovası hinter einem rund 50 m hohen Querriegel. Nur eine Folge von tieferen Blindtälern und langgestreckten geschlossenen Becken vermittelt jenseits dieses Riegels den weiteren Abstieg zum Mittelmeer und macht offenbar, daß sich das Tal hier einst fortgesetzt hat.

Wie bei solcher Formgestaltung nicht anders erwartet werden kann, besteht das Gebirge in der Hauptsache aus Kalk. Nach der geologischen Übersichtskarte der Türkei 1 : 800 000, die sich hier hauptsächlich auf die Aufnahmen von *M. Blumenthal*⁷⁾ stützt, handelt es sich vorzugsweise um mesozoische, besonders kretazische Kalke. Aber auch ältere, paläozoische Kalke (Devon, Permokarbon) sind beteiligt. Das Baumaterial des Gebirges umfaßt also eine bedeutende Schichtenfolge und diese wird sich bei noch genauerer Untersuchung wahrscheinlich als noch reichhaltiger erweisen. Die Tektonik ist sehr kompliziert. *Blumenthal* hat einen verwickelten Schuppen- und Überschiebungsbau nachgewiesen. Dieser hat zur Folge, daß neben den Kalkmassen in bescheidenerem Umfang nichtkalkige Gesteine, vor allem solche von sandig-toniger Beschaffenheit vorkommen. Teilweise sind sie als Flysche alttertiär-kretazischen Alters bestimmt worden. Aber auch in den paläozoischen Serien sind neben den Kalken sandig-schiefrige Zwischenlagen bekannt. Vorzugsweise treten die sandig-tonigen Gesteine in schmalen, längsstreichenden oder bei komplizierter Tektonik gelegentlich auch quer zum Hauptstreichen verlaufenden Bändern entgegen.

Sie bestimmen aber nicht den allgemeinen Landschaftseindruck. Dieser ist durchaus der eines Kalkkettengebirges. Alle Hochgipfel zeigen das bleiche Grauweiß des Kalks. Unterhalb von etwa 2200 m deckt ein schütterer Wald oder Busch von Kiefern und Baumwachholdern, auch von kilikischen Tannen mehr oder weniger lückenhaft die Flanken. Die Tiefenlinien aber sind überwiegend wasserlos. Sie haben im großen noch den Charakter von Talzügen. Aber sie haben das gleichsinnige Gefälle echter Täler weitgehend verloren. Sie weisen vielmehr viele, auch große geschlossene, Hohlformen auf und enthalten nicht selten ausgedehnte ebene Beckenböden, die durch einen Kalkriegel vom weiteren Talverlauf abgetrennt sind. Wir haben es also mit Trockentälern, Dolinen und Poljen zu tun, den charakteristischen

⁷⁾ *M. Blumenthal*: Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Seri D, No. 5, Ankara 1951.



Karte 1: Übersicht des westlichen Mittel-Taurus

Höhen oberhalb 1500 m sind schraffiert.

Merkmale eines großartig entwickelten und ziemlich fortgeschrittenen Karstformenschatzes. Die Anordnung aller dieser Erscheinungen ist durch die Längsrichtung des Faltenbaus stark beeinflusst. Wir werden sehen, daß die im Landschaftsbilde weniger hervortretenden Streifen und Fetzen nichtkalkiger Gesteine für die Ausbildung dieser Karstformen eine wesentliche Bedeutung besitzen.

Von besonderem Interesse sind bestimmte Karsterscheinungen im Gebiet von Akseki, welches etwa 70 km südwestlich des Beyşehir Sees in etwa 1200 m Höhe gelegen ist. Hier dehnt sich vor dem Südwestabfall des 2200 bis 2500 m Höhe vielfach überschreitenden Hauptkettenbündels des Westflügels des Mittel-Taurus-Bogens, nämlich westlich, südlich und südöstlich von Akseki ein niedrigeres, sehr unruhiges Karstgelände mit Höhen von 1000 bis 1500 m. Die beigegebene, nach der türkischen Karte 1 : 200000 entworfene Kartenskizze vermag leider nur eine ungefähr andeutende Orientierung zu geben. Vom Mittelmeere her greifen obere Talverzweigungen des Manavgat-Flusses randlich tief in dieses Karstgelände ein.

Dieses selbst leitet aber noch nicht den eigentlichen Abstieg zum Mittelmeere ein. Sondern südwestlich und westlich von ihm erhebt sich im Katran Dağ, Tepe Dağ, Dağ Üstü, Beşkonak Dağ das Kalkgebirge, wiewohl von der tiefen Schlucht des Manavgat Irmak durchbrochen, neuerlich auf über 1500, ja über 1800 und 2000 m empor. Es stellt sich also das Gebiet westlich und südlich von Akseki als relativ niedriges, freilich sehr unruhiges Karstgelände zwischen höheren Kalkketten im NO ebenso wie im SW dar.

Im einzelnen wird dieses niedrigere Relief aus kahlen oder schütter bebuschten, flachen bis flachwelligen Felsflächen und aus kräftiger aufragenden Rücken, Kuppen und Klippen gebildet. Ziemlich häufig unterbrechen Wandstufen, die die Bankung des gefalteten Kalks sichtbar machen, die flacheren Böschungen. Weithin sind die Oberflächen des Kalks von zahllosen, vielfach weit geöffneten Klüften kreuz und quer durchsetzt und durch grubenartige Vertiefungen gegliedert. Scharfe Karrenziselierung rauht alle steiler geneigten Flächen auf. Regelmäßige Trichter-dolinen sind dagegen weniger häufig. Man hat es mit einem einstigen Zertalungsrelief zu tun, das sehr starker Verkarstung anheimgefallen ist.

Einen sehr auffälligen Zug dieses unruhigen Karstreliefs der mittleren Höhenlagen bilden nun aber ausgesprochen flache Böden, welche große Teile der jeweils tiefsten Geländepartien einnehmen. Schon die rötlichbraunen bis braungrauen Farbtöne dieser Flachböden lassen er-

kennen, daß sie oberflächlich aus nichtkalkigen Lockermassen bestehen. Allenthalben tragen sie Felder, denn sie bieten die einzigen Ackerböden inmitten des unruhigen Felsreliefs. Es sind, je nach dem wie weit man den Begriff fassen will, Poljen oder doch Erscheinungen, die den Poljen des Dinarischen Karstes sehr nahe verwandt sind.

In Übereinstimmung mit diesen letzteren fügen sie sich wohl im ganzen hauptsächlich der Streichrichtung des Gebirges ein, verlaufen aber, sich auch hierin wie echte Poljen verhaltend, streckenweise u. U. schief oder quer zum Streichen. Ebenfalls wie bei richtigen Poljen sind ihre Böden im Vergleich zu normalen Talböden inmitten hohen Gebirges viel zu breit. Ihre Breite erreicht z. B. in der Ebene von Akseki weit über einen Kilometer. Gleichzeitig sind die Ränder dieser flachen Weichlandböden gegen die umrahmenden Kalkhänge wenn auch nicht überall so doch aufweite Strecken sehr scharf und die letzteren dann gerade in der Fußregion versteilt.

Eine Eigentümlichkeit dagegen, welche in den dinarischen Poljen nicht so ausgesprochen entwickelt ist, besteht darin, daß diese Flachböden gewöhnlich eine schwache oder sogar merkliche einseitige Abdachung aufweisen. Dadurch nähern sie sich dem Formenschatze echter Talböden. Aber diese Talbodenabdachungen enden schließlich nach abwärts gewöhnlich mit Schlußlöchern vor einem das Tal querenden Kalkriegel. Es kommt auch vor, daß ein solcher Flachboden in der Gefällsrichtung mit einer mehr oder weniger hohen Stufe in die Luft ausgeht. Eine tiefere Talfurche greift dann von unten her in die Stufe ein und mündet selbst nach abwärts gegen einen neuen, tieferen Flachboden aus.

Ein weiterer Unterschied zum normalen Bild der dinarischen Poljen besteht darin, daß die beschriebenen, oberflächlich aus Lockermassen gebildeten Flachböden des Karstgebietes von Akseki in allen Größenübergängen von der meilenlangen und mehr als kilometerbreiten Ebene von Akseki bis zu bescheidenen Formen von nur einigen hundert Metern Breite und wenigen Kilometern Länge und selbst noch kleineren Gebilden vorkommen.

Eine Verkettung günstiger Umstände bringt es mit sich, daß sich bei einem mittelgroßen Beispiel der beschriebenen Flachböden klar übersehen läßt, wie diese Formen gebildet werden.

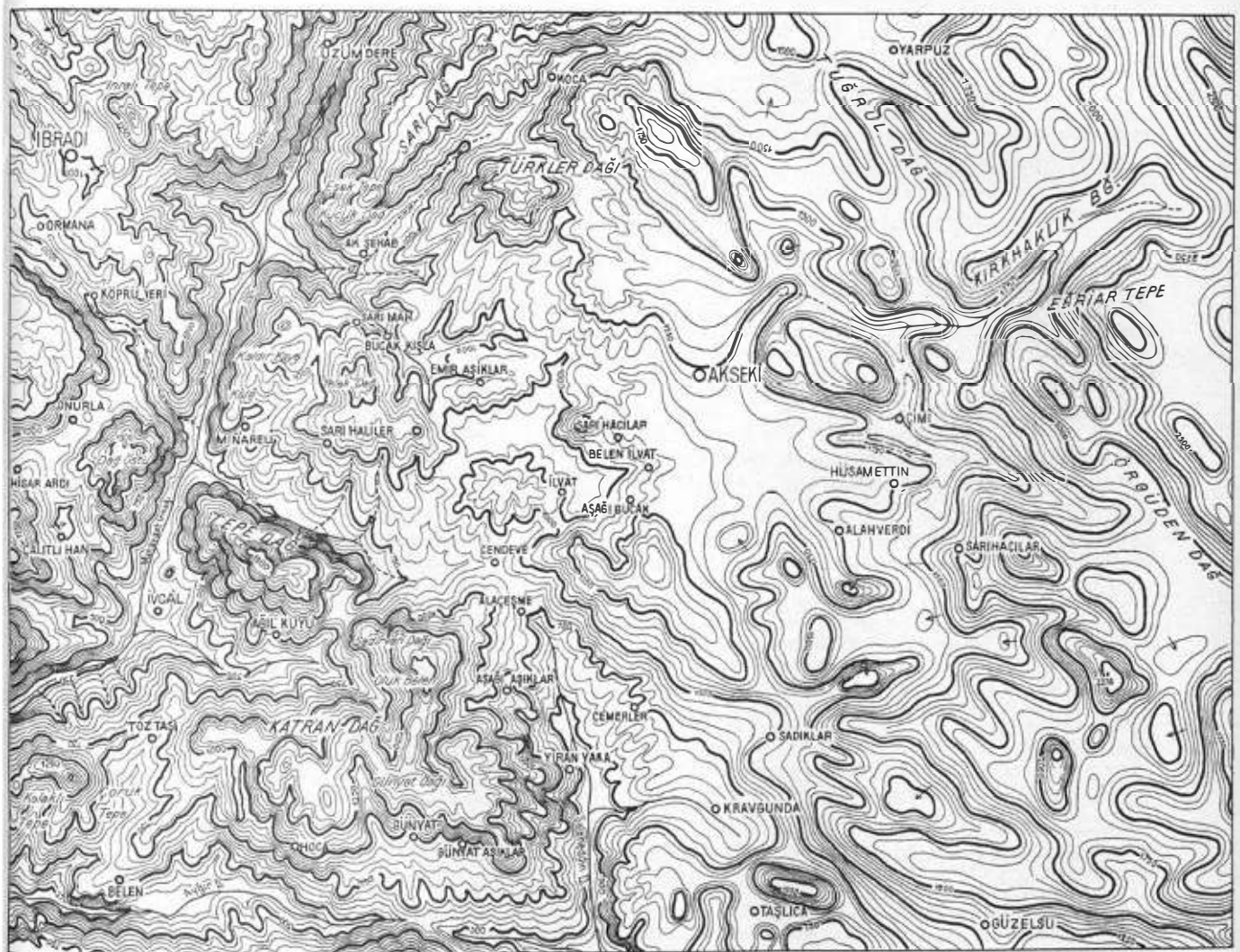
3. Die Karsttalung von Çimi (Tschimi) bei Akseki

Der fragliche Flachboden liegt beim Dorfe Çimi 7 km östlich von Akseki in etwa 1350 m Höhe und zieht sich unmittelbar südlich des Dorfes als ein mehrere 100 m breiter und mehrere Kilometer langer Streifen graufarben sandig-tonigen Bodens von Osten nach Westen (vgl. Karte 2). Auf ihm liegen die Felder von Çimi. Im Norden begleitet

ihn ein bis 1880 m Höhe erreichender OSO-WNW streichender Gebirgszug, an dessen unteren Hangteilen über dem Flachbodenzug das Dorf Çimi, westlich davon Tatlıcak und noch weiter westlich auch der Flecken Akseki liegen. Dieser Gebirgszug von Akseki und Çimi ist eine Vorkette des vorher erwähnten Hauptkettenbündels des Mittel-Taurus-Bogens in unserem Bereich. Auch im Süden begleitet höheres Felsgelände unseren Flachbodenzug, aber es gehört zu jenem vorher beschriebenen relativ niedrigen, unruhig gestalteten Karstrelief, welches sich westlich, südlich und südöstlich von Akseki ausdehnt. Dieses Karstland überragt nur um einige Zehner bis etwas über 100 m die Flachbodenzone von Çimi. Immerhin erlangt diese durch die beiderseitige höhere Umrahmung den Charakter einer Flachboden-Talung. Diese mündet nach Westen gegen die große in etwa 1150 m Höhe gelegene Ebene von Akseki aus. Aber diese Ausmündung erfolgt nicht gleichsollig. Vielmehr geht unsere Flachbodentalung etwa einen Kilometer westlich von Çimi über einer rund 100 m hohen

Stufe in die Luft aus. Die Stufe besteht aus Kalk. Sie läßt erkennen, daß die sandig-tonige Lockerdecke des Flachbodens nur dünn ist. Das unter der Stufe in der Fortsetzung des oberhalb ausmündenden Flachbodens ausgebildete Steiltal geht nach abwärts bald auf den Boden der etwa 1150 m hoch gelegenen Ebene von Akseki aus. In der Gegend der Einmündungsstelle befinden sich bedeutende Schlucklöcher.

Wie es auch bei den sonstigen Flachböden des Akseki-Gebirges nicht selten ist, hat die Flachbodentalung von Çimi in gewisser Weise geregeltes aber nicht gleichsinniges Gefälle. In ihr liegt unmittelbar beim Dorfe Çimi eine ganz flache Wasserscheide. Während, wie wir sahen, der Westteil der Flachbodentalung nach NWN in Richtung auf die Ebene von Akseki geneigt ist, dacht sich der Ostteil ganz sanft nach OSO, d. h. in Richtung auf das höher aufragende Gebirge ab. Die mit sandig-tonigen Lockermassen überdeckte Flachbodenzone setzt sich in dieser Weise mehrere Kilometer weit talbodenartig fort. Es fragt



M. = 1:200000



Karte 2: Übersicht des Gebietes von Akseki im westlichen Mittel-Taurus

sich natürlich, wie diese Talwasserscheide zu erklären ist. Die Ursache ist hier sehr leicht zu erkennen, und sie liefert zugleich den Schlüssel für das Verständnis des flachen aus Lockermassen gebildeten Bodens der Furche von Çimi überhaupt.

Dem schon vorher erwähnten WNW-OSO streichenden Gebirgszug von Akseki und Çimi, welcher unsere Talung auf deren Nordseite begrenzt, ist längs einer von *Blumenthal* erkannten Überschiebungsfläche ein schmaler Flyschstreifen eingequetscht (s. Abb. 1). Sein Ausbiss begleitet bei Akseki und Tatlıcak den Südsaum unseres Gebirgszuges, zieht aber bei Çimi selbst mit etwa nordöstlichem Streichen auf die Nordabdachung unseres Gebirgszuges hinüber⁸⁾. Wo der Flysch bei Çimi den Gebirgszug

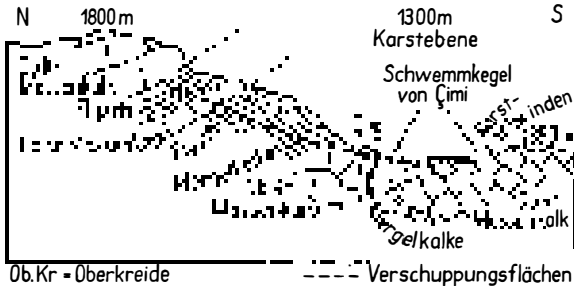


Abb. 1: Schematisches Profil durch die Karsttalung von Çimi bei Akseki

Geologie großenteils nach *M. Blumenthal*.

spitzwinklig zu dessen orographischer Richtung überquert, da ist das Gebirge wegen der leichten Zerstörbarkeit des Flysches energisch eingesattelt. Hier hat sich im Flysch ein sehr ansehnlicher, im Sommer trocken daliegender Wildbachtobel entwickelt, dessen obere Verzweigungen im Flysch offenbar rasch weiter zurückgreifen. Nach abwärts mündet dieser Wildbachtobel beim Dorfe Çimi gegen die uns interessierende Flachbodenfurche von Çimi aus. Und hier

⁸⁾ *Blumenthal* hat die bei Çimi auftretenden Komplikationen der Struktur erkannt und hat sie in einer Profilskizze (a. a. O., S. 98) dargestellt. Diese gibt eine gute Vorstellung von der Einschuppung des Flysch in die Oberkreidekalke. Jedoch in demjenigen Teil des Profils, der den verborgenen Untergrund des Aufschüttungsbodens von Çimi andeutet, vermag ich *Blumenthals* Darstellung nicht beizupflichten. *Blumenthal*, welcher in diesem Gebiet bei seinen Beobachtungen durch Regenwetter behindert wurde, faßt den Untergrund des Aufschüttungsbodens von Çimi als zu der verquetschten Flyschmulde gehörig auf. Den Südrand des Aufschüttungsbodens interpretiert er als Bruchlinie. Die Talung von Çimi wird dementsprechend einfach als Ausräumungshohlform im leicht zerstörbaren Flysch gedeutet.

Das kann aber nicht zutreffen. Denn in dieser Talung kommt an verschiedenen Stellen, besonders längs des Südrandes, aber auch in der Mitte als Sockel der Alluvionen unterlagernder bzw. durchragender Kreidekalk zum Vorschein. Auf Grund dieser Beobachtungen wurde das hier beigegebene Querprofil durch die Talung von Çimi gegenüber der Darstellung von *Blumenthal* abgeändert. Diese Abänderung ist für die uns interessierende Frage von wesentlicher Bedeutung. Sie besagt, daß wenigstens zum großen Teil der Untergrund der Talung von Çimi aus zugefüllten Karstwannen und unter dünner Alluvialdecke eingeebnetem Kalkfels besteht, was allerdings nicht ausschließt, daß hier teilweise, besonders am Nordrand der Talung auch Flysch am Aufbau des Untergrundes mitbeteiligt sein kann.

zeigt sich folgendes: Die Lockermassen dieses Flachbodens sind nichts anderes als die schwemmkegelartig ausgebreiteten feinschottrig-sandig-tonigen Ablagerungen des erwähnten temporären Wildbaches. Nur wurde die Entwicklung dieses Schwemmkegels dadurch beeinflusst, daß er von der Nordseite her quer in die Ost-West gerichtete Talung von Çimi hineingeschüttet wurde. Das Gefälle des Schwemmkegels geht daher zunächst einfach südwärts gegen den gegenüberliegenden Hang unserer Talung, es wird aber durch den dort bewirkten Stau in die Längsrichtung unserer Talung umgelenkt und zwar sowohl nach Westen wie nach Osten. Die vorher erwähnte sanfte Talwasserscheide von Çimi ist also eine einfache Schwemmkegelwasserscheide.

Aufschlußreiche Erscheinungen zeigen sich dort, wo die Schwemmkegelabdachung gegen den umrahmenden, hier aus dickbankigen 20° bis 25° nach Süden fallenden Kalken aufgebauten Hang angrenzt. (Vgl. Abb. 2). Der Kalkhang ist dort in seiner Fußregion überall wandartig steil und von breiten geöffneten Klüften in engem Abstand kreuz und quer durchsetzt. Unmittelbar an den senkrechten Hangfuß grenzt die flache lehmig-sandige Aufschüttungsfläche und an einzelnen Stellen sieht man, wie Bahnen des beim letzten großen Regen auf ihr geflossenen Wassers in die Spalten des umrahmenden Kalks hineinführen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß hier bei Starkregen bedeutende Wassermassen auf der wasserundurchlässigen Schwemmkegelböschung gegen den begrenzenden Kalkhang geführt werden, und daß sie in dessen Spalten versinken. Die wandartige Versteilerung des Hangfußes läßt erkennen, daß hier bei diesem Vorgang kräftige Lösung des Kalkes vor sich geht. Das unmittelbare Angrenzen der lehmig-sandigen Aufschüttungsfläche an die Kalkwand zeigt weiter, daß diese Aufschüttungsfläche den Raum des durch Weglösung zurückgegangenen Kalkhanges selbst eingenommen hat. Sie ist also auf Kosten des zurückverlegten Kalkhanges gewachsen, und zwar ohne Rücksicht auf dessen kräftige Schichtneigung. Die Einebnungsfläche schneidet glatt durch die schräg einfallenden massigen Kalkbänke hindurch (vgl. Abb. 3). Der vor dem steilen Fuß des begrenzenden Kalkhanges gelegene Kalkuntergrund wird bei diesem Vorgang stetig mit neu herangeführten wasserundurchlässigen tonig-sandigen Massen zugedeckt und dadurch mehr und mehr gegen noch weitergehende Lösungseinwirkung geschützt. Im ganzen genommen ist diese Überdeckung durch wasserundurchlässige Massen sicher nur dünn. Aber örtlich können natürlich Vertiefungen und Röhren im Kalk zugeschlammte werden. Die Zone stärkster Lösungstätigkeit des Wassers wird auf diese Weise stets von neuem unmittelbar an den Fuß des die Schwemmkegelböschung überragenden Kalkhanges selbst heran verlagert, ohne Rücksicht auf die Lagerungsverhältnisse des Kalkes⁹⁾.

Die geschilderten Erscheinungen kennzeichnen ohne Zweifel eine Kette ineinandergreifender Vorgänge, durch welche in den hohen Kalkgebirgen des Taurussystems unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen und unabhängig von irgendwelchen Grund- oder Karstwasserniveaus, ebenso unabhängig vom Schichtbau der beteiligten Kalke in bedeutender Meereshöhe intensive

⁹⁾ Nahe verwandte Erscheinungen hat *J. Roglič* in seiner Arbeit über die „Morphologie der Poljen von Kupres und Vukovsko“ (Z. Ges. Erdkde Berlin 1939, S. 299—316, bes. S. 309 ff. u. Fig. 56) aus dem dinarischen Karst beschrieben und auch in ähnlicher Weise gedeutet. Dies zeigt, daß die geschilderten Verhältnisse offenbar auch für die Entstehung der dinarischen Poljen von Bedeutung sind.

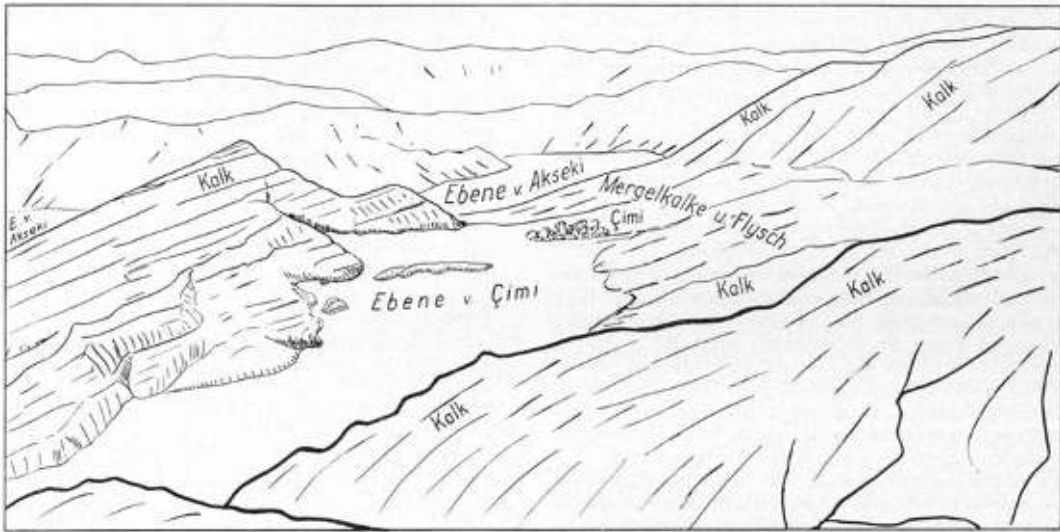


Abb. 2: Blick aus der Höhe nach Westen in die Ebene von Çimi bei Akseki

Links: Rand der Ebene durch Lösung versteilt, zerfranst und zurückverlegt, vorgelagerte Resthügel aus Kalk. Rechts: Übergangsböschung zwischen Ebene und Hang. Bei Çimi mündet aus Flysch kommend ein Tälchen mit Schwemmkegel. Gefälle der Ebene von rechts nach links, außerdem von hinten nach vorn. Bei Çimi auf dem Schwemmkegel eine Talwasserscheide, jenseits deren das Gefälle nach hinten zur Ebene von Akseki geht (nach Photographie).

randliche Weiterbildung von Karstverebnungen aber ebenso natürlich auch der Neuanfang solcher Karstebenenbildung verwirklicht bzw. möglich ist. Sobald wasserundurchlässige feinkörnige Abtragungsprodukte entsprechend beschaffener Ursprungsgesteine, die irgendwo im Gebirge eingefaltet sind, in benachbartes, tieferliegendes Kalkgebiet hineingeschwemmt werden, welches karsthydrographisch wirksame Klüfte besitzt, habensienaturgemäß die Neigung sich abzulagern. Denn, sofern nicht alle offenen Klüfte und Hohlräume bis zum Niveau der transportierenden Wassermasse mit Wasser erfüllt sind, erleidet diese durch Versinken von Wasser Mengenverluste und damit Verringerung ihrer Schleppkraft. Die abgelagerten Feinsedimente dichten nach und nach den von ihnen bedeckten Untergrund gegen Lösungsvorgänge ziemlich weitgehend ab. Wo aber die Oberfläche der sich bildenden Schwemmlandebene mit auch nur schwachem Gefälle gegen umrahmendes Kalkgelände gerichtet ist, da entsteht am Rande des Schwemm-



Abb. 3: Schema der Karstebenenbildung am Gegen-schüttungsrande eines Schwemmkegels aus wasser-unlöslichen Alluvionen

landes eine Zone gesteigerter Lösung des Kalks. Denn die wasserundurchlässige Schwemmlandfläche leitet das Niederschlagswasser eines größeren Gebietes gegen eben diese Linie hin. Merkliche, oft wandartig scharfe Versteilerung und ein durch Einbuchtungen und Vorsprünge ausgezeichneter Längsverlauf des angegriffenen Hangfußes im Kalk sind die Folge. Offene Klüfte und Schlucklöcher am Hangfuß, ferner Einebnung der Kalkbänke im Niveau der Schwemmlandfläche sowie hiermit Hand in Hand gehend eine Erweiterung der Schwemmlandfläche durch Übergreifen auf das eingebnete Gebiet des anstehenden Kalks sind weitere Kennzeichen. Doch nur dort treten diese Erscheinungen auf, wo das Gefälle der Schwemmlandfläche mit einer wenigstens schwachen Komponente gegen den umrahmenden Kalkhang gerichtet ist. Das ist gewöhnlich vorzugsweise an einer Seite einer derartigen Karstebene der Fall. An der gegenüberliegenden Seite, d. h. an der Herkunftsseite der Schwemmlandfläche herrscht nicht selten eine sanfte Übergangsböschung zwischen dem Kalkhang und der vor seinem Fuß beginnenden Schwemmlandfläche.

Ehe weitere Betrachtungen über diese Einsicht anzustellen sind, möchten zuerst noch zusätzliche Beobachtungen aus der Umgebung mitgeteilt werden, die geeignet sind, die gewonnene Vorstellung zu bekräftigen und zu erweitern.

Wir betrachten den Südhang des Gebirgszuges von Akseki und Çimi zwischen diesen beiden Orten. Wo dieser Hang zur Ebene von Akseki hinabführt und wo oberhalb des Hangfußes oder in dessen Niveau selbst der beschriebene, Schwemm-

massen liefernde Flyschstreifen ausbeißt, hat sich eine Übergangsböschung zwischen Gebirgshang und Ebene entwickelt. Ganz anders sieht der gegenüberliegende nach Norden blickende Rand der Ebene von Akseki aus, gegen welchen die sanfte Neigung der Ebene gerichtet ist. Hier erhebt sich der umrahmende Kalk steil und die unmittelbare Fußregion des Hanges ist durchlaufend noch besonders versteilt, manchmal bis zur Ausbildung einer kleinen Wand. Der Gehängebruch zwischen Ebene und Umrahmung ist hier also überaus scharf und es gibt die vom Südrand der Ebene von Çimi beschriebenen Erscheinungen.

Nur an einzelnen Stellen trifft man auch hier eine Übergangsböschung zwischen Ebene und Umrahmung. Eine solche liegt z. B. unter dem 4 km OSO von Akseki westwärts gegen die Ebene vorspringenden rund 200 m hohen Kalksporn. Aber hier ist die Ursache sehr klar zu erkennen. An der Westflanke dieses Kalksporns sitzt auf halber Höhe ein Flyschfetzen. Unter ihm ist ein örtlicher Sonder-schwemmkegel von Abtragungsprodukten in die Ebene vorgebaut worden. Soweit wie dieser Schwemmkegel eine Oberflächenböschung vom Rande her gegen die Mitte der Ebene zu herstellt, fehlt die Zuschärfung des Hangfußes am Ebenenrande. Auch die wenigen anderen Stellen, an denen am Südrand der Ebene von Akseki der zugeschärfte Hangfuß der Umrahmung aussetzt und durch eine Übergangsböschung vertreten wird, erklären sich in der gleichen Weise.

Der Wechsel im Charakter der Grenze zwischen Aufschüttungsebene und umrahmendem Kalkhöhengelände ist sehr bezeichnend. Er kehrt bei diesen Ebenen in den Karstlandschaften des West- und Mittel-Taurus regelmäßig wieder. Ohne Zweifel bezeugt er erstens, daß sowohl die Einschüttung wasserunlöslicher Lockermassen in diese Kalkbecken noch weitergeht, und zwar je nach dem Vorhandensein entsprechender Liefergebiete vielfach von mehreren Seiten gleichzeitig. Zweitens ist offenkundig, daß an den Stellen, an welchen die eingefüllten Schwemm-massen mit einer, wenn auch schwachen Gefällskomponente gegen die Umrahmung abgedacht sind, nach Starkregen randliches Versinken abfließenden Wassers und damit kräftige Karstkorrosion eintritt. Dadurch wird der Hangfuß an solchen Stellen dauernd versteilt und langsam zurückverlegt.

Was für Besonderheiten sich hierbei im einzelnen ergeben können, das wird deutlich, wenn wir etwa der vorher besprochenen Flachbodalung von Çimi von der in ihr bei Çimi befindlichen Talwasserscheide aus nach Osten weiter folgen. Wir befinden uns dann in einem größeren Talzug, der sich gut 8 km nach Osten erstreckt. Aber nur 2 bis 3 km bewegen wir uns von Çimi aus auf der Talsohle bergab. Dann tritt Gegengefälle ein. Der weitere Teil unseres Talzuges kommt von den Südwesthängen des 2600 m hohen Örgüden Dağ auf uns zu. Auch diese Gegenböschung wird von flachen, sandig-tonigen Aufschüttungsmassen gebildet. Sie leiten sich allem Anschein nach von der Abtragung des gleichen, im weiteren Verlauf auf die Südwestflanke des Örgüden Dağ übertretenden Flyschstreifens her, welcher weiter westlich die Schwemm-massen von Çimi geliefert hat.

Am Treffpunkt der beiden im gleichen Talzug von verschiedenen Seiten aufeinander zu gerichteten Gefällsstrecken — er liegt in wenig über 1300 m Höhe — müßte sich in einem gewöhnlichen Tale eine aus der Vereinigung beider Gefällslinien hervorgehende seitwärts abzwieigende Talfortsetzung ergeben. Dergleichen ist hier aber nicht vorhanden. Sondern hier wird nur die südseitige Talwandung sehr niedrig und ihr Kalk ist von breiten geöffneten Klüften förmlich durchsiebt. Der südliche, also der von unserer Talung abgewandte Hang der betrachteten Talwandung führt aber zu einer merklich tieferen Nachbaralung hinab und diese geht mit mäßigem Gefälle gegen Westen auf die bei etwa 1150 m Höhe gelegene Ebene von Akseki aus.

An dieser Stelle werden ganz offensichtlich nach Starkregen, die von Çimi mit ostwärts abdachendem Gefälle ebenso wie die vom Örgüden Dağ mit nach Westen absteigendem Gefälle herankommenden Abflußmassen von den Karstklüften und Schlucklöchern des erniedrigten Tal-scheiderückens aufgeschluckt und nach mehr oder weniger langem unterirdischem Lauf wahrscheinlich gegen die Ebene von Akseki weitergeführt.

4. Zusammenfassung der Ergebnisse über die Talung von Çimi

Fassen wir unsere Beobachtungen über die Flachbodalung von Çimi zusammen, so ergibt sich folgendes: Wir sehen eine Westnordwest—Ostsüdost gestreckte Talung, in welche an zwei Stellen, nämlich beim Dorfe Çimi und weiter östlich von den Flanken des Örgüden Dağ, wasserundurchlässige Lockermassen eingeschwemmt werden, und sehen, daß dieser Vorgang noch heute andauert. Bei Çimi hat sich auf diese Weise in der Talung eine flache Schwemmkegelwasserscheide mit Abdachung nach WNW und OSO gebildet. Der letzteren kommt einige Kilometer weiter östlich mit Neigung von OSO von den Flanken des Örgüden Dağ her ein flacher Talboden entgegen. Aber einen oberirdischen Auslaß mit gleichsinnigem Gefälle aus unserer Talung gibt es hier nicht. Die nach starken Niederschlägen in ihr zusammenströmenden Wassermassen müssen, soweit sie nicht verdunsten, durch die offenen Klüfte und Schluckstellen vornehmlich am Südsaum der Talbodenebene abgeführt werden. Als Begleiterscheinung der geschilderten Einschwemmung von wasserundurchlässigen Lockermassen sind im Niveau der Schwemmoberfläche an deren Rande kräftige, durch Gesteinslösung bewirkte Einebnungseffekte im Kalk der Umrahmung zu erkennen. Sie zeigen sich namentlich dort, wo die Einschwemmungsoberfläche in Richtung auf den umrahmenden Kalk hin geneigt ist.

Bei diesen Gegebenheiten können über den Ablauf der Formgestaltung folgende allgemeine Schlußfolgerungen hergeleitet werden:

1. Die Hohlformen, in welche solcherart Ablagerungen hineingeschwemmt werden, müssen der Anlage nach älter sein als die Einschüttung. Es handelt sich in unserem Falle, obwohl ein sehr stark zur Verkarstung neigendes Kalkgebirge vorliegt, um ein wirkliches Talnetz, das den geologischen Strukturen, insbesondere dem Schichtstreichen und petrographischen wie tektonischen Schwächezonen nachtastet. So sind bevorzugt Isoklinaltalstrecken, wie die Talung von Çimi, und Synklinaltalstrecken neben Quertalstrecken entstanden. Eine merkliche Zertalung des Kalkgebirges durch oberflächlichen Abfluß, wie sie auch im reinen Kalkgebiet bei mangelnder

oder jedenfalls nicht allzu großer karsthydrographischer Wirksamkeit der im Kalk vorhandenen Klüfte nach der Vorstellung von *Otto Lehm*mann durchaus eintreten muß, ist also geradezu eine Voraussetzung für die geschilderten nachträglichen Einschwemmungsvorgänge.

2. Diese Vorgänge der Verschwemmung wasserundurchlässiger Lockermassen in ein Kalkrelief haben weiter zur Voraussetzung, daß innerhalb oder am Rande des Kalkgebirges Vorkommen impermeabler Gesteine vorhanden sind, aus denen die Verschwemmung sich herleiten kann, und daß diese Vorkommen andererseits auch nicht zu ausgedehnt sind, damit bei der Aufarbeitung und Wiederablagerung der impermeablen Gesteine die Oberfläche der aus ihnen gebildeten Schwemmassen immer reichlich in Kontakt mit nacktem Kalk der umrahmenden Höhen tritt. Solche Verhältnisse sind in einem Kalkgebirge mit Schuppen- und Deckenbau wie dem westlichen Mittel-Taurus und dem West-Taurus durch das Vorkommen eingefalteter bzw. eingequetschter Fetzen und Schubspäne von Flyschcharakter gegeben. Sie mögen auch in anderen Fällen bei einfacherem Gebirgsbau, z. B. durch bloßgelegte impermeable Antiklinalkerne oder durch Abtragungsreste transgredierender Deckschichten, verwirklicht sein können.

3. Die am unteren Saum der Einschwemmungskegel spielende Wasseraufschluckung und die hiermit verbundene Lösung des Kalksteins wird in ihren Ausmaßen naturgemäß von der Menge und Beschaffenheit des lösenden Wassers und von der Lösbarkeit des örtlichen Gesteins abhängen. Der geomorphologische Effekt dieser Lösungsvorgänge im Sinne der Karstverebnung, also der randlichen Vergrößerung der Schwemmkegeloberfläche auf Kosten der umrahmenden Kalkhöhen wird aber auch wesentlich durch den Charakter des Kalkreliefs bestimmt sein, in das hinein die impermeable Einschwemmung erfolgt. Wenn dieses Relief im ganzen weiträumig und flach ist, dann muß schon eine geringe Aufhöhung der Oberfläche eines eingeschütteten Schwemmkegels eine starke Vergrößerung des in die Aufschüttung einbezogenen Bereiches hervorrufen. Außerdem ist auch die wegzulösende Masse der über die Aufschwemmungsoberfläche randlich oder inselartig aufragenden Kalkhöhen verhältnismäßig klein. Die Schaffung großer Karstverebnungen wird deswegen unter solchen Umständen schneller erreicht werden können, als wenn die Auskleidung der Talgründe mit impermeablen Lockermassen in einem Relief tiefer und enger Täler stattfindet.

4. Soweit die Einschüttung von wasserundurchlässigen Massen im Kalkgebiete für die Aus-

bildung von Karstverebnungen die Ursache bildet, muß damit gerechnet werden, daß neben den dünn mit eingeschwemmtem Sediment überkleideten Felsflächen, welche durch Lösung des Kalkes am Längsschüttungssaum bzw. Gegenschüttungssaum der Schwemmlandoberflächen entstanden sind, auch tiefer herabgreifende und mit Sedimentmassen von größerer Mächtigkeit zugefüllte Hohlformen der Felsunterlage unter der flachen Schwemmlandoberfläche verborgen sind. Es darf daher eigentlich nicht verwundern, wenn bei nachträglich tief zerschnittenen Karstverebnungsgebieten Felsverebnungen als Terrassen oder Leisten sehr unregelmäßiger Verteilung und Breitenentfaltung, aber korrespondierender Höhe unter Umständen in mehreren Niveaus übereinander die Ränder der größeren Taleinschnitte und Becken säumen. Nicht selten ist versucht worden, aus solchen Terrassen oder Leisten weitgehende Schlüsse auf etappenweise Hebung oder Verstellung des Gebietes zu ziehen. Es wäre wohl nötig, in solchen Fällen auch die Möglichkeit der Entstehung solcher Randverebnungen im Kalkfels im Zuge älterer Verschüttungsvorgänge mit in Betracht zu ziehen.

5. Der ganze Vorgang der Einebnung in festem Kalkstein im Niveau einer fluviatilen Aufschüttungsebene und unter dünner Transgression der Alluvionen über den eingeebneten Fels hat viel Ähnlichkeit mit der Entstehung von Pedimentflächen an den Rändern der Gebirge in Trockengebieten. Der mechanischen Erosion am Rande von immer größer werdenden transgredierenden Schuttfächern dort stünde im Karst die Weglösung des Kalkes am Rande von allmählich wachsenden transgredierenden Schwemmfächern gegenüber. Man könnte deswegen geradezu von Karstpedimentierung und Karstpedimenten sprechen.

6. Es sei besonders hervorgehoben, daß der beschriebene Mechanismus der Karstebenenbildung im Untersuchungsgebiet gegenwärtig am Werke ist, und zwar ohne Rücksicht auf die Lagerungsverhältnisse der beteiligten Kalke, ohne Zusammenhang mit einem Karstwasserspiegel und ohne Beziehung zur Lage des Meeresspiegels, nämlich in bedeutender Meereshöhe.

5. Andere Beispiele von Karstebenen im westlichen Mittel-Taurus

Beispiele von Karstebenen, bei deren Entstehung und Weiterbildung die Einschüttung unlöslicher Alluvionen in tiefere Partien eines Kalkgebirgsreliefs offensichtlich eine maßgebende Rolle spielt, sind in der Umgebung von Akseki vielfältig zu beobachten. Eine solche Ebene dehnt sich ca. 4 km lang und bis zu 1 km breit in etwas

über 900 m Höhe nördlich und nordwestlich des Dorfes Ilvat, welches ca. 3 km westlich von Belenilvat der Karte 1:800 000 in 1000 m Höhe auf einem Nordwest streichenden Flyschstreifen gelegen ist. Von ihm aus sind Schwemmassen in das nördlich gelegene Becken eingefüllt und dort ausgebreitet worden. Wo sie in der Schüttungsrichtung gegen den umrahmenden Kalk stoßen, da erhebt sich dieser steil und ist von offenen Klüften ganz durchsetzt. Rund 50 m über dem heutigen Beckenboden sind Reste eines ehemaligen höheren Beckenbodens als breite Verebnungen erkennbar. Sie sind teilweise im Flysch und teilweise im Kalk ausgebildet und gehen über die Gesteinsgrenze glatt hinweg. Wo diese Verebnungen im Kalk sich dem Steilabfall gegen den heutigen Beckenboden nähern, da zeigen sie allerdings eine starke Karstzerfressung und sind stellenweise in eine wilde Dolinen- und Karstzackenlandschaft aufgelöst. Aber diese Zacken sind nach oben im Niveau der Verebnung abgeschnitten. Und in den breiten Klüftfugen stecken Reste von verschwemmtem Flyschmaterial. Offensichtlich liegt in diesem höheren Verebnungsniveau eine ältere, heute zerschnittene Einschüttungsebene vor, bei der Lockerprodukte des Flyschins benachbarte Kalkgebiete eingeschwemmt wurden unter Weglösung des Kalks im Niveau der Schwemmebene.

Einige solcher Karstebenen zeichnen sich dadurch aus, daß ihr Boden etwas stärkere Neigung besitzt. Er besteht oberflächlich aus der Abdachung von Schwemmfächern, die mit etwas größerem Gefälle in das Becken hineingefüllt worden sind. Die oberen Teile solcher Schwemmfächer grenzen gewöhnlich mit sanfter Übergangsböschung an die begleitenden Kalkhänge. Der untere Saum der Schwemmfächer setzt sich dagegen meist hart gegen den hier zugeschärften Fuß der kalkigen Höhen ab, welche die schiefe Beckenebene umrahmen.

Gewöhnlich ist diese Umrahmung wenigstens an einer Stelle zu einem niedrigen, von Klüften stark durchsetzten Kalkriegel verringert, und jenseits dieses Kalkriegels schließt sich eine tiefere Karsttalung an. Offensichtlich werden nach Starkregen abkommende Wassermassen am unteren Saum der Schwemmfächer und besonders an dem Kalkriegel verschluckt. Die jenseits des Riegels in tieferer Lage weiterführende Karsttalung dürfte mindestens zum Teil der Ableitung solcher Wasser dienen und durch sie weitergebildet werden.

So beschaffen ist z. B. das große Karstbecken westlich von Alaçesme, gut 10 km südwestlich von Akseki. Die vornehmlich von Osten kommenden sandig-tonigen Alluvionen leiten sich von einem im Gebirgsstreichen eingefalteten Flyschstreifen her. Sie haben einen nach WNW geneigten

Boden von 700 bis 800 m Höhe gebildet. Er ist mehrere Kilometer lang und bis 2 Kilometer breit. Stellenweise hat, besonders in den oberen Teilen dieser Schwemmfächerkegeloberflächen, leichte Zerschneidung begonnen. Dabei zeigt sich, daß die Schwemmfächerkegeloberflächen keineswegs durchgängig aus Aufschüttungen bestehen, sondern daß auch in erheblichem Umfange Kalkfels in ihrem Niveau eingeebnet wurde. Es liegen hier also z. T. Übergangsformen von Schwemmfächerkegeln und Pedimentflächen vor.

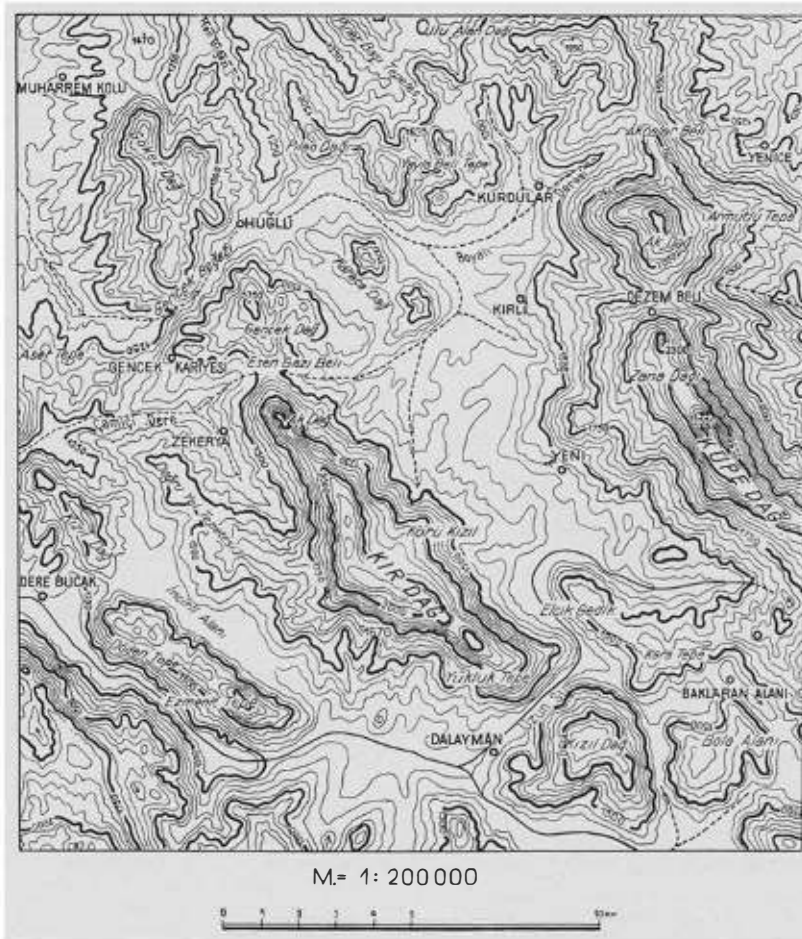
An der Südwestseite wird das Becken durch die über 1500 m hoch aufragende Kalkkette des Tepe Dağ-Katran (Şadırvan) Dağ abgeschlossen. Unser Becken hat zwei Ausgänge, einen in der Längsrichtung nach WNW zum Manavgat Irmak und einen zweiten quer durch den Tepe Dağ — Şadırvan Dağ Zug nach Südwesten. Diese merkwürdigen Verhältnisse, die in anderen Karstbecken des Gebietes manche Entsprechung finden, bilden einen Hinweis dafür, daß Wasserscheidenveränderungen durch örtliche Aufschüttung im Gebirge eine wichtige Rolle bei der Talnetzentwicklung gespielt haben dürften. Hierüber Genaueres auszusagen, wird aber nur auf Grund sehr spezieller Untersuchungen möglich sein.

Andere Beispiele für den Zusammenhang zwischen den Karstverebnungen und der Verschwemmung wasserunlöslicher Abtragungsprodukte sind im Raum nördlich von Akseki am südwestlichen Saum der Kalkhochgebirgsketten des Gidengelmez Dağ—Yıldız Dağ, etwa längs der Linie der Dörfer Bademli—Değirmenlik—Susuzşahap—Karakışla zu beobachten. Hier müssen nach den geologischen Aufnahmen von M. Blumenthal diese Alluvionen teilweise wiederum von kretazisch-alttertiären Flyschvorkommen, teilweise aber auch von Ausstrichen schiefer paläozoischer Gesteine hergeleitet werden.

Besonders guten Einblick in die Gestaltung einer solchen Karstebene gewährt das Becken von Kirli rund 20 km südlich des Beyşehir Sees und rund 10 km südöstlich des Hauptdorfes Manastır (vgl. Karte 3). Dort dehnt sich zwischen den NW—SO streichenden Kalkketten des Kir Dağ (2200 m) im SW und des Küpe Dağ (2550 Meter) im NO ein etwa 12 km langes und 2 bis 4 km breites Karstbecken von 1350 bis 1400 m Höhe, in welchem die Dörfer Huğlu, Kurdular, Kirli und Yeni liegen. Nach dem am meisten in der Mitte befindlichen und auch wohl größten Dorf mag es als Becken von Kirli bezeichnet werden.

Im großen bildet das Becken anscheinend eine Synklinalregion zwischen den hoch herausgehobenen, wohl hauptsächlich aus Kreidekalken aufgebauten Gebirgskörpern des Kir Dağ und des Küpe Dağ. Aber im einzelnen dürften Komplikationen vorliegen. Jedenfalls begleitet ein Streifen rotbunter, sandig-mergeliger Gesteine, den die geologische Karte der Türkei 1:800 000 als Alttertiärflysch auffaßt, die unteren südwestlichen Hangteile des Küpe Dağ, während im Becken selbst wieder massige Kalke mit Südwestfallen aufgeschlossen sind.

Im Südosten ebenso wie im Nordwesten erheben sich zwischen den Verlängerungen von Kir Dağ und Küpe Dağ ungefähr dem allgemeinen Längsstreichen eingefügte Rücken von 1600 bis 1700 m Höhe, so daß der Beckenraum auf allen Seiten von höherem Gelände umgeben zu sein scheint. Dieser Eindruck ist aber irrig. Es gibt vielmehr



Karte 3: Übersicht des Beckens von Kirli südlich des Beyşehir Sees

Ausgänge, die aus dem Becken hinausführen, und zwar nicht nur einen sondern nicht weniger als 4 oder gar 5. Nach Norden geht es in der Längsrichtung des Beckens in ungefähr 1350 m Höhe bei Hüğü über eine ganz niedrige Kalkschwelle zum Han Boğaz Tal, welches nördlich von Üskerles den Beyşehir See erreicht. Beim gleichen Ort führt aber in fast gleicher Höhe auch das nur periodisch Wasser führende Boyalı Tal aus dem Becken nach Westen heraus in einem Durchbruchstal Gencek Boğaz, quer durch den über 1700 m hohen Nordausläufer des Kır Dağ hindurch und wendet sich dann nordwärts zum Südwestzipfel des Beyşehir Sees. Ein dritter Ausgang führt in etwa 1400 m Höhe an der entgegengesetzten Seite des Beckens südlich von Yeni in der Längsrichtung nach Südosten gegen Bademli. Aber auch hier befindet sich an der gleichen Stelle noch ein anderer Auslaß. Es ist der vierte, er ist wiederum ein Durchbruch quer durch den hier 1900 m hohen Ausläufer des Kır Dağ und wird vom Uzun Su (Bach) benutzt. Er gibt unserem Becken Anschluß an das früher erwähnte Talsystem von Derebucak. Endlich ist zwischen den beiden Durchbruchstätern 7 km westsüdwestlich von Kirli im Kır Dağ noch eine Einsattelung (Esen Gazi Beli) von nur 1500 m Höhe vorhanden, welche wie ein fünfter, außer Funktion gesetzter Beckenauslaß aussieht.

Der mehrfache Beckenausgang, der zweimal im Längsstreichen des Gebirges und zweimal in Gestalt von tiefen, noch heute benutzten Durchbruchstätern durch die hohe

südwestliche Randkette verwirklicht ist, verlangt eine Erklärung. Die flachen Talwasserscheiden in der Streichrichtung des Gebirges sind wohl nichts Ungewöhnliches, sondern die in Längstalfuchten der Kettengebirge gewohnte Erscheinung. Die Durchbruchstäler aber lassen stark an antezedente Anlage denken. Mit einer solchen Annahme wäre die Aufschüttung im Beckeninneren, von der noch zu sprechen sein wird, als Stauwirkung hinter dem sich hebenden Gebirge gut in Einklang zu bringen. Auch sonst ist der Umkreis reich an Durchbruchstrecken der größeren und kleineren Gerinne, die die Ketten quer durchschneiden, und an heute trocken liegenden Querschluften, die offensichtlich einst Durchbruchstäler waren.

Das Innere des Beckens wird von Flachformen beherrscht. Aber es handelt sich nicht um eine Ebene, sondern um einen 50 m tief zerschnittenen Beckenboden. Die Zerschneidung legt den Aufbau des Beckenbodens bloß und vermittelt hierdurch Hinweise auf die merkwürdigen Entstehungsbedingungen.

Steigt man z. B. 4 km südwestlich von Kirli auf das Niveau des zerschnittenen Beckenbodens, so befindet man sich in etwa 1400 m Höhe. Dies Niveau ist in ausgedehnten Flächen allenthalben an den Beckenrändern aber auch weithin in der Beckenmitte erhalten. Denn die zerschneidenden Furchen sind nicht breit. Kaum dürfte ihre Weite wesentlich über 1 km hinausgehen, meist ist sie erheblich geringer. Außerdem ist die Zerschneidung nur ungefähr

50 m tief und nicht kerbtalartig eng. Sondern ein geräumiger, oft 100 auch mehrere 100 m breiter Flachboden von graubraun-lehmigen Aufschüttungen füllt den Grund der Taleinschnitte. Die Wandungen dieser Taleinschnitte sind ziemlich steil und bestehen fast durchgehend aus massigem Kalk. Dieser bildet also auch den Sockel der breiten Einebnungsflächen des zerschnittenen Beckenbodens von um 1400 m Höhe. Die Einebnungsflächen schneiden dabei z. B. südlich von Kirli glatt über die kräftig südwest fallenden Massenkalkte hinweg.

Aber diese Kalkte bilden nur den Sockel, nicht die wirkliche Oberfläche des alten Beckenbodens. Über ihnen liegen auf den großen Verebnungsflächen weithin Reste einer Decke von Sanden, Lehmen, auch feineren Schottern. Wo sie fehlen, gibt es Anzeichen dafür, daß sie nur nachträglich in die erwähnten Taleinschnitte hinuntergespült wurden. Diese wasserunlöslichen Lockermassen sind das Umlagerungsprodukt jener nichtkalkigen Gesteinsfolgen, die zwar nicht in großen Mengen aber in bescheidenen Vorkommen dem Faltenbau des Gebirges an den umgebenden Hängen eingefügt sind.

Der Blick nach NO gegen Kirli zeigt deutlich, daß dort aus den Hangtälern des nördlichen Küpe Dağ einst ein mächtiger Schwemmkegel in das Becken hinauswuchs. Er ging auf das Niveau von 1400 m Höhe aus. Ein weiterer solcher Schwemmkegel kam von Süden aus den Hangtälern des Kir Dağ auf unseren Standpunkt zu. Diese und einige weitere Schwemmfächer haben einst zusammen das Niveau des Beckenbodens von 1400 m Höhe gebildet. Aber unter der dünnen, d. h. wohl selten mehr als einige Meter mächtigen Decke wasserunlöslicher Schwemmablagerungen sind die schräg gestellten massigen Kalkte des Untergrundes glatt eingeebnet worden. Nur im nördlichen Teil des Beckens, 2 bis 4 km westlich von Kirli sind zwei steilflankig auf 1550 bis 1600 m Höhe aufragende Einzelberge — richtige Hums — über der Einebnungsfläche stehend erhalten geblieben.

Die Einebnungsfläche des heute zerschnittenen Beckenbodens von etwa 1400 m Höhe ist also Aufschüttungs- und Abtragungsoberfläche zugleich. Sie ist damit entsprechend unseren früheren Ausführungen ein dem Wesen der Pedimentflächen der Trockengebiete ähnlicher Flachboden im Karstgebiet. Nichts weist darauf hin, daß die Einebnung des Felssockels nennenswert älter sein könnte als die Schwemmfächerbildung, und daß sie etwa von dieser nur nachträglich leicht überschüttet worden sei. Wäre es so, dann müßte die Kalkfelsverebnung sich wenigstens stellenweise über das Niveau der verschüttenden Schwemm Massen erheben. Denn es wäre schwer anzunehmen, daß in einem Hochgebirge ein älteres Abtragungsniveau und ein jüngeres Aufschüttungsniveau rein zufällig auf viele Quadratkilometer Fläche einander vollständig parallel liegen.

Im Gegenteil, man kann erkennen, daß die Felsoberfläche, soweit sie von den verschüttenden Alluvionen freigespült ist, die ganz sanft geneigte Böschung des in der Nachbarschaft noch erhaltenen aufsitzenden Schwemmfächers einfach fortsetzt. Dies ebenso wie das Vorkommen der vorher erwähnten steilflankig über die Einebnung emporragenden Kalkresthügel der Hums sprechen eindeutig für eine der Pedimentflächenbildung ähnliche Entstehungsweise unter Ausbildung dünner Schwemmfächer aus wasserunlöslichem Material, also für eine förmliche Karstpedimentierung.

Die nachträgliche Zerschneidung des Beckenbodens dürfte durch jüngere Hebung in unserem Gebirgsraum zu erklären sein. Liegt doch der zerschnittene Beckenboden heute fast 300 m über dem Spiegel des nur 20 km entfernten Beyşehir-Sees. Auffällig sind hierbei die vorher beschriebenen breiten Schwemmlandsohlen der zerschneidenden Talzüge. Gewöhnlich hat ja die jüngere Zerschneidung eines Altflächensystems Kerbtalcharakter.

Mehrere Ursachen kommen für die Entstehung der Schwemmlandsohlen der zerschneidenden Talzüge im Bereich des Beckens von Kirli in Betracht. Die nächstliegende Annahme ist wohl die, daß der allgemeine Hebungsvorgang, welcher eine generelle Talvertiefung und mit ihr die Zerschneidung der alten Beckensohle bedingte, in der Beckenzone zum mindesten zeitweilig weniger intensiv war als in den begleitenden Ketten. Von den die Ketten querenden Durchbruchsstrecken müßten in diesem Falle zeitweilig Stauwirkungen auf die oberhalb gelegenen Talstrecken ausgegangen sein und könnten dort Auffüllung veranlaßt haben. Zu einer näheren Untersuchung dieser speziellen Frage war die mir zur Verfügung stehende Zeit zu kurz.

Zwei sehr große Poljen im westlichen Mittel-Taurus hat *Walther Penck*¹⁰⁾ beschrieben. Sie liegen etwas westlich der von mir besuchten Gebiete in einer bedeutenden Tiefenlinie, die sich zwischen beiderseits höher aufragenden Kalkketten vom Südwestzipfel des Beyşehir Sees zunächst südwärts und dann mehr südostwärts gegen das Durchbruchstal des Manavgat Flusses in der Gegend südlich von Ibradi verfolgen lassen (vgl. Karte 1).

Die nördlichen 10 km dieser Tiefenlinie werden von der rund 5 km breiten Ebene des Sögüt Özü Dere (Ebene von Muharremkolu) eingenommen, welche sich sanft zum 1116 m hohen Spiegel des Beyşehir-Sees senkt. Eine rund 10 km lange Schwellenregion von 1200 bis 1300 m hohem, sehr unruhigem, mit geschlossenen Hohlformen durchsetztem Karstrelief zwischen beiderseits auf über 1500, ja über 2000 m aufragenden Gebirgsflanken leitet über zu der mehr als 20 km langen und im nördlichen Teil bis zu 3 km breiten zweigestuften Poljeebene der *Kembüsovası*. Ihr Boden ist in der nördlichen Hälfte etwas unter 1200 m hoch gelegen. Auf ihn mündet, von Osten her, das begleitende Gebirge durchbrechend, der Bach von Derebucak, in dessen oberem Einzugsgebiet das vorher beschriebene Becken von Kirli gelegen ist. Der aus der Schlucht kommende Bach verliert sich in sumpfigem Gelände innerhalb der Alluvionen des Poljebodens. Anscheinend sind dort Schlucklöcher vorhanden.

Innerhalb des Gesamtbeckens der *Kembüsovası* geht es weiter südlich jenseits einer etwas höheren verkarsteten Schwellenregion auf unter 1100 m Höhe in das untere, unter 1100 m hoch gelegene Niveau der schmäleren südlichen Hälfte des Poljes hinab. Noch tiefer, nämlich nicht viel über 900 m liegt der 1 bis 3 km breite *Po'lj e b o d e r d e r f a s t 20 k m l a n g e n I n i f o v a s ı*. Dieses Polje fügt sich nicht in unmittelbar streichender Fortsetzung an die südliche *Kembüsovası*, sondern schmiegt sich ihr längsreichend westlich an. Über eine niedrige Kalkschwelle stehen aber beide Poljen innerhalb des auf 1500 bis 2000 m aufragenden, umrahmenden Kalkkettengebirges miteinander in Verbindung. Zwischen den Ketten führen dann im Schichtstreichen in der südlichen Fortsetzung der *Kembüsovası*-Furchen von 1100 bis 1200 m Höhe, deren Böden stark von Dolinen durchsetzt sind, noch 15 bis 20 km weiter bis zum Rande der tiefen Durchbruchsschlucht des

¹⁰⁾ *Penck, Walther*: Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918, bes. S. 104 ff.

Manavgat-Flusses, die hier schon auf unter 500 m Meereshöhe eingetieft ist.

W. Penck hebt hervor, daß die Ränder der großen Tiefenlinie, in der die Poljen von Kembüs und Inif gelegen sind, nicht durch tektonische Linien bestimmt sind. Das Gebiet besteht aus gefalteten Kalken des Eozäns, der Kreide und des Jura. Östlich der Tiefenlinie zeigt sich Schuppenstruktur mit vorherrschendem Ostfallen. Nur an einem kleinen Rest oligozänen Flysches im Südwinkel der Inifovasi und an Neogenschichten von Muharremkolu (Mairangoly) sei zu erkennen, daß es sich im ganzen um eine Senkungszone handele. Inzwischen sind, wie die geologische Karte der Türkei 1 : 800 000 (M. Blumenthal) verzeichnet, als Bestätigung auch nördlich der Kembüsovasi Flyschpartien in der Fortsetzung von deren Streichen festgestellt worden¹¹⁾. Den Boden der Inif-Poljeebene beschreibt W. Penck als nur in der Mitte durchgehend mit feinerdigen Schwemmassen, die auch Hornsteingrus enthalten, bedeckt. An den Rändern treten hier leicht über dem Niveau der Schwemmebene liegende Felsflächen auf, welche glatt über die kräftig geneigten Schichten des Kalkes hinwegschneiden. Über diesen Felsebenen erheben sich dann unvermittelt die steilen Flanken der beiderseits umrahmenden Kalkgebirge, woraus hervorgeht, daß zum mindesten die randlichen Teile der Beckenebenen Abtragungsoberflächen sind.

W. Penck dürfte recht haben mit der Annahme, daß Kembüsovasi und Inifovasi ursprünglich einem einheitlichen Talsystem angehörten, von welchem jetzt nur noch der oberste Teil, das Einzugsgebiet des Baches von Derebucak, intakt geblieben ist. Vielleicht ist dieses Talsystem, entsprechend der Vermutung von Penck, in südöstlicher Richtung über die Gegend von Ibradi dem Manavgat Flusse tributär gewesen. Mir scheint es noch näherliegend, daß das Tal durch eine Lücke in der Südwestumrahmung der Inifovasi unmittelbaren Abfluß zum Mittelmeere gehabt hat. Sicher aber ist dieses Talsystem im sehr zur Verkarstung neigenden Kalkgebirge durch mächtige Hebungsbewegungen, von deren Ausmaß die tiefe Durchbruchsschlucht des Manavgat Flusses eine Vorstellung gibt, zum großen Teil außer Betrieb gesetzt worden. Dabei haben wahrscheinlich auch Unterschiede des Hebungsbetrages in den einzelnen Teilen des Gebietes wesentlichen Einfluß gehabt. Mindere Hebung der großen Tiefenlinien gegenüber den begleitenden Ketten im Sinne von W. Pencks Großfaltung dürfte eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Aber ich halte zur Erklärung der Formen nicht für nötig, noch auch für ausreichend, daß, entsprechend der Theorie von Alfred Grund, W. Penck einen in den verschiedenen Niveaus der erwähnten Poljeböden jeweils durch lange Zeit stabilen Grundwasserspiegel als Voraussetzung für die Poljebildung, insbesondere für die glatte Ein-

ebnung der Kalke auch bei starkem Schichtfallen postuliert. Wesentlich einleuchtender erscheint mir auch hier die weiter oben entwickelte Auffassung, nach welcher örtliche Verschwemmung von wasserunlöslichen Lockermassen in die bestehenden Talgefäße in Zusammenhang mit der Abdichtung von deren Böden randliche Erweiterung im Niveau der Schwemmböden durch Lösungsvorgänge hervorgerufen hat. Jedenfalls zeigt sich, daß Quellen für die Herkunft solcher Schwemmassen an den fraglichen Stellen stets auch wirklich vorhanden sind. Jeder wesentlich mit einem Grundwasser- oder Karstwasserspiegel arbeitende Versuch, die Entstehung dieser Poljen zu erklären, müßte mindestens die Frage mit erörtern, was mit den Abtragungsprodukten impermeabler Schichtpakete, die, wenn auch nur in bescheidener Menge, dem Gebirgsbau der großen Karstgebirge eingefügt sind, eigentlich geschieht. Sobald es im Zuge der Verkarstung zur Bildung geschlossener Hohlformen in den Haupttiefenlinien kommt, müssen diese zu Fangstellen für hineingespülte Sande und Tone werden. Die impermeablen Ablagerungen müssen dabei Ebenen bilden und ihren Untergrund abdichten, woraus dann die Neigung zur randlichen Erweiterung der Ebene durch Lösung in der Fußregion der umrahmenden Kalkhöhen folgt.

W. Penck hat in der Inifovasi das Bloßliegen der randlichen, über den Kalk hinwegschneidenden Einebnungsflächen beobachtet. Solche Verhältnisse können nach der hier entwickelten Auffassung in folgender Weise leicht erklärt werden. Wenn, wie es Penck ausdrücklich betont, gegenwärtig so gut wie gar kein unlösliches Gestein mehr in der Umrahmung des Poljes ansteht, so kann gegenwärtig auch keine nennenswerte weitere Einschwemmung von unlöslichen Lockermassen mehr erfolgen. Die Lösung des Kalkes im Untergrunde geht aber natürlich trotz der mehr oder weniger guten Abdichtung des Poljebodens langsam weiter in einem Gebiet, das gut 500 m hoch über den benachbarten nur 5 bis 10 km entfernten offenen Gerinnen im Westen, Süden und Südosten liegt. Da muß es allmählich zu Nachsackungserscheinungen in den Füllmassen des Poljebodens kommen und im weiteren Gefolge, bei der Zuschwemmung solcher Senken, zur Bloßspülung der höchstgelegenen Teile des Felssockels im Polje.

6. Beispiele von Karstebenen aus dem West-Taurus

Großartige Poljebenen gibt es im West-Taurus. Ein ganzes System von solchen gruppiert sich in etwa 840 bis 850 m Meereshöhe um den Kestel-See und die südlich gelegenen mächtigen

¹¹⁾ Nach alledem erscheint die Annahme von P. Birot (op. cit. Ann. de Géogr. 1954, S. 175), die Inif Ovasi (Enif Ova) sei in eine Aufwölbung der Kalkserie eingetieft, doch wohl recht zweifelhaft. Aber für die Poljenbildung kommt es auf die Lagerungsverhältnisse des Kalks gar nicht sehr an.

Schluckstellen bei Kizilkaya, 50 bis 60 km nordwestlich von Antalya. Der West-Taurus besteht hier längs des Abfalls gegen die Ebene von Antalya aus mehreren in 5 bis 10 bis 15 km Abstand nebeneinander herlaufenden Ketten von südwest-nordöstlichem bis südnördlichem Streichen (vgl. Karte 4). Die Ketten erreichen Höhen von 1300 bis über 1500 m und bestehen im wesentlichen aus Kalken, nach *v. Bukowski*¹²⁾ vornehmlich aus Kreide und Eozän. Aber verschiedentlich sind schmale Pakete und Streifen von Flysch dem Faltungsbau eingefügt. Außerdem tritt an einigen Stellen marines Miozän in sandig-mergeliger Entwicklung entgegen. Zwischen diesen Ketten liegen in nahezu gleichem Niveau die mehrere Kilometer breiten und viele Kilometer langen Poljeebenen. Nördlich und westlich des Kestel-Sees und von dort weiter gegen Südwesten wird diese Zone des West-Taurus durch höhere, teilweise 2000 m übersteigende Gebirgsstöcke, wie Katrancik Dağ und Domuz Dağ, begrenzt, in welchen neben mesozoischen Kalken Flysch, aber auch andere impermeable Gesteine, wie Serpentin im Kiravgaz Dağ, in weit stärkerem Maße am Aufbau beteiligt sind, so daß hier die Zone großartiger Karsterscheinungen, insbesondere der ausgedehnten Poljeebenen, ihr Ende erreicht.

Eine erste der erwähnten Poljeebenen dehnt sich zwischen dem Südostfuß des Katrancik Dağ-Domuz Dağ-Gebirgszuges und der nächstfolgenden Kalkkette in etwa 25 km Länge und bis 5 km Breite südwestlich des Kestel-Sees. Dieser nimmt ihren nördlichen Teil ein. Die nächste Ebene bildet östlich der genannten Kalkkette das 30 km lange und bis an 10 km breite Polje der Bozova. Im nördlichen Teil tritt diese Ebene mit der in ganz gleicher Höhe liegenden erstgenannten sowohl westlich von Kizilkaya als auch gegen den Kestel-See hin in breite Verbindung. Aber auch nach Nordosten gegen Bucak, nach Osten bei Karapınar und nach Süden längs der Antalyastraße bis zum Mercimek Dağ gibt es kilometerbreite und viele Kilometer lange Verzweigungen dieses Systems von Karstebenen im gleichen Niveau.

Auch bei diesem riesigen Poljesystem ist deutlich, daß die lehmig-tonigen Alluvionen des Bodens aus Abtragungsprodukten der in der Umrahmung hier und da anstehenden sandig-tonigen Gesteine bestehen. Wo solche Gesteine auftreten und von der Zertalung angegriffen sind, da breiten sich unterhalb des Vorkommens flache Schwemmkegel aus, die in die Poljeebene ausgehen. Die feinste Trübe wird also ständig in die Poljeebene hinausgeführt und dort ausgebreitet. Deren Ausmaße sind allerdings in diesem Gebiet weithin so groß geworden, daß es schwer fällt, die

kaum spürbaren Gefällsverhältnisse auf der Ebene zu erkennen. Ein durch einen künstlichen Grabeneinschnitt bei Kizilkaya-Boğazköy hervorgerufener langgestreckter und über 2 m tiefer Aufschluß ließ erkennen, daß der Poljeboden aus graugelben horizontal geschichteten Tonen gebildet wird. Das muß nach dem vorher Gesagten erwartet werden.

An mehreren Stellen gibt es in diesem Poljesystem Seen. Der größte von ihnen ist der schon erwähnte Kestel-See, südwestlich von ihm liegt der Anbahan Göl, ein Sumpfgebiet dehnt sich bei Boğazköy und Uğurlu. Diese Seen werden aus bescheidenen Zuflüssen von der Umrahmung her gespeist. Aber wie die Darstellung der türkischen Karte, 1 : 800 000, nichtig andeutet, liegen nicht feste unrisse Wasserflächen vor. Im Sommer sind diese äußerst flachen Wannen innerhalb des Poljebodens trocken und tragen Getreidefelder. Erst im Winter werden große Teile der Ebene überschwemmt, wie dies auch bei den klassischen Poljen des dinarischen Karstes der Fall ist. Steile Kalkhügel ragen an einzelnen Stellen, z. B. in der Nähe des Kestel-Sees unvermittelt aus der Lehmebene auf. Ihre von Buschwald bedeckten Flanken sind von tiefgehenden offenen Klüften völlig durchsetzt. Der Fels klingt beim Anschlag hohl. Es sind echte Hums, Resthügel, deren aufragender Kalk der Lösung am Rande der vom Lehm gebildeten Eindeckungsebene noch nicht erlegen ist.

Daß diese selbst im ganzen wasserundurchlässig ist, beweisen nicht nur die genannten Inundationsseen, sondern auch die Bäche, welche, von der Umrahmung der Poljen herabkommend, mehr oder weniger ausdauernd auf 10, 20, auch 30 km Erstreckung über die Poljeböden fließen, bevor sie in einen der genannten Seen münden oder in Schlucklöchern versinken, wie solche besonders im Gebiet von Kizilkaya entwickelt sind.

Ein anderes sehr bedeutendes Polje des West-Taurus ist das von Elmali, rund 70 km WSW von Antalya. Es erstreckt sich in 1040 bis kaum 1100 m Höhe mit rund 20 km Länge und vielen Kilometern Breite in nordost-südwestlicher Richtung. Es folgt damit einer Synklijalregion im Längsstreichen zwischen den auf 2500 bis über 3000 m hoch aufragenden Kalkgebirgen Bey Dağları und Susuz Dağları im SO und Elbis Dağ, Yumru Dağ, Ak Dağ im NW (vgl. Karte 4).

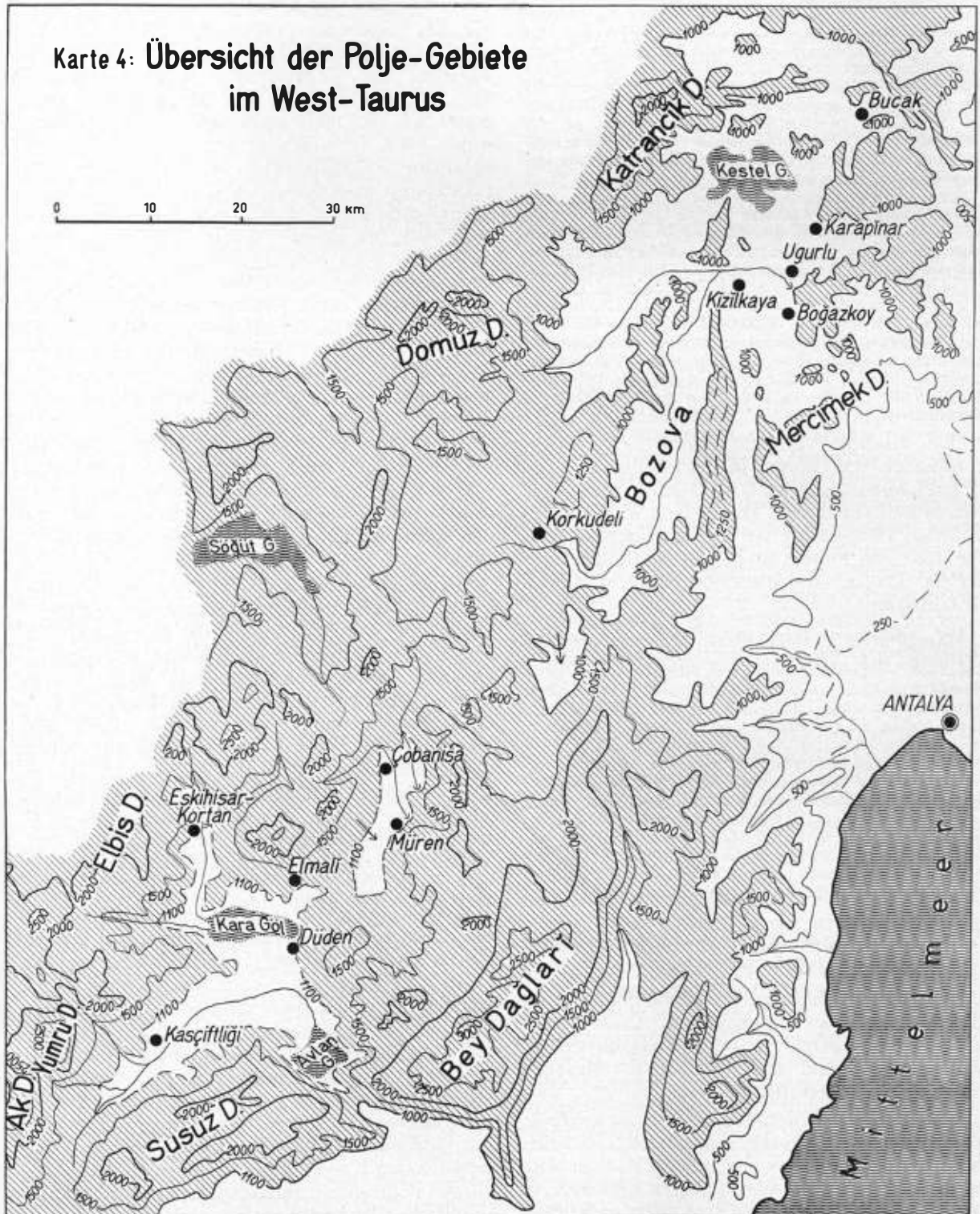
Zwischen den beiderseitig umrahmenden Gebirgen gibt es Unterschiede des Baus. Während die Bey Dağları und Susuz Dağları fast vollständig aus reinen, sehr zur Verküstung neigenden Kalken vornehmlich wohl der Kreide und des Eozäns bestehen, sind am Aufbau des Elbis Dağ — Yumru Dağ — Ak Dağ Zuges neben vorherrschendem Kalk unlösliche Gesteine beteiligt. Vor allem begleitet den Südostfuß des Elbis Dağ im Gebiet von Eskihisar-Kortan mit nordost-südwestlichem Streichen eine Flyschmulde. Ferner sitzt marines Miozän in mergelig-sandiger Ausbildung in der südöstlichen Fußregion des Yumru und Ak Dağ.

Diese Verhältnisse haben zur Folge, daß die Poljeebene von Elmali asymmetrisch ist, nämlich ein schwaches aber immerhin merkbares Gefälle nach Osten aufweist. Aus dem Flyschgebiet um Kortan entwickelt sich ein Bach, der von Westen in die Ebene von Elmali eintretend, einen ganz flachen Schwemmkegel rund 10 km weit nach Osten in diese hineinschüttet. Ebenso breitet der in den Osthängen des Yumru und Ak Dağ wurzelnde Bach auf Grund der von dort mitgenommenen unlöslichen Materialien in der Ebene von Kasçiftliği und weiter gegen die Elmali-Ebene hin einen Schwemmfächer aus.

Die auf der Karte 1 : 800 000 als Kara Göl südlich von Elmali verzeichnete Wasserfläche trägt im Sommer Weizen- und Gerstefelder und steht nur im Winter unter Wasser.

¹²⁾ *Bukowski, G. v.*: Geologische Forschungen im westlichen Kleinasien. Sitzsber. Wiener Akad. Wiss. math. nat. Kl. C. 1. 1891 S. 378—498.

Karte 4: Übersicht der Polje-Gebiete
im West-Taurus



Höhen über 1000 m, im Südwesten über 1100 m, sind schraffiert.

Es ist die gegenwärtig tiefste nördliche Randzone des großen lehmigen rund 10 km langen Schwemmkegels des Baches von Kortan. Über sie fließt der Bach jetzt im Sommer gegen den östlichen Rand des Poljes bei Düden und tritt dort in eine mächtige Bachschwinde ein. Nur im Winter kann diese anscheinend nicht die ganze ankommende Wassermenge fassen und es kommt zu Stauwirkungen, die den sogenannten Kara Göl bilden. Es ist klar, daß bei diesen Vorgängen bedeutende Lösungswirkungen an der Schwinde und in deren Nachbarschaft eintreten. Diese müssen nach und nach zu einer randlichen Erweiterung der Poljeebene an dieser Stelle führen.

Der Bach von Kasçiftlği wendet sich ebenfalls nach Osten, schließlich mit Rücksicht auf die Gefällsverhältnisse des benachbarten Kortan-Schwemmkegels sogar nach Südosten. Er erreicht den Avlan Gölü, welcher den tiefsten Teil der gesamten Poljeebene einnimmt. Am Ost- und Südrande des Sees liegen die Schluckstellen, an denen hier das Wasser in Klüfte des umrahmenden Kalks eintritt. Im ganzen ist deutlich erkennbar, daß der Boden des großen Poljes von Elmalı aus den in langsamer Weiterbildung begriffenen beiden Schwemmkegeln der Bäche von Kortan und von Kasçiftlği besteht. Randliche Erweiterung der Poljeebene findet an der Ostseite statt, dort wo die Schwemmkegelabdachung gegen die kalkige Umrahmung stößt.

Ganz ähnliche Verhältnisse sind 10 bis 20 km nordöstlich von Elmalı in dem kleineren rund 15 km langen, aber nur 2 bis 3 km breiten Polje von Müren entwickelt. Dieses liegt in der nordöstlichen Fortsetzung der Synklinalregion, welche auch das Polje von Elmalı birgt, am Fuße der Bey Dağları und hat einen Boden von etwa 1050 m Höhe.

Auch hier ist der Poljeboden schwach gegen die Bey Dağları geneigt. Denn an der Nordwestseite des Poljes befinden sich bei Çobanisa um 1300 m Höhe sandig-mergelige Miozanschichten und höher am Gehänge auch Flysch. Hier entwickeln sich zwei, mindestens zeitweise wasserführende Bäche, welche Schwemm Massen in die Poljeebene hinabführen. Dadurch ergibt sich eine Neigung gegen den Fuß der Bey Dağları und an deren Fuß liegen die Schwinden und die begleitenden Verteilerungen des Gehänges, welche andeuten, daß an dieser Stelle der Poljeboden durch randliche Erweiterung ganz langsam wächst. Da allerdings das Gebirge hier mit vielhundert Meter hohem Steilhang emporstrebt, zur Verbreiterung der Poljeebene also außerordentlich viel Gestein weggeschafft werden muß, dürfte der Vorgang hier nur sehr langsam voranschreiten.

7. Allgemeine Ergebnisse für die Frage der Bildung von Karstebenen

Zum Schluß mögen die hauptsächlichen Ergebnisse der Beobachtungen im Taurusgebiet über die Frage der Bildung von Karstebenen zusammengefaßt und einige daran anknüpfende Folgerungen ausgeführt werden.

1. Nicht nur in den Poljen und poljeartigen Verebnungen des Taurus, sondern auch in denen des dinarischen Karstes und anderer Karstgebiete zeigt sich, daß diese von kalkiger Umrahmung umschlossenen Flachböden eine meist verhältnismäßig dünne Decke feinerdiger, sandig-toniger Alluvionen über einem aus Kalkstein gebildeten Felssockel enthalten. Die Oberfläche des Fels-

sockels ebnet den Kalk ohne Rücksicht auf dessen Schichtneigung unter der Alluvialdecke ein.

2. Die Poljebecken liegen immer in Talungen, welche offensichtlich einst Teilstücke eines echten Talnetzes mit gleichsinnigem Gefälle gewesen sind. Sie treten hierbei in Kettengebirgen, vorzugsweise, aber nicht ausschließlich, in Synklinalzonen oder Senkungsfeldern auf. Die Gesamthohlform der Poljebecken verdankt daher ihre Entstehung in wesentlichem Umfang der Vorarbeit durch gewöhnliche Talbildung unter Verhältnissen, bei denen die Klüfte im Kalk noch nicht oder noch nicht in größerem Maße karsthydrographisch wirksam (im Sinne von *Otto Lebmann*) gewesen sind. Krustenbewegungen haben oft, aber nicht immer teil an der Anlage der Gesamthohlform der Poljebecken. Die eigentliche Ausgestaltung zur geschlossenen Hohlform des Poljes mit ihrem ebenen Alluvialboden ist ein späterer Vorgang, der erst mit Eintritt größerer unterirdischer Wegsamkeit des Kalkgebirges, d. h. bei vorgeschrittener Verkarstung einsetzen kann.

Dies gilt im humiden Klima auch dann, wenn nachweislich sehr junge Krustenbewegungen an der Schaffung der Polje-Hohlform mit beteiligt sind.

Hierdurch erklärt sich die wichtige, aber bisher m. E. nicht genügend hervorgehobene Eigentümlichkeit wohl aller Poljen, daß sie zwar allseits von höherem, oftmals weithin von sehr hohem Gelände umschlossen sind, aber doch, soweit meine Kenntnis reicht, immer mindestens einen talartigen Ausgang besitzen, welcher nicht sehr hoch, nämlich selten mehr als 50 bis 60 m über dem Niveau des Poljebodens gelegen ist. Dieser stets vorhandene Talausgang ist ein Überbleibsel aus jenem Stadium der morphologischen Entwicklung, in welchem hier vor Beginn stärkerer Verkarstung noch ein echtes Talsystem entwickelt war.

3. Die Menge der Alluvionen auf den Poljeböden ist so groß, daß sie namentlich auf Grund der in Kap. 1 näher dargelegten Umstände nicht allein oder vorzugsweise aus den Lösungsrückständen der in der Nachbarschaft nach und nach weggelösten Kalkmengen hergeleitet werden kann. Es handelt sich vielmehr bei diesen Alluvionen zum großen oder größten Teil um verschwemmte Abtragungsprodukte von unlöslichen, nichtkalkigen Gesteinen, die in mehr oder weniger bescheidenem Umfang jeweils dem Bau des betreffenden Kalkgebirges eingefügt sind. Überall, wo Poljebecken auftreten, lassen sich in deren unmittelbarem hydrographischem Einzugsgebiet nicht selten auch örtlich im Niveau des Poljebodens selbst solche Gesteine nachweisen, oder es läßt sich das ehemalige Vorkommen der-

artiger, inzwischen durch Abtragung beseitigter Gesteinskomplexe wahrscheinlich machen.

4. Im westlichen Mittel-Taurus und im West-Taurus konnten eine ganze Reihe von Beispielen beobachtet werden, bei denen die Einschwemmung unlöslicher Alluvionen in ein Polje bzw. in eine poljeartige Karstebene infolge der Abtragung impermeabler Gesteinspakete von der unmittelbaren Umrahmung des Poljes unzweifelhaft erkennbar ist. In diesen Fällen hat der Boden des Poljes bzw. der Karstebene die Form eines mehr oder weniger flachen Schwemmkegels bzw. eines Systems solcher Schwemmkegel.

5. Die Sedimentation der in Umlagerung begriffenen Massen wird hierbei dauernd dadurch begünstigt, daß die Hohlform, in welche hinein die Schüttung vor sich geht, kalkige Umrahmung mit siebartig durchlöchernten Wandungen besitzt. An diesen Umrandungen der geneigten bzw. kegelartig gewölbten Aufschüttungs Oberfläche geht Wasser verloren, welches im Nichtkarstgebiet dem Weitertransport der Alluvionen dienen würde. Dieser Wasserverlust, ein Verlust an verfügbarer Schleppkraft, ist eine wesentliche Ursache dafür, daß es überhaupt im Kalkgebirge ohne Rücksicht auf die Höhe über dem Meeresspiegel so oft zur Ablagerung erheblicher, wasserunlöslicher Lockermassen kommt. Diese selbst dichten den wasserdurchlässigen Untergrund, auf dem sie ruhen, mehr oder minder gut ab, aber nur soweit sie ihn wirklich überdecken. An den Rändern der schwemmkegelartigen Eindeckungsfläche, und zwar dort, wo die Schwemmkegelböschung in der Schüttungsrichtung gegen den Kalkstein der Poljeumrahmung grenzt, versickert das Wasser, und hier verrichtet es Lösungsarbeit. Hier erfolgt also tatsächlich eine Verbreiterung der Karstebene, wenn auch durch etwas andere Geschehenszusammenhänge als sie *K. Kayser* bei den von ihm im dinarischen Karst behandelten Beispielen im Auge gehabt hat. Solange die Sedimentation weitergeht, werden auf diese Weise die umrahmenden Kalkränder der in Aufschüttung begriffenen Karstebene zurückgedrängt. Die Fußregion der umrahmenden Kalkhöhen ist steil. Sie zeigt Vorsprünge und Nischen und ist von geöffneten Klüften und von Schluckstellen durchsetzt. Manchmal sind große Karstschwinden vorhanden. Indem immer neue Sedimente herankommen und Schlucklöcher am Saume des Alluvialmantels zufüllen und abdichten, werden neue, weiter gegen den Fußbereich des Höhenrahmens vorgeschobene Schluckstellen in Betrieb genommen und die dazwischen stehengebliebenen Kalkpfeiler im Niveau der Alluvialebene weggelöst. Es findet also tatsächlich ein randliches Wachstum der Karst-

ebene statt. Allerdings erfolgt dies schwerlich überall gleichstark, sondern ist in denjenigen Richtungen am größten, in denen der Höhenrahmen des betrachteten Beckens sich besonders störend der normalen Wachstumsrichtung der Schwemmkegelfläche in den Weg stellt.

6. Die dem geologischen Gefüge der großen verkarsteten Kalkgebirge eingebauten oder etwa als Transgressionsreste erhaltenen Massen impermeabler Gesteine¹³⁾ haben oft die Gestalt von räumlich sehr beschränkten Fetzen oder Resten. Wenn solche infolge geeigneter örtlicher Höhenlage bei der Abtragung in ein Karstbecken verschwemmt werden, so kann es nicht ausbleiben, daß diese Verschwemmung nach vollständigem Abbau des betreffenden Vorkommens schließlich aufhört. Damit erlischt der Vorgang, der dem Alluvialboden des Poljes die Schwemmkegelform aufprägt. Sich selbst überlassen, wird diese, bei großen Beckenebenen ohnehin nur durch Feinbetrachtung feststellbare Schwemmkegelform nicht aufrecht erhalten bleiben. Denn es ist mit Nachsackungen unter dem Poljeboden infolge dort weitergehender Lösung zu rechnen. Diese müßten örtliche Umlagerungen der ja leicht beweglichen Lockermassen in den Poljealluvionen zur Folge haben. Auch etwaige Krustenbewegungen könnten als Ursache solcher Umlagerungen wirken. Jedenfalls kann es nicht wundernehmen, sondern es ist zu erwarten, daß Alluvialböden alter großer Poljen, die seit langem keine nennenswerte Zufuhr an unlöslichen Alluvionen aus der Umgebung mehr erfuhren, nicht mehr oder nur noch unvollkommen eine durch Schwemmkegelformen bestimmte Oberflächen-gestalt aufweisen. Sehr flache Flächen mit kaum merklichen sanften Einmuldungen, so wie sie tatsächlich vorliegen, sind dann durchaus verständlich.

Das Vorkommen neogener Süßwasserablagerungen in verschiedenen der großen westbosnischen Poljen und die Feststellung des gelegentlichen Vorkommens von Quarzkieseln in den Feinsedimenten der Poljeböden durch *Roglic* stehen jedenfalls mit dieser Auffassung in gutem Einklang. Ebenso das Vorhandensein von Bächen und stellenweise von Seen in den Poljeebenen. Unsere Anschauung widerstreitet auch durchaus nicht der Beobachtung, daß die Überschwemmung des Poljebodens während der

¹³⁾ In den Dinariden handelt es sich besonders um Teile der unteren Werfener Schichten, um Einschaltungen der karnischen Stufe der Mitteltrias, um Flyschkomplexe des Eozäns und um kohleführende sandig-tonige Schichten des Oligozäns. Im Taurus treten neben altertiärem Flysch auch paläozoische Schiefer als impermeable Gesteine entgegen.

feuchten Jahreszeit zum Absinken von Wasser im Kalk an den Poljerändern führt und damit Lösung des Kalkes und eine fortschreitende randliche Erweiterung des Poljes mindestens stellenweise hervorruft, worauf *K. Kayser* solchen Nachdruck gelegt hat. Aber unsere Vorstellung gibt darüber hinaus eine wohl einleuchtende Deutung für die Herkunft der wasserunlöslichen Feinsedimente, mit denen die Poljeböden überdeckt sind, und die für den ganzen Fragenkreis eine so große Bedeutung haben.

7. Der von *Biot*¹⁴ nach *Clozier* geschilderte Fall einer Karstebene im Kalk, unter welchem in geringer Tiefe ein impermeables Gestein ansteht und als Grundwasserträger bzw. Karstwasserträger dient, ist natürlich im einzelnen möglich. Aber es fällt schwer, anzunehmen, daß solche sehr speziellen Verhältnisse als Ursache der Karstebenenbildung allgemeinere Bedeutung haben. Sie würden eine bevorzugte Entstehung von Karstebenen bzw. Poljen im Gebiet von Antiklinal- oder Horststrukturen zur Voraussetzung haben. Die Erfahrung lehrt dagegen, daß Karstebenen bzw. Poljen, wie schon *A. Grund* erkannte und wie unter 2. hervorgehoben wurde, besonders häufig in Synklinalregionen oder grabenartigen Strukturanlagen anzutreffen sind.

Die im Vorstehenden angedeutete Anschauung, nach welcher die Einschwemmung von wasserundurchlässigen Lockermassen in Hohlformen des Kalkgebietes für die Entstehung der Poljen bzw. der Karstebenen von so großer Bedeutung ist, führt nun auf eine Reihe weiterer Folgerungen:

8. Eine naheliegende, aber nicht unwesentliche Feststellung bezieht sich auf den Ort solcher Einschwemmungen. Er wird einerseits dadurch vorgezeichnet, daß im Verlauf der allgemeinen Abtragung und Zerschneidung eines Kalkgebirges unlösliche Gesteine nur an bestimmten Stellen angeschnitten und in diesen Abtragungsvorgang einbezogen werden. Andererseits ergibt sich die Stelle, an welcher Ablagerung der aufgearbeiteten unlöslichen Lockermassen eintreten kann, aus der individuellen Formung des benachbarten Kalkreliefs.

9. Es läßt sich aber keine Aussage über einen grundsätzlichen Zusammenhang solcher Ablagerungen mit dem Meeresspiegel oder einem Grundwasser- oder Karstwasserhorizont oder mit anderen allgemeinen Zügen des Reliefs machen. Man kann schwerlich mehr aussagen, als daß die

Ablagerungen tiefer liegen müssen als das Gesteinsvorkommen, von dem sie sich herleiten, und daß sie im Zuge der Verfrachtung den ersten zur Ablagerung geeigneten Platz tatsächlich einzunehmen pflegen. Wenn im Zuge dieses Vorgangs dort schließlich eine Karstebene entsteht, so können aus deren Niveau nicht weitreichende Schlüsse etwa im Sinne der Peneplaintheorie von *W. M. Davis* gezogen werden. Es handelt sich vielmehr um Verebnungen aus lokalen Ursachen, welche sowohl nahe dem Meeresspiegel als auch hoch über dem Meeresspiegel angelegt und ausgebildet worden sein können. Lediglich so viel wird man sagen dürfen, daß eine Häufung derartiger Verebnungen in ungefähr gleichem Niveau in einem schon vor der Karstebenenbildung verhältnismäßig geringen Kalkrelief mit ungefähr gleicher Höhe der Talböden leichter verständlich ist als in einem Relief von ursprünglich sehr großen Höhenunterschieden.

10. Eine weitere Folgerung bezieht sich auf die Beständigkeit eines einmal in den Kalkbereich eingeschwemmten aus unlöslichen und wasserundurchlässigen Lockermassen bestehenden Alluvialkörpers. Er besitzt sicherlich große Neigung, am Orte zu bleiben. Wurde er in einer geschlossenen Hohlform zusammengeschwemmt, so ergibt sich dies schon daraus, daß die unterirdischen Gerinne mit ihrem unausgeglichenen, ab- und aufsteigenden Lauf unlösliches Material nicht in größerem Umfang abtransportieren können.

Aber selbst in Hohlformen mit über längere Strecken gleichsinnigem Gefälle muß der Geschiebe- und Sinkstofftransport dadurch beeinträchtigt werden, daß im Kalk in Talformen, deren Boden an sich durch undurchlässige Massen abgedichtet erscheint, immer wieder an den Rändern mit Absitzen von Wasser und dadurch mit einer Minderung der Transportkraft der Gerinne gerechnet werden muß.

11. Erst dann wird solche Alluvialmasse im Karst zu neuer Umlagerung gebracht werden können, wenn sie kräftiger Gefällswirkung ausgesetzt wird. Solches mag z. B. dadurch geschehen, daß im Inneren des Poljebodens etwa durch Einbrechen großer unterirdischer Hohlräume eine bedeutende Vertiefung entsteht, in welche alsdann die Alluvionen hineingespült werden können. Bei solchem Ereignis würde erstens der bisherige Poljeboden seiner wasserundurchlässigen Schutzdecke allmählich verlustig gehen. Zweitens wäre auf dem neuen tieferen Niveau die Entstehung einer neuen Abdichtungssohle zu erwarten, die sich durch Lösungsvorgänge längs der Umrahmung wohl auch randlich über ihren anfänglichen Bereich erweitern könnte.

¹⁴) *Biot, P.*: Essai sur quelques problèmes de morphologie generale. Centro de Est. Geogr. Lisbonne, 1949 S. 84 f.

12. Eine andere Möglichkeit, eine in eine Karsttalung eingeschwemmte Masse lockerer, wasserundurchlässiger Alluvionen ohne grundlegende Klimaänderungen wie etwa die Unwegsammachung der Klüfte im Kalk durch Bodenrost zu neuerlicher Umlagerung zu veranlassen, besteht wohl nur dann, wenn durch Zerschneidung von außen, von unten herauf der die Karsttalung abschließende Riegel oder etwa eine ihrer Seitenwänden durchbrochen wird. In diesem Falle ist zu erwarten, daß die wasserundurchlässige Alluvialschicht nach und nach in die den Alluvialboden zerschneidende Schlucht hineingespült wird. Wie weit sie bei dieser Verschwemmung fortgetragen wird, das müßte sicherlich von den Gefällsverhältnissen und der besonderen Konfiguration der eingreifenden Schlucht abhängen. Enthält diese im Kalkgebiet Stellen, an denen die hineingespülten Lehme sich erneut festsetzen können, so muß es hier wiederum zu einer Abdichtung des Untergrundes und zu flächenhafter Ausbreitung der undurchlässigen Massen mit den übrigen Begleiterscheinungen der Karstebenenbildung kommen.

Durch diese theoretischen Erwägungen soll darauf hingewiesen werden, daß eine einmal in ein Kalkrelief eingeschwemmte Masse lockerer unlöslicher Sedimente gewissermaßen einen Fremdkörper darstellt, welcher wegen der Eigenart des Karstreliefs nicht leicht aus diesem herausgefacht werden kann. Auch bei Umlagerung wird er immer wieder die Tendenz zeigen, seinen Untergrund abzudichten, eine flache Aufschüttungsoberfläche zu bilden und diese durch Lösung randlich zu verbreitern. Die Ursachen solcher Karstverebnungen sind im einzelnen rein örtlicher Natur und stehen in keinem grundsätzlichen Abhängigkeitsverhältnis zur Erosionsbasis oder zum allgemeinen Abtragungsgeschehen in dem betreffenden Kalkgebirge.

13. Im ganzen sehen wir hiernach, daß die Karstebenenbildung der allgemeinen Entwicklungstendenz der Abtragung im Karstgebiet, welche auf eine hydrographische Wegsammachung der Klüfte im Kalk im Bereich oberhalb des Meeresspiegels hinzielt, geradezu entgegenwirkt. Denn durch die Abdichtung des Untergrundes bei der Karstebenenbildung wird das Absinken des Wassers auf ansehnlichen Flächen, welche im Laufe der Entwicklung sogar an Größe zunehmen, zum mindesten verlangsamt. Hiernach dürfte es schwierig sein, die Karstebenenbildung in eine Theorie eines „Karstzyklus“ einzuordnen. Eher könnte sie als durch rein örtliche Ursachen veranlaßt, wichtige, aber nicht vorausberechenbare

Störung eines solchen Karstzyklus aufgefaßt werden.

14. Aus den feuchten Tropen, den wechselfeuchten Tropen mit reichlicher Benetzung und aus den dauernd feuchten und sommerheißen tropennahen Subtropen z. B. Ostasiens ist die Entstehung und aktuelle Weiterbildung von Karstebenen und Karstrandebenen im Niveauzusammenhang mit offenen Gerinnen bekannt geworden. Kürzlich haben *Herbert Lehmann* und *H. von Wissmann* genauer beschrieben, wie solche von sandigtonigen Alluvionen überschüttete Ebenen im Vorfluterniveau sich am Rande und zwischen den Kegelkarst- und Turmkarstgebieten der Großen Antillen von Südchina, von Tonking entwickeln. Dort gibt es anscheinend keine aktuelle Ebenenbildung hoch über dem allgemeinen Niveau der perennierenden offenen Gerinne.

Andererseits ist in den periodisch trockenen Subtropen und in den mittleren Breiten, sofern dort in Kalkgebirgen überhaupt durchlaufende offene Gerinne aufrechterhalten bleiben, ein Nebeneinander kerbtalartiger Schluchten besonders in Durchbruchstalstrecken im Wechsel mit offeneren Talweitungen für das Formenbild bestimmend. Wo nicht etwa durch Sinterausfällung oder ähnliche Erscheinungen örtlich ganz besondere Verhältnisse vorliegen, ist die Karstebenenbildung hier auf die Ausgestaltung beckenartiger Talweitungen beschränkt. Sie scheint vorzugsweise nach Verlust des gleichsinnigen Talgefälles von geschlossenen Hohlformen, in denen sich ein ebener Aufschüttungsboden bildet, auszugehen. Dabei entstehen Poljen und die ihnen verwandten Formen mit mindestens streckenweise scharfer, durch Karstkorrosion geschaffener Grenze zwischen Ebene und umrahmendem Gebirgshang und mit mäßig steilen, inselartigen Auftragungen vom Typus der Humi, aber keine Kegelkarst- oder Turmkarstformen. Diese Entwicklung knüpft sich, wie ausgeführt wurde, an die Anlieferung bzw. das Vorhandensein von zusammengespülten unlöslichen Alluvionen, die als Abdichtungsmittel der Poljeböden dienen, und ist dementsprechend unabhängig vom Niveau der benachbarten unterirdischen Karstgerinne bzw. vom allgemeinen Talniveau in benachbarten Gebieten impermeabler Gesteine. Sie scheint eine Formen- gruppe der Karstlandschaft vorzustellen, welche für die Bereiche verhältnismäßig reiner Kalkgebiete der äquatorferneren Subtropen und der nicht erheblich von Frostbodenerscheinungen beeinflussten Mittelbreiten charakteristisch ist.