

Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen

ALEXANDER TOLLMANN, Wien

Das reizvolle Beginnen, die paläomorphologische Entwicklung der Alpen zu überschauen, kann sich im jüngsten Abschnitt der Entwicklungsgeschichte dieses Gebirges noch auf den morphologischen Befund stützen, den Reste der Talterrassen und der hochgelegenen Altlandschaften bieten. Die älteren Entwicklungsstadien des Vorneogens hingegen sind nur aus der petrographischen Zusammensetzung, der Größe, Abrollung und Schüttungsrichtung noch erhaltener Reste detritärer Ablagerungen und aus anderen geologischen Fakten erschließbar. Trotz dieser indirekten Beweisführung lassen sich heute bereits in großen Zügen Angaben auch über die Entwicklung der Landschaft in diesem älteren Zeitraum machen — für Paläogen, Ober- und Unterkreide und auch noch fernere Zeiten. Allerdings sind aus diesen älteren Etappen die morphologisch auswertbaren Dokumente spärlich und vor allem bei weitem noch nicht ausgeschöpft; sie sind erst in geringem Umfang systematisch untersucht worden.

Eine Vorstellung von den Oberflächenformen in der Frühgeschichte der alpinen Entwicklung zu gewinnen, ist auch deshalb besonders interessant, weil hier ein unmittelbares Ineinandergreifen von tektonischen Vorgängen und erosiv geschaffenen Altlandschaften vorliegt — sodaß z. B. mit Sicherheit noch Deckenüberschiebungen über Erosionsreliefs nachgewiesen werden können, etwa am Beispiel des letzten Vorstoßes der Kalkalpen über Flysch und Helvetikum.

Oder es begegnet uns der Fall, daß in ein- und demselben Zeitraum sich im Inneren der Alpen über einem bereits konsolidierten Deckenland eine Altlandschaft bildet, während daneben in den Randzonen bis weit ins Alttertiär hinein noch Geosynklinalstadium herrscht, dort also noch nicht einmal das Orogenstadium als Voraussetzung der späteren morphologischen Entwicklung erreicht war. Dieses Nebeneinander verschiedener Stadien in Kreide und Alttertiär in dem derzeit möglichen Maß zu erfassen sowie die Hauptlinien der späteren Individualisierung der Landschaft zu zeigen, ist Zweck dieser Zeilen. Es soll trotz aller noch vorhandener Lückenhaftigkeit eine erste Bilanz über die derzeit erkennbaren paläogeographischen Entwicklungszüge der Alpen seit dem frühen Stadium aus der geologischen Sicht gegeben werden.

Die paläogeographische Situation von der Trias bis zum Neokom

Obgleich für längere Zeit beständige Altlandschaften sich erst ab den Zwischenzeiten zwischen den gebirgsbildenden Phasen in der Kreide entfalteten, soll der Blick zunächst kurz zurückgerichtet werden auf die Vorgeschichte der Orogenese und den Status der Alpen zu dieser Zeit.

In der *Trias* hatte die gegenüber heute mehr als dreimal so breite (600 km) Region der Ostalpen überwiegend Flachmeergebiet dargestellt, mit meist überraschend geringen Meerestiefen. Wir wissen, daß die vom penninischen, zentralalpiner und dem einst ganz zuinnerst gelegenen kalkalpinen Gebiet bekannten mitteltriadischen Dolomit- und Kalkalgenriffe und deren Aufarbeitungsmaterial in ganz seichtem, nur etliche Meter bis Zehnermeter tiefem Meer entstanden sind. Der seichte bis extrem seichte Meerescharakter während des Karn ist erst jüngst wieder anhand von eingehenden Studien der Sedimente dieser Stufe im Raum der westlichen Kalkalpen erwiesen worden (G. SCHULER 1967, S. 3, S. 41). Wir haben ferner erkannt, daß der Hauptdolomit eine Bildung ganz flachen Meeres darstellt, seitdem jüngst in den Engadiner Dolomiten Saurierfährten auf den Schichtoberflächen gefunden worden sind. Durch die vorbildlichen Untersuchungen von A. G. FISCHER (1964) und ähnlich H. ZANKL (1967) u. a. haben wir erfahren, daß das an Bedeutung nächste Hauptgestein der Obertrias, der geschichtete Dachsteinkalk, durch wiederholtes Auftauchen des flachen Meeresbodens über den Meeresspiegel seine Schichtung erfuhr. Von den Dachsteinriffkalken ist der Seichtwassercharakter ja ohnedies seit alters bekannt. Aber auch die Hallstätterkalken, früher als Bildungen der Tiefe gedacht, sind durch gelegentliche Verzahnung mit dem Dachsteinriffkalk als durchaus seichte, vielleicht im Hunderter-Meter-Tiefenbereich entstandene Bildungen zu betrachten.

Das paläogeographische Hauptmerkmal im Jura stellt in den Ostalpen die Verlagerung des nunmehr tiefer absinkenden Meeresbodens aus der südlich gelegenen, kalkalpinen, inneren Zone des Troges gegen außen, gegen das Vorland dar. Die rascheste Absenkung erfolgte ab Lias im penninischen Trog. In der nördlichen Randzone, der sich erst formierenden Grestener Zone, wurde ab Lias altes Festlandsgebiet erstmalig überschwemmt. Südlich der durch das Pennin markierten Senkungs-Hauptachse waren aber auch das zentralalpine Gebiet und noch der Nordteil der nachmaligen Nordkalkalpen bedeutende Senkungswannen. Nur das Hochstegen-Briançonnais zwischen Pennin-Haupttrog und Grestener Zone hielt sich bis zum Oberjura als breiter, über den Seespiegel aufragender Rücken, von dem die durch flächenmäßige Erosion entstandenen Detritusmassen noch in der einst südlich angrenzenden Brennkogelfazies des Pennin nachzuweisen sind.

Die kalkhochalpine Region aber scheint in zahlreichen flachen Aufwölbungen zu Beginn des Lias aufgetaucht gewesen zu sein. In dieser Zeit bildete sich auf der Dachsteinkalkoberfläche ein erstes Relief. Hierlitzkalken des Lias beta sind vielfach in die Karsthohlformen dieses Reliefs eingelagert worden und treten heute exhumiert wieder zutage. Es steht noch zur Diskussion, ob dieses Relief wirklich auf trockengelegter, über den Meeresspiegel gehobener Oberfläche angelegt worden ist. Dafür spricht sehr das Auftreten von tiefen, durch die Plombierung mit rotem Liaskalk markierten und erhaltenen Dolinen auf dieser Dachsteinkalkoberfläche. Während etwa das Aufreißen von Spalten aus tektonischen Ursachen natürlich auch unter Meeresbedeckung möglich ist, sind solche Lösungsformen in Form von Trichtern und Schlotten wohl nicht am Meeresboden entstanden. Gerade auch der jüngst erbrachte Nachweis des wiederholten Auftauchens der Dachsteinkalke über die Meeresoberfläche schon zur Zeit ihrer Bildung läßt eine solche Heraushebung an der Trias-Liaswende leicht verstehen. Eine ganz ähnliche Situation ergab sich wiederum zu Beginn des Dogger.

Es ist beachtlich, wie lange innerhalb des Jura sich die schon in der Obertrias angelegten Schwellen- und Muldenzonen der Kalkalpen erhalten haben. Die in Längsrichtung orientierten Schwellen oder auch größeren Stöcke gaben durch ihr wiederholtes Auftauchen über den Meeresspiegel Anlaß zu sehr lückenhafter Sedimentation, während in den Kanalzonen dazwischen kontinuierlich archipelartig Meeresbedeckung vorhanden war (A. TOLLMANN 1966, S. 50).

Mit dem höheren Jura und zunehmend im tieferen und mittleren Neokom tritt zufolge der an Stärke zunehmenden Bewegungsphasen eine deutliche Änderung in der Konfiguration des Gesamttraumes ein. Neue Schwellenzonen erheben sich über den Meeresspiegel. Nördlich der penninischen und zwischen der penninischen und unterostalpinen Region muß in dieser Zeit z. B. eine beträchtliche Masse der subaerischen Erosion zugänglich geworden sein, da z. B. die penninischen jurassischen Serien ein bedeutendes Abtragungsgebiet erfordern oder auch die Schwarzeckbrekzie und ihre unterostalpinen Äquivalente von bedeutenden Grauwacken- und Sandsteinserien begleitet werden, die zuletzt gänzlich aus aufgearbeitetem Kristallinmaterial bestehen. Für die Lieferung des detritischen Materials von diesen Schwellenzonen wird man aber nicht Flußsysteme verantwortlich machen müssen, hingegen wurde sicherlich bei dem damals herrschenden tropischen Klima durch tiefgründige Verwitterung eine große Menge Materials bereitgestellt, das durch im semiariden Bereich periodisch auftretende Schichtfluten leicht abgespült werden konnte.

Das zweite, in dieser Zeit in Erscheinung tretende Phänomen ist die Bildung von bedeutenden Gleitmassen, die zur Zeit dieser orogenetischen Vorphasen in Bewegung kamen und auf dem geneigten Meeressboden dann in größere Tiefen abglitten. Das Liefergebiet dieser Gleitmassen muß aber im Gegensatz zu dem des Detritus theoretisch nicht über den Meeresspiegel gehoben worden sein. Die Erscheinung dieser Gleitschollen setzt zuerst in großem Umfang in den innersten Zonen der Ostalpen ein. Frühe Beispiele (Dogger?) liefern die Großschollen aus der Hallstätter- und Dachsteinkalkfazies, die in den mitteljurassischen (?) Strubberschichten des Lammertales einsedimentiert sind (V. HÖCK u. W. SCHLAGER 1964, S. 229) und die zufolge der südlichen Heimat des Hallstätter Streifens einen mehrere km langen Weg über eine Strecke von der Breite des Tennengebirges zurückgelegt haben müssen. Aus dem Oberjura seien die drei eindrucksvollsten Beispiele für das Gleitschollenphänomen in den Kalkalpen angeführt: Die noch im Verband gebliebene, während der Gleitung verfaltete Masse im Sonnwendgebirge (F. WÄHNER 1903, S. 155 und zahlreiche spätere Autoren), die Gleitschollenschüttung im tieferen Malm der Tauglbodenschichten der Osterhorngruppe (M. SCHLAGER 1960, S. 7) und die hausgroßen Gleitblöcke in den Oberalmer Schichten im Norden des Hohen Göll (J. KÜHNEL 1929, S. 474).

Daß zur Zeit dieser jungkimmerischen Phase innerhalb des Malm tatsächlich auch weite Strecken der kalkalpinen Region landfest waren und der Abtragung anheimfielen, zeigt die diskordante Auflagerung der Plassenkalke und anderer tithon-neokomer Schichten einschließlich der Aptychenkalke über verschiedenem Untergrund bis auf obertriadischen Dolomit und Kalk (A. TOLLMANN 1965 a, S. 496 ff.). Die Gleitschollenbildung hält in den Kalkalpen bis zum Barrème an, wie die bekannten Beispiele der Roßfeldschichten des Roßfeld südlich von Salzburg und von Ischl zeigen. Von dieser Zeit (austro-

alpine Phase) an setzt in den Ostalpen die Deckenbildung ein, durch die die paläogeographische Situation völlig neu gestaltet wird.

Auch in anderen, ursprünglich nördlicher gelegenen Einheiten der Ostalpen vollzieht sich in der Zeit des Oberjura-Neokom das gleiche Geschehen: Auftauchen von flächenmäßig Detritus liefernden langgestreckten Schwellen und Losreißen von Großschollen durch intensive Erdbebentätigkeit, die in die benachbarten Tröge gleiten. Ein Musterbeispiel hierfür bieten die unterostalpinen Brekzien, die unter diesem Gesichtspunkt vom Verfasser 1966, S. 48—60 näher besprochen worden sind.

Die Entwicklung der Ostalpen in der Kreide

Während die randlichen Trogzonen im Nordteil der Ostalpen sowie der westlichste Abschnitt der Ostalpen im Grenzgebiet gegen die Schweiz erst im Tertiär in die Orogenese einbezogen wurden und demnach dort erst damals die Voraussetzung zur Entstehung langlebiger Altlandschaften gegeben war, erfuhren die zentralen Teile des Mittel- und Ostabschnittes dieses Gebirges bereits in der Kreide ihre grundsätzliche tektonische Formung, sodaß sich hier bereits ab der Kreide ausgedehnte, über lange Zeiträume erhalten bleibende Reliefs bilden konnten, die z. T. auf Grund von Indizien ermittelt werden können.

Der unbekannteste Abschnitt in der Gesamtentwicklung der Ostalpen ist die paläogeographische Situation in der höheren Unterkreide. Eigenartig ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß in etlichen großen Deckensystemen (besonders Unter- und Mittelostalpin), in denen — erwiesen durch noch erhaltene, über 1000 m mächtige Reste mariner mesozoischer Serien — ursprünglich eine mächtige Sedimentdecke vorhanden war, diese heute an den Überschiebungsflächen weitgehend fehlt. Naheliegender wäre daher die Annahme, daß in der höheren Unterkreide noch vor dem Einsetzen der Großüberschiebungen Großteile der zentralalpiner Zonen landfest geworden und starker Abtragung ausgesetzt gewesen seien. Es fehlen aber korrelierte Schuttmassen aus dieser Zeit. Hinzu kommt, daß in den Kalkvorlpen im Abschnitt der Weyerer Bögen (Vortrag H. KOLLMANN, Geol. B.-A. Wien, Feber 1968) durchlaufende Sedimentprofile von der Kreidebasis bis zum Cenoman vorhanden sind, also bis zur Zeit, in der die Kalkalpen die Zentralzone bereits in der Hauptsache überschoben hatten (s. u.). Die Überschiebung war demnach offenbar unter Meeresbedeckung vor sich gegangen. Das Fehlen großer Teile der Sedimentmäntel der zentralalpiner Decken kann demnach doch eher durch tektonische Abscherung und Anschoppung im Stirngebiet — etwa tief unter der heutigen Grauwackenzone — als durch Trockenlegung und Abtragung erklärt werden. Dieses hier von den Ostalpen beschriebene Phänomen der Entfernung großer Sedimentgesteinsspakete bei den Hauptüberschiebungen ist übrigens eine in zahlreichen Gebirgen beobachtbare und bisher nirgends befriedigend erklärte Erscheinung.

Wesentlich besser bekannt — wenn auch noch bis jüngst umstritten — ist das Entwicklungsstadium der Ostalpen in der mittleren Kreide und zur Gosauzeit. Hier stand die Frage zur Debatte, ob im mittleren und östlichen zentralen Abschnitt der Ostalpen das heute im Tauern-, Semmering- und Wechsel Fenster sichtbare System tieferer Decken (Pennin, Unterostalpin) bereits von den höheren Decken überschoben und verdeckt war, ob die Kalkalpen bereits bis nördlich vom Tauerngebiet vorgeschoben worden waren

und sich so dahinter etwa bereits eine erste Aufwölbung des zentralen Rückgrates der Alpen entwickeln konnte.

Das Problem ist komplex. Wir sind bisher nur auf indirekte Beweisführung angewiesen. Hier ist es nur möglich, die Hauptargumente zu dieser wesentlichen Frage in äußerst knapper Form darzulegen, um zu zeigen, daß heute bereits eine fundierte Antwort auf diese Frage möglich ist. Das erste Faktum, das uns grundsätzlich auf einen alten, vorgosauischen Deckenbau in den zentralen Teilen der Alpen aufmerksam macht, ist die stets stark diskordant über die Grenzen der kalkalpinen Decken hinweggreifende Gosau, die außerdem erst nach einer der Deckenbildung folgenden sehr langen Zeit der Erosion abgelagert worden war: In manchen über Deckengrenzen reichenden großen Gosaubecken wurde die gesamte mesozoische Schichtfolge der höheren Decke des nachmaligen Sockels bis auf die Werfener Schiefer abgetragen, über denen dann direkt die Gosau auflagert (A. TOLLMANN 1967, S. 715 ff.). Bestimmte Gosauvorkommen in den Zentralalpen zeigen ferner an, daß die Überschiebung von Oberostalpin auf Mittelostalpin schon vorher erfolgt war (Kainacher Gosau, Gosau bei Lavamünd und noch südlichere, bis auf Werfener Schichten des Oberostalpin hinabgreifende Reste). Gosau, die diskordant auf Unterostalpin oder Pennin auflagert, gibt es in den Ostalpen nicht — sonst wäre ja die Diskussion dieses Problems hinfällig. Trotz einer derartigen Lagerung der Gosau ließe sich noch geltend machen, daß sich der Deckenbau innerhalb des Ostalpins vorgosauisch südlich vom Pennin vollzogen habe, diese Masse als ganzes, en bloc, aber erst nachkretazisch im Alttertiär über das Tauerngebiet und die äquivalenten Regionen überschoben worden sei (R. OBERHAUSER 1964, S. 47 ff., E. CLAR 1965, S. 30). Gesteine der Oberkreide oder des Paläozäns sind im Semmering-Wechsel-Fenster nicht vorhanden, im Tauernfenster nicht nachzuweisen gewesen — was aber allein ihr Vorhandensein in letzterem theoretisch nicht ausschließt. Allerdings sollte die Auflagerung von fossilführendem, nicht metamorphem Obereozän auf bereits tief abgetragenen unterostalpinen Decken im Semmeringsystem (Leithagebirgs-Weststrand u. a.) zu denken geben, und nicht im positionsmäßig vergleichbaren Tauernfenster die Überschiebung erst an die Wende von Eozän zum Oligozän gelegt werden (R. OBERHAUSER 1964, S. 49, Abb. 2).

1960 (Geol. Rdsch., S. 511) gelang es aber, ein entscheidendes Argument im Hinblick auf die Frage der Position der Kalkalpen in der Oberkreide aufzudecken: Nach dem plötzlichen massenhaften Auftauchen von exotischen Gergollen besonderer Art in den Serien im Stirnbereich der kalkalpinen Decken ab Alb-Cenoman, mußten die Kalkalpen so weit vorgeschoben worden sein, daß sie in das Liefergebiet eines charakteristisch zusammengesetzten, heute an der Oberfläche nicht mehr vorhandenen Rückens gelangt waren. Diese in den Kalkalpen — im großen gesehen — von Norden her eingeschütteten Exotika bestehen vorwiegend aus sauren Erguß- und Tiefengesteinen (Quarzporphyr, Granit), ferner aus basischen Eruptiva, rotem (Perm?-)Sandstein und metamorphen Gesteinen. Der Chromit-Zirkon-Reichtum im Schwermineralspektrum entspricht dem Reichtum an basischen und sauren Eruptiva. Wo in den Zentralalpen die tieferen Einheiten aufgeschlossen sind, erkennt man, daß bis zur relativ autochthonen Einheit der Zentralgneiskerne im Pennin und Unterostalpin — dessen Serien in letzter Zeit genau bekannt geworden sind — nirgends eine Zone solcher Zusammensetzung vorhanden ist. Hingegen kennt

man seit langem die Fortsetzung der Schüttung dieser Exotika im Osten, wo sich die Position der streichenden Fortsetzung dieses Rückens in den Westkarpaten lokalisieren läßt: Dort ist der gegen Norden geschüttete Anteil der Gerölle in den Pieniden erhalten (wie ich mich selbst überzeugen konnte), so daß man dort den Rücken als ultrapienidisch, also am Südrand der breiten Externzone, aber noch nördlich des zentralkarpatischen Deckenlandes gelegen, rekonstruieren kann. Da sich die fazielle Fortsetzung der Pieniden in der Grestener Fazieszone der Ostalpen findet, war bereits 1934 durch F. TRAUTH (1934, S. 98) als Stellung dieses exotikaliefernden „Ultrapienidischen Rückens“ in den Ostalpen die Zone S des Grestener Faziestroges angenommen worden. Eine eingehendere Begründung für die Einordnung wurde vom Verfasser 1966 (S. 27—37) gegeben.

Inzwischen sind drei weitere gewichtige Hinweise für die Position des zur cenomanen Fixierung der Lage der Kalkalpenfront so wesentlichen Ultrapienidischen Rückens gefunden worden. 1. konnte G. LAUER (Mitteilung bei A. TOLLMANN 1965 b, S. 478) innerhalb des Grestener Lias (!) der Grestener Zone im Hinterholzgraben bei Ybbsitz große, sedimentär eingelagerte Gerölle der aus den Cenoman-Exotika bekannten Granittype finden — wiederum der Hinweis auf die externe Lage des Rückens, der gleiche Zusammensetzung wie der Sockel der angrenzenden Grestener Zone aufwies. 2. hat G. LAUER (1968) die alte Beobachtung von F. TRAUTH (1928; 1934, S. 98) im Raume Ybbsitz/N.-Ö., bestätigt, daß unter den Exotika des (den Kalkalpen angehörigen) Randcenomans tatsächlich auch Gerölle echter Grestener Schichten, sogar von Kohlestückchen begleitet, gemeinsam mit Massen von kalkalpinen Geröllen, vorhanden sind. Diesen Umstand muß man nun als wirklichen Beweis erachten für die Nachbarschaft der Kalkalpen zur Zeit des Cenomans mit der Grestener Fazieszone (deren Sedimentreste also noch auf dem angrenzenden, später als Ultrapienidischer Rücken herausgehobenen Südstreifen vorhanden waren). 3. hat Frau Dr. G. WOLETZ jüngst (Vortrag Geol. B.-A., Wien, Feber 1968) aus der kalkalpinen Cenoman-Randzone Österreichs im Abschnitt Walsberg bei Salzburg im Schwermineralspektrum neben den schon bekannten Leitmineralien Chromit, Zirkon, (Granat) noch als auffällige Akzessorien Chloritoid und Glaucophan bekannt gemacht, ganz das gleiche Phänomen aber auch in Alb-Cenoman der Maniner Serie der Westkarpaten entdeckt (Chromit, Zirkon, Granat und als seltener Gast Chloritoid und Glaucophan). Auch dieses Ergebnis kann nur als weiterer Hinweis auf die cenomane Nachbarschaft dieser beiden Räume zum Ultrapienidischen Rücken gewertet werden, wodurch aber wiederum durch die relativ autochthone Lage der Maninzone am Südrand der Externiden die Position des Ultrapienidischen Rückens ermittelt werden kann.

Auch als Ergebnis all dieser jüngsten Beobachtungen läßt sich nur betonen: Für die Annahme, daß die Kalkalpenstirn in der Oberkreide ab Alb/Cenoman etwa gerade mitten auf der penninischen Schieferhülle oder südlich des Pennin oder noch weiter im Süden (auf Unterostalpin) gelegen war, läßt sich aus den Geröllen im kalkalpinen Alb-Cenoman, die sicher nicht aus den sehr gut bekannten Schichtfolgen im Pennin und Unterostalpin stammen, keinerlei Hinweis erbringen. Hingegen sprechen die im Cenoman und auch noch in der Gosau massenhaft anzutreffenden eigenartigen exotischen Komponenten und Grestener Gerölle der Kalkalpen klar für die Nachbarschaft eines an die Grestener Zone gebundenen Abtragungsgebietes, das nördlich und außerhalb

der Zentralalpen gelegen war. Weder die Quarzporphyrmassen noch die charakteristischen Granittypen, vor allem aber nicht die in den Ostalpen ausschließlich in der Grestener Randzone vorhandenen kohlehaltigen, feldspatreichen Grestener Arkosen, gestatten Pennin oder Unterostalpin als Liefergebiet ins Auge zu fassen. Unvoreingenommen läßt sich aus diesen Daten nur die Nachbarschaft von Kalkalpen und Externzone im Cenoman ableiten — zu deuten entweder als Autochthone der Kalkalpen — wie dies früher in konsequenter Weise W. DEL-NEGRO (1941, S. 35) vorgenommen hatte, oder aber durch einen vorcenomanen Fernschub der Kalkalpen über alle zentralalpiner Einheiten hinweg — wenn man die Flyschfenster, die Tiefbohrung Urmannsau u. a. mit berücksichtigt.

Das für das Gesamtverständnis der paläogeographischen Situation in der Kreide so wesentliche Problem der Stellung der Kalkalpen wurde deshalb etwas ausführlicher behandelt, da die Lösung der Frage die Basis für weitere Überlegungen bildet. Nun erst können wir uns den Einzelheiten in der Entwicklung während der mittleren und oberen Kreide zuwenden.

Für die mittlere Kreide läßt sich nur ganz im Süden (Lienzer Dolomiten, R. OBERHAUSER 1963, S. 24) ein marines Alb nachweisen, während über die Zentralalpen sonst keine Aussage möglich ist. Der Südteil der Nördlichen Kalkalpen aber war offensichtlich über dem Meeresspiegel gelegen gewesen. Erst im kalkvoralpinen Gebiet — das, wie erwähnt, nördlich der Tauern lag — befand sich eine vom Meer erfüllte Rinne, in die der Schutt von dem nördlich davon aufragenden breiten Ultrapienidischen Rücken abgeführt wurde. Noch weiter im Norden erstreckte sich wiederum zusammenhängende Meeresfläche — zunächst die breite, etliche tausend Meter tiefe Flyschrinne, dann noch die nördlich davon befindliche Schelfplattform mit der Buntmergelsedimentation (Helvetikum s. l.). Nur im westlichsten Teil der Ostalpen griff das Meer so wie in den Westalpen noch weit ins Innere gegen Süden vor.

Eine Heraushebung einer zentralalpiner Kristallinzone läßt sich für diese Zeit noch nicht nachweisen, da keine entsprechende Schüttung in den cenomanen kalk(vor)alpinen Serien festzustellen ist. Im trockenliegenden Hauptteil der Kalkalpen hingegen (mittlere und südliche Zone) wirkte seit der mittleren Kreide bis zur Transgression zu Beginn des Senon kräftige Abtragung — vom westlichsten Teil der Kalkalpen abgesehen. Die weit vorgosauisch gebildeten kalkhochalpinen Decken wurden in dieser Erosionsperiode vielfach stark angenagt, die Stirnränder erosiv in Schollen und Klippen aufgelöst. Ein weiterer Deckenschub in der mediterranen Phase (Turon), der offenbar die voralpinen Decken schuf, gestaltete die weiterhin trockenliegende Landschaft der Kalkalpen neu. Lokale Becken entstanden (durch Süß- und Brackwasserablagerungen des Oberturon nachzuweisen), Bauxit wurde gebildet, der mancherorts im Liegenden der Gosautransgressionsserien anzutreffen ist (R. OBERHAUSER 1963, S. 64).

Zu Beginn der Gosau und während dieser Zeit hält die Bodenunruhe, die ja im Turon einen Höhepunkt erreicht hatte, in den sogenannten subherzynischen Phasen weiterhin in gemäßigerer Form an. In dieser Zeit der Gosau (Coniac bis über das Ende der Kreide hinaus) setzt neben lokalen Bewegungen eine regionale, aber nicht vollständige Überflutung des Gesamttraumes der Zentralalpen und Kalkalpen ein. Neuerdings wurde vielfach deutlich, daß die Ausdehnung des Gosaaumeeres bei weitem die heute sichtbare Verbreitung der

Gosauschichten übertraf. Es muß aber dennoch betont werden, daß das Gosaumeer die Ostalpen nicht einheitlich überflutete, sondern sich damals hier eine Archipel­landschaft entwickelt hatte. Einzelne Senken bildeten sich aus tektonischen Ursachen zu ganz verschiedenen Zeiten innerhalb der Gosau, sodaß die Meerestransgression sehr individuelle Formen annahm (O. KÜHN 1947, S. 189): In den westlicheren Gosaubecken setzt die Sedimentation meist schon mit Unter- oder Ober-Coniac ein, in den östlichen Becken häufig erst im Santon (z. B. Neue Welt, Gießhübler Gosau) bzw. sogar erst im Maastricht (Höllensteinzug bei Wien, Ausweitung des Gießhübler Beckens gegen NW — B. PLÖCHINGER 1964, Taf. 1). Dazwischen lag räumlich und zeitlich eine Insel- und Halbinsellandschaft mit offenbar bedeutender Reliefenergie, wie die oft sehr mächtige und rasche Schüttung von grobem Material aus nächster Nähe des Beckens anzeigt. Eine in weiten Regionen der heutigen Kalkalpen spürbare kurzfristige leichte Hebung zur Zeit der Wernigeröder Phase (Wende Santon-Campan bzw. Untercampan) führte vielfach zu Regressionen in Teilbuchten des Gosaumeeres, sodaß brackisch-limnische, kohlenführende Serien zur Ausbildung gelangten.

Daß zur Zeit der unteren Gosau die Zentralalpen noch nicht aufgewölbt, sondern wie die Nördlichen Kalkalpen zum Großteil überflutet waren, zeigt die Verbreitung von Gosausedimentresten in dem breiten, nicht allzustark gehobenen und weniger abgetragenen steirisch-kärntnerischen Teil der Zentralzone und erweist ferner das Vorkommen von Gosaugeröllen mit typischen Makrofossilien im Radstädter Tertiär (freundliche Mitteilung von Prof. H. HAGN), das ja nach den begleitenden Komponenten von der Zentralzone her (Niedere Tauern, Radstädter Tauern) beliefert wurde.

Ein wesentlicher Umschwung der paläogeographischen Gegebenheiten vollzog sich noch innerhalb der Gosau, u. zw. in der mittleren Gosau ab Mittelcampan. Diese Umstellung kann heute aus der Änderung der Materialschüttung im Makro- und Mikro-Bereich in Kombination mit dem Schicksal der zentralalpinen Gosau rekonstruiert werden. 1966 (S. 87) konnte der Verfasser auf dieser Basis erstmalig die früheste generelle Aufwölbung der Zentralalpen zur Zeit der höheren Gosau erschließen. In der tieferen Gosau war noch in gleicher Art wie im Cenoman das tektonisch im Norden angrenzende ultrapienidische Schwellengebiet Ursprungsland der an Eruptiva reichen, in das Gosaumeer eingeschütteten Exotika. Die von G. WOLETZ (1963, S. 91) untersuchten Schwermineralspektren der tieferen Gosau zeigen in Übereinstimmung mit dem Befund der Gerölle noch eine ähnliche Chromit-Zirkon-Vormacht wie im Cenoman. Die Ressenphase an der Wende Unter/Ober-Campan leitete eine Umstellung ein, die zuerst im Schwermineralegehalt erfaßbar wird: ab nun dominieren granatreiche Assoziationen, die von metamorphen Schiefen abzuleiten sind. Bald darauf wird auch in der Geröllführung der höheren Gosau das Vorherrschen von Phylliten und kristallinen Schiefen sichtbar, worauf besonders E. SPENGLER mehrfach verwiesen hat. Diese Schüttung kann am besten aus einem sich heraushebenden zentralalpinen Gebiet abgeleitet werden. Tatsächlich endet die Serie der zentralalpinen Gosau entweder mit höherem Campan oder unterstem Maastricht bzw. es stellt sich eine Schichtlücke bis in das Alttertiär ein (über der Krappfelder Gosau in Kärnten setzt nach einem fossilieeren Tonhorizont über großer Schichtlücke erst wieder unterstes Eozän marin ein).

Nördlich der Kalkalpen aber verschwindet zumindest mit der mittleren Gosau der Ultrapienidische Rücken durch Abtauchen unter den Meeresspiegel und es erstreckt sich unmittelbar vor dem Gosauarchipel-Gebiet der Flyschtrogl und die Flachsee am Schelf der Böhmisches Masse.

7. Der tertiäre Zyklus

Die Archipel-Landschaft, die in den Nördlichen Kalkalpen auch nach der ersten Herauswölbung der Zentralzone zur Zeit der oberen Gosau weiterhin Bestand hatte, blieb in ähnlicher, nur leicht abgewandelter Art auch während des Paleozäns und Unter- bis Mittel-Eozäns bestehen. Genau so unterschiedlich, wie die Mariningression in die einzelnen, lokal absinkenden Gosaubecken eindrang, zog sich die Meeresbedeckung aus den einzelnen „Gosaubecken“ wieder zurück: während in den Tiroler Gosaubecken und etlichen großen östlicheren Gosaulden nachkretazische Sedimente fehlen, sind marine Serien im Becken von Gosau, Grünbach und Gießhübl bis Paleozän, im Gamser Becken bis Ypres, im Eiberger Becken bis Lutet und — als einzige Ausnahme — im Salzburg-Reichenhaller Becken noch bis ins Ledien vorhanden. Da die Serien mancher Becken durch Einfaltung oder Überschuppung ganz gut gegen Abtragung geschützt sind, ist das verschiedenzeitliche Enden wohl nicht nur auf spätere Erosionswirkung zurückzuführen. Hingegen spricht Fazies und Umfang auch noch für eine bestimmte Individualität der Muldenzonen im Alttertiär. Die Schüttung von Kristallinschiefer-Detritus aus dem zentralalpinen Hoch hält auch noch im Dan (Zwieselalmschichten des Gosaubeckens) und im Hauptteil des Paleozän an („Breccien-Sandstein-Komplex“ mit Phyllitdetritus im Gamser Becken, durch Nummuliten des Ilerd eingestuft — H. KOLLMANN 1963, S. 203).

Die erste bedeutende paläogeographische Umstellung im Tertiär wurde durch den illyrisch-pyrenäischen Phasenzyklus bedingt. Zu Beginn des Obereozäns (illyrische Phase) dringt das Meer von Osten her in den zentralalpinen Raum vor: Reste mariner Serien sind bei Wimpassing am Leithagebirge, bei Kirchberg am Wechsel (noch sekundär gering umgelagert) und bei Willendorf im südlichsten Teil des Wiener Beckens erhalten. Die Hauptumstellung aber tritt mit der pyrenäischen Phase zu Ende des Eozäns ein. Zu dieser Zeit wird der gesamte Flysch- und Helvetikumsedimentationsraum nördlich der Kalkalpen endgültig Festland, die Restgeosynklinale wird ab Obereozän sozusagen auf den verbleibenden Molassesaum im N abgedrängt. Die Ursache für die Aufpressung von Flysch und Helvetikum scheint in dem abermaligen Vorrücken der ostalpinen Deckenmasse als Ganzes zu liegen. In den Kalkalpen stellen sich nun lokale nordvergente und — besonders im Südtail — südvergente Aufschuppungen geringer Förderweite in Form der „nachgosauischen Nachbewegungen“ der Decken ein. Das Ergebnis all dieser Bewegungen der pyrenäischen Phase an der Wende von Eozän zum Oligozän ist demnach ein zweifaches: 1. Generelle Trockenlegung von Kalkalpen, Flysch und Helvetikum — wobei die beiden letztgenannten Zonen nachweislich noch in wesentlich größerer Breite freilagen als später, 2. Verstärktes Herausheben der Zentralalpen nach ihrer ersten Erhebung in der höheren Gosau und im Paleozän und ihrem partiellen Rücksinken während des Eozäns.

Durch diese gewaltige Umstellung zu Beginn des Oligozäns war demnach erstmalig und zugleich auch endgültig das gesamte alpine Gebiet mit Ausnahme der Molassezone und der von ihr ausgehenden Unterinntalbuch (sowie später der jungen Einbruchsbecken am Ostrand) in einem das heutige Ausmaß an Fläche noch übersteigendem Maß trockengelegt worden. Während des Oligozäns vollzog sich — ungestört von orogenetischen Phasen — eine lange und ruhige Entwicklung, in der es zur Ausbildung der „Augensteinlandschaft“ kam.

Für die Alterseinstufung der Augensteinlandschaft liegt eine Reihe alter und neuer Beobachtungen vor, deren Kombination 1964 (S. 241) neue Aspekte zutage gebracht hatte, die 1966 (S. 108—114) des näheren beleuchtet worden sind. In Zusammenfassung des dort Ausgeführten ist Folgendes hervorzuheben.

Augensteine — im Sinne von G. GÖTZINGER 1913 als Zeugen von Flüssen, die Schottermaterial aus den Zentralalpen in das Gebiet der Kalkalpen verfrachteten — wurden erstmalig von F. SIMONY (1851, S. 159) vom Dachsteinplateau beschrieben und in der Folge durch zahlreiche Autoren aus vielen Abschnitten der östlichen und mittleren Kalkhochalpen bekannt. Ihre altersmäßige Einstufung fußt auf der Erklärung von E. v. MOJSISOVIC (1889, S. 15), daß die Augensteine als Relikte einer Schotter- und Konglomeratdecke zu betrachten seien, von der ausgedehnte Reste noch in Form des tief eingesenkten „Ennstalertiärs“ erhalten seien. Diese Meinung wurde durch die Entdeckung des Hieflauer Tertiärs durch J. STINY 1919 bestätigt, an dem A. WINKLER (1928, S. 203) den seitlichen Übergang in die Augensteinfelder glaubhaft dargelegt hat. Einwände, daß es sich bei diesen Schottern zum guten Teil um umgelagertes detritäres Material aus kalkalpinen Schichten — namentlich von Gosaukonglomeraten — handle (F. MACHATSCHKEK 1922, S. 266 u. a.) konnten auf Grund der Zusammensetzung wiedererkennbarer, aus der Grauwackenzone (A. TOLLMANN 1960, S. 115) oder den Zentralalpen stammenden typischen Geröllen widerlegt werden. In neuerer Zeit wurden Augensteine aus den westlicheren Regionen der Nördlichen Kalkalpen (H. PICHLER 1962, S. 388: Karwendel, Mieminger- und Wettersteingebirge), aus den Südlichen Kalkalpen (F. KAHLER 1941, S. 63 ff., E. CZERMAK 1951, S. 35: Gailtaler Alpen, Hochobir, Steiner Alpen), dem Grazer Paläozoikum (Hochlantsch — A. WINKLER nach H. P. CORNELIUS 1950, S. 162) und aus den Zentralalpen selbst (Grebzenen — H. P. CORNELIUS 1950, S. 162) bekannt.

Das Alter dieser die nördliche und südliche Abdachung der Ostalpen überziehenden Schotterfächer sowie jenes der zugehörigen, nicht mehr erhaltenen Flachlandschaft, die — nach ersten Hinweisen von E. BRÜCKNER — durch N. LICHTENECKER 1923 als „Augensteinlandschaft“ bezeichnet worden war, wurde, wie erwähnt, dem des Ennstalertiärs gleichgesetzt. Letzteres aber war und ist trotz aller Bemühungen auf Grund der bisherigen Fossilfunde (Pflanzen, Pollen) im wesentlichen nur als ungefähr altmiozän — von manchen Autoren auch als Oligozän (C. DIENER 1903, S. 381) — einzustufen gewesen; die Angaben der verschiedenen Autoren bzw. auch derselben Forscher (z. B. A. WINKLER-HERMADEN 1928, S. 219; 1950, S. 265; 1957, S. 688) schwanken im wesentlichen zwischen Aquitan, Burdigal und zuletzt Unterhelvet. Eine Zusammenstellung über die Anhaltspunkte betreffs des Alters des Ennstalertiärs wurde zuletzt von A. TOLLMANN u. E. KRISTAN-TOLLMANN 1962, S. 338 u. 346 gegeben.

Auf der Basis des Vergleiches der Augensteinschotter mit dem bisher selbst schlecht einstuftbaren Ennstaltertär war das Alter der Augensteinlandschaft offenbar nicht näher zu determinieren. Aus diesem Grunde habe ich nach der anderen naheliegenden, schon früh durch A. PENCK (1885, S. 84) und H. P. CORNELIUS (1920, S. 168) erwähnten, in neuerer Zeit aber nicht beachteten Möglichkeit gegriffen, das Eintreffen der Augensteinschotterdelta in der heute bereits sehr gut bekannten Molasse zu registrieren (1964 a, S. 242; 1966, S. 113). Es war unbedingt zu erwarten, daß die die Augensteinlandschaft der Nordabdachung der Alpen konsequent entwässernden, sehr schotterreichen Flüsse nach Durchquerung von Kalkalpen, Flysch und Helvetikum die noch mittransportierten Restschotter in das Molassebecken eingeschüttet hatten. Durch die genaue Kenntnis der Molasse ist heute zu erwarten, daß man das erste Einsetzen, die Hauptmateriallieferung und das Verschwinden der Flüsse der Augensteinlandschaft genau erfassen kann. In der deutschen Molasse ist ja besonders durch die starke Auffaltung des Südrandes in Form der „Subalpinen Molasse“ ein älterer Anteil zugänglich, Bohrungen haben weitere Daten in der deutschen und österreichischen Molasse geliefert.

Als Ergebnis ist festzustellen: Die Schüttung von Fernschottern (dunkle Dolomite, Lydite, kristalline Gerölle, Quarz) neben Material aus Kalkalpen und Flyschzone deutet sich in der bayrischen Molasse erstmalig ab oberstem Unteroligozän (Oberteil der Deutenhauser Schichten) an und hat seinen Schwerpunkt im Chatt und Aquitan (S. SCHIEMENZ 1960, S. 84—85). Die Schüttung dieser Art setzt in Bayern noch innerhalb des Aquitans aus (S. SCHIEMENZ 1955, S. 399) und endet in Ober-Österreich auf Grund der Bohrungen bei Bad Hall im mittleren Oberaquitan (E. BRAUMÜLLER 1959, S. 125). Auch die jüngst die Molasse unter den Kalkalpen prüfende Bohrung Urmannsau 1 in Nieder-Österreich hat die Quarzgerölle im höheren Teil der chattisch-aquitane Serie angetroffen (A. KRÖLL u. G. WESSELY 1967, S. 349). Im obersten Aquitan und Burdigal der oberösterreichischen Molasse ist hingegen diese Lieferung der Augensteinschotter beendet und es treten als Klastika nur Blöcke von Flysch und Helvetikum auf (E. BRAUMÜLLER 1959, S. 125). Auch in Bayern erfolgt die Umstellung noch innerhalb des Aquitan, gekennzeichnet durch ein rapides Anwachsen des Nahmaterials (Flyschschotter).

Wunderbar hat man die Schotterfächer der einzelnen konsequenten Urflüsse („Augensteinflüsse“) dieser Altlandschaft aus den Verhältnissen der süddeutschen Molasse rekonstruieren können (S. SCHIEMENZ 1955, S. 398 u. 1960: Pfänderfächer in Vorarlberg, Hochgratfächer W der Iller, Nesselburgfächer W der Loisach u. a.). Daß diese Schotter mit Quarz, Kristallin u. a. Fremdmaterial des Oligozän und tieferen Aquitan nicht von einer hypothetischen „germanischen Südschwelle“ stammen, wie zahlreiche Forscher angenommen hatten (E. KRAUS 1951, H. HAGN u. W. ZEIL 1954, H. HAGN 1960 u. a.), sondern im Sinne von S. SCHIEMENZ (1955, S. 400; 1960, S. 87) und O. GANSS (1956, S. 93) tatsächlich aus dem Inneren der Alpen, wurde auch durch die Untersuchung der Schwermineralspektren durch H. FÜCHTBAUER (1958, S. 491) kargestellt, der ab Mitteloligozän in der Inntal-Schüttung zum ersten Mal die (nach F. KARL) nur aus dem Pennin der Tauern bekannte blaugrüne Hornblende (Barroisit) nachweisen konnte. Daß eine andere Art blaugrüner Hornblende, der Glaucophan — zufolge der Assoziation mit anderen typischen Schwermineralien nach Auffassung des Autors vom Ultrapienidischen Rücken

stammend — jüngst im Cenoman der Kalkalpenrandzone am Walserberg bei Salzburg und (im Schüttungsgebiet der Fortsetzung eben dieses Rückens) in den Westkarpaten im Alb-Cenoman der Maniner Serie durch G. WOLETZ (Vortrag Geol. B.-A. Wien 1968) bekannt wurde, spricht nicht gegen die oben erwähnte Schlußfolgerung von F. KARL betreffs des Oligozäns, da das ultrapie-nidische Liefergebiet der Cenomanschüttung schon ab höherer Gosau außer Funktion tritt und namentlich durch die großen Überschiebungen zu Ende des Eozäns in die Tiefe abgepreßt, nie mehr sich durch seine typischen Schwerminerale (Chromit, Zirkon usf.) im Tertiär bemerkbar macht.

Die Synopsis all dieser Fakten gibt heute die Möglichkeit zur klaren Entscheidung der lang umstrittenen Frage nach dem Alter der Augensteinlandschaft: Bereits seit oberstem Unteroligozän ist die konsequente Entwässerung aus den Zentralalpen faßbar, im höheren Oligozän und älteren Aquitan ist die Einebnung und Überschüttung der Landschaft vollendet. Durch die Teilphasen der savischen Gebirgsbildung schließlich wird sie im obersten Aquitan zerstört, wie 1966, S. 113 ff. näher ausgeführt worden ist. Die Augensteinlandschaft hat also ein wesentlich höheres Alter als Unterhelvet, das ihr zuletzt von A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 573) zugeschrieben worden ist — was auch von geographischer Seite her übernommen worden war (H. RIEDL, 1966, S. 106). Die Anlage der Augensteinlandschaft rückt also um einen ganzen Phasenzklus zurück, da sie sich nicht in der Ruhezeit nach der savischen Phase, sondern in jener nach der pyrenäischen Phase entwickelt hatte. Während in den Alpen keine Reste dieser — meist wohl zurecht als Flachlandschaft, von K. WICHE (1951, S. 217) hingegen als Hügel-land mit 200—400 m Reliefenergie gedeuteten — Augensteinlandschaft mehr vorhanden sind, gibt es über dem Ostrand der Böhmisches Masse noch Reste des zeitlichen Äquivalentes dieser Altlandschaft — allerdings nur durch Exhumierung erhalten und von einer Kaolindecke überzogen (P. WIEDEN, 1964, S. 169).

Von der nächstjüngeren erfaßbaren Altlandschaft, der von N. LICHTEN-ECKER (1923 unveröffentl.; 1924, S. 740) als „Raxlandschaft“ * bezeichneten kuppentragenden Altform mit Reliefenergie von 200—300 m, sind bereits nicht unbedeutende Reste auf den Hochflächen der Kalkalpen erhalten geblieben. Das Alter dieser obersten Kuppenlandschaft, der das „Hochkönigniveau“ (2400—2600 m) E. SEEFELDNERs in den Salzburger Kalkalpen entspricht, ist nach wie vor ungeklärt. In der klassischen Zeit der Erforschung der tertiären Altlandschaften hat man allgemein die Raxlandschaft entweder im Sinne von G. GÖTZINGER (1913, S. 44) als Altmiozän betrachtet (vgl. F. MACHATSCHEK 1929, S. 129) oder ihr in Anlehnung an N. LICHTENECKER (noch 1938, S. 75) zumindest ein vortortonisches Alter zugeschrieben. Seit 1933, S. 268, aber begann A. WINKLER-HERMADEN unter Hinweis auf die enorme Mächtigkeit der pannonischen Aufschüttungen in den Becken am Ostrand der Alpen die Auffassung zu vertreten, daß hierdurch die Erhaltung einer auch nur jungmiozänen Altlandschaft unmöglich sei und die Raxlandschaft und auch die übrigen nicht wesentlich tiefer gelegenen, nicht talgebundenen Altflächensysteme pliozänes Alter hätten. Die Einstufung nahm von Untersuchungen der Niveaus am Ostrand der Zentralalpen ihren Ausgang. Die Niveaueinstufung wurde dann auf

* Die Bezeichnung „Raxlandschaft“ müßte heute — wenn sie weiterhin überhaupt noch Verwendung finden soll — auf die höchstgelegene, älteste Kuppenlandschaft eingeschränkt werden, wie weiter unten ausgeführt wird.

die Kalkalpen übertragen. Dabei aber wurde das durchaus abweichende Verhalten der Kalkstöcke in Bezug auf Erhaltung von Altlandschaften nicht genügend in Rechnung gestellt. Auch 1950, S. 172, wird von diesem Autor noch die Meinung vertreten, daß „die ältesten, gerade noch erkennbaren Züge im Landschaftsbild ... etwa an den Beginn des Pannons“ zurückzusetzen seien. Später mußte die Raxlandschaft dann doch auch von A. WINKLER-HERMADEN weiter zurückdatiert werden; allerdings stellte er sie zuletzt (1957) doch nur in das Sarmat und blieb bei Einstufung der übrigen Hochflurenreste bei der pannonischen Datierung.

In der mittleren Region der Ostalpen schloß sich E. SEEFELDNER nach ursprünglich anders gearteter Auffassung (1926, S. 112, Abb. 2 bzw. S. 128: Kuppenlandschaft = Altmiozän, „Verebnungsfläche“ = Mittelmiozän) später trotz Differenzen in der Parallelisierung der unter der Raxlandschaft (Hochkönigsniveau) liegenden Altflächensysteme zu A. WINKLER-HERMADEN auch der Auffassung vom geringen, sarmatisch-altpliozänen Alter dieser hochgelegenen „Verebnungen“ an. Eine stichhaltige Begründung („ausgehend von dem sich so ergebenden unterpliozänen Alter des Niveau I gelangt man rückschreitend zu einer Parallelisierung der „Verebnungsfläche“ mit der altpannonen Hausruck-Kohlentonserie“ E. SEEFELDNER 1962, S. 3) wird hierfür nicht gegeben. Die Auffassung von A. WINKLER-HERMADEN, 1957 in großangelegtem Werk nochmals zusammengefaßt, hat sich im wesentlichen durchgesetzt.

Erst in neuester Zeit wurden wiederum Zweifel an einer derart jungen Einstufung der Raxlandschaft laut: H. RIEDL (1960, S. 66—67) fand im Raum der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges am NW-Rand des Wiener Beckens in den nordöstlichen Ausliegern der Alpen eine tafelartige Altlandschaft mit einer mittleren Höhe von 450 m, deren Entstehung er auf Grund der Existenz einer 50 m tiefer liegenden, Torton tragenden Abrasionsplattform und von präortonischen, von tortonischen Ablagerungen erfüllten Talungen innerhalb der Rumpffläche in das Vortorton bzw. an die Wende Helvet-Torton stellte. Viel Zeit bleibt übrigens nicht für die Entstehung dieses Niveaus, da die Überschiebung der Ernstbrunner Klippenzone über die davorliegende Masse erst an der Wende Helvet-Torton erfolgt ist, weil Oberhelvet noch in der überschobenen Molasse auftritt und Untertorton über die Aufschiebungsgrenze hinwegtransgrediert (vgl. A. TOLLMANN 1966, Abb. 18, S. 122)! 1966 (S. 108) parallelisierte H. RIEDL die Rumpffläche der Leiserberge, die etwa 50 m über dem Tortonseespiegel gelegen gewesen war, mit der Raxlandschaft und schloß daher auf ein höheres Alter der Raxlandschaft auch im Inneren der Alpen als A. WINKLER-HERMADEN zuletzt angenommen hatte. Nun ist aber keineswegs erwiesen, daß es sich bei der endhelvetisch geformten Rumpffläche der Leiser Berge um das Äquivalent der Raxlandschaft handelt und dieser Schluß nicht ohne zusätzliche Beweise zulässig.

Obgleich die vielerorts nachweisbare sedimentäre Anlagerung der tortonen Strandablagerungen an den Steilabfall des Kalkalpen-Ostrand es tief unter den heute hochliegenden Verebnungsflächen der Raxlandschaft und weiterer darunter auftretender Altlandschaftsreste für ein vortortones Alter dieser Hochniveaus zu sprechen scheint, so ist von diesem Raum ausgehend eine exakte Beweisführung hierfür noch immer nicht möglich. Denn man muß nicht wie A. WINKLER-HERMADEN die tortonen Strandbildungen durch Brüche versetzt denken, sondern es genügt, eine nachtortone Abbeugung des Wiener Becken-Westrahmens an-

zunehmen und aus dem angelagerten Torton kann nicht mehr auf das Alter der hochliegenden Altlandschaften geschlossen werden. Vom Wiener Becken ausgehend kann nur auf der Basis der exakten Datierung von deutlich mit Kliff erhaltenen Abrasionsterrassen der neogenen See auf ein gegenüber diesen Fixpunkten höheres Alter der darüber auftretenden Altlandschaften geschlossen werden. Es gilt also, die vorhandenen Daten über Existenz und Alter der Strandterrassen am Wiener Beckenrand zu prüfen, um auf dieser Basis aufbauen zu können.

Hatte man zur Zeit H. HASSINGERS (1905) und auch G. ROTH-FUCHS' (1926) noch eine Unzahl von Strandterrassen des Neogen-Meeres bzw. der Pontischen See gesehen (12 Niveaus bzw. sogar 20 Terrassen am Leithagebirge), so ist besonders durch die Arbeiten von J. BÜDEL (1933) und N. LICHTENECKER (1938) diese Überschätzung weitgehend richtiggestellt worden. Die durch ihr prächtiges Kliff als Strandterrasse klar identifizierbare Hauptform am Kalkalpenrand, die Richardshofterrasse, spielt in der Frage der Datierung hierbei die Hauptrolle. Sie wird bis zur Gegenwart immer wieder als eine im Torton angelegte und später im Pannon vom Seespiegel wieder erreichte und überarbeitete Plattform deklariert. Das tortonische Alter der Anlage beruht auf den Angaben von H. HASSINGER (1905, S. 56), H. KÜPPER und C. BOBIES (1927, S. 6) und H. KÜPPER (1950, S. 51) über Auffindung angeblich tortonischer Rollblöcke auf der Terrasse sowie auf Grund der letzten verfügbaren geologischen Karte dieses Raumes von G. GÖTZINGER et al. 1952, wo das Torton westlich vom Eichkogel bis zum Richardshof auf die Richardshofterrasse hinaufreichend eingetragen erscheint.

Diese Daten bezüglich des Torton-Vorkommens auf der Richardshofterrasse treffen aber sämtlich nicht zu. In dem wiederholt zitierten Hauptvorkommen von „Leithakalk“ auf der Lucher Weingärten-Terrasse (heutiger Flurname: Goberäcker) etwa 350 m ostnordöstlich Kote 410 bei der Hubertushütte westlich von Gumpoldskirchen, ist auf der Terrasse nur unteres Mittelpannon, Zone D, reichlich Congerien, Cardien u. a. führend, vorhanden. Die Fauna gleicht jener von H. KÜPPER (1950, S. 49) aus dem Bereich des Richardshofes selbst angeführten. Das aus groben Grundkonglomeraten und aus detritärem Leithakalk und Feinbrekzien bestehende Gestein steht hier in Hohlwegen z. T. an, z. T. liegen große Blöcke in den Weingärten. Auch ein wiederholter Besuch der anderen Stellen der Richardshofterrasse, über die alte Hinweise auf Torton vorliegen, ergab auf der Terrassenfläche stets nur Mittelpannon-Sedimente. Auch das zweite Hauptvorkommen von „Torton“ der Karte H. KÜPPER und C. BOBIES (1927, Taf. 1) bzw. der Umgebungskarte von Wien (F. GÖTZINGER et al. 1952) zwischen Eichkogelsattel, Prießnitztal und Richardshof ist nicht für tortonisches Alter verwertbar, da es sich um einen in zahlreichen alten Steinbrüchen aufgeschlossenen, cerithienreichen, sarmatischen detritären Leithakalk handelt, der dem flachen Terrassenabfall anlagert, während sich gegen oben auf der Terrasse selbst wiederum Pannon D anschließt. Das bedeutet aber, daß diese wirklich markante Terrasse am Westrand des Wiener Beckens nur als pannonisch einzustufen ist, angelegt vor der Ablagerung des Pannon D, das dann noch als Haut über der Terrassenfläche erhalten blieb. Torton und Sarmat lagert hier ebenso wie auf den anderen markanten Abrasionsplattformen (Nußbergterrasse im Flysch eingeschnitten) nur am Terrassenabfall und sagen nichts über das Alter der Form aus.

Wir können daher auf Grund des pannonischen Alters der Hauptterrasse am Kalkalpenabbruch nur auf ein — grob gesagt — vorpannonisches Alter der hoch darüber liegenden Altlandschaften schließen. Den gleichen Schluß läßt auch der mächtige Schwemmkegel des Triesting-Piesting-Schotterkörpers zu, dessen Alter nunmehr als Unterpannon festgelegt werden konnte (F. BRIX in B. PLÖCHINGER 1967, S. 59). Diese Schotter und Konglomerate sind an ihrem Südrand dem Nordfuß des Steilabfalles unter dem Plateau der Hohen Wand angelagert, sodaß die auf der Plateaufläche selbst erhaltene Altlandschaft jedenfalls wesentlich älter als Unterpannon sein muß. Mit diesen Gegebenheiten steht die Einstufung des Hohe Wand-Plateaus in das unterste Pannon bis in das höhere Unterpannon durch A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 569—570) in deutlichem Widerspruch — auch wenn man noch eine beträchtliche Abtragung der im großen sehr flach beckenwärts gelagerten Deltaschotter annimmt.

Die Zeitspanne, in die die Raxlandschaft einzuordnen wäre, hat sich also auf Grund des Angeführten heute leider eher vergrößert als verkleinert: Als theoretische Untergrenze muß der Zeitraum der savischen Phasen angesehen werden — durch die ja erst die Augensteinlandschaft zerstört worden war, die Obergrenze ist nach den Daten am Abbruch zum Wiener Becken nur als vortiefpannonisch zu fixieren — der Spielraum vom Burdigal bis zum Sarmat kommt demnach vorderhand theoretisch zur Einstufung in Frage.

Leider kann auch keine sichere altersmäßige Beziehung zwischen der Raxlandschaft und der tiefen Einsenkung der Mur-Mürz-Furche (Norische Senke) hergestellt werden, deren Entstehung ja auf Grund der syntektonischen Auffüllung als oberhelvetisch datiert werden kann (betreffs Einstufung vgl. H. ZAPPE 1956, S. 73—75 und A. TOLLMANN 1966, S. 125). Die ausführliche Untersuchung dieser Beziehungen auf Grund der Situation im Rahmen des Aflenzer Beckens von E. SPENGLER (1927) hat so viele Prämissen, von denen manche unzutreffend (z. B. altersmäßige Gleichsetzung des Tertiärs der Norischen Senke mit jenem des Ennstales), manche möglich, aber nicht wahrscheinlich erscheinen (gleiches Alter der Störungen des Ennstalertiärs und des Südchubes nördlich des Aflenzer Beckens), sodaß die Schlußfolgerungen zu wenig fundiert erscheinen.

Vom Kuppensystem der Raxlandschaft — wenn man diesen Begriff etwa noch für ein oberstes Niveau reservieren will — deutlich abgesetzt finden sich in den Ostalpen tiefere Systeme verschieden hoch gelegener Altlandschaftsreste, noch immer hoch über den Talböden. Diesem nächstjüngeren Zyklus von Altflächen wurde von verschiedenen Forschern eine recht verschiedenartige Entstehung zugeschrieben. Während früher mehr die tektonische Verstellung von Raxlandschaftsresten als Erklärung für die Existenz dieser tieferen Kuppenlandschaften herangezogen worden war, steht heute zurecht die Erklärung durch eine Reihe aufeinander folgender Einebnungszyklen im Sinne einer Rumpftreppenbildung im Vordergrund (vgl. H. SPREITZER 1951, S. 298; 1966, S. 304), so daß demnach die unterhalb der Reste der Raxlandschaft liegenden Altlandschaften nicht mehr einfach einem weiteren, „zweiten Talzyklus“ (D. BAUDECKER 1922, S. 36) bzw. einem „zweiten Plateauzyklus“ (E. SPENGLER 1927, S. 44) oder einem „zweiten Großfaltenwurf“ (K. WICHE 1951, S. 220) zugeordnet werden, sondern über den talgebundenen Systemen noch weitere zwei Niveaus (höheres Tennenniveau, tieferes Gotzenniveau, in Salzburg durch

E. SEEFELDNER seit 1933) oder mehrere bis zahlreiche durchgehende Niveaus im Sinne von A. WINKLER-HERMADEN (1957, Taf. 1 u. S. 668 ff.) unterschieden werden. Zahlreiche neue regionale Studien dieser Altlandschaften (z. B. W. KURZ 1963, F. ZWITTKOVITS 1963, K. SCHAPPELWEIN 1967, H. NAGL 1967 u. a.) bewegen sich in dieser von J. SÖLCH (1928) und H. SPREITZER (1932) gegebenen Richtung.

Zur Alterseinstufung auch dieses jüngeren Zyklus (Rumpftreppe) kann nur gesagt werden, daß Altpannon — wie von A. WINKLER-HERMADEN eingeführt — nach den Verhältnissen am Rand des Wiener Beckens sicher zu jung gegriffen ist.

Mit der Aufstellung von zahlreichen übereinanderliegenden Altflächensystemen in verschiedenen Abschnitten der Alpen, erhebt sich sogleich die Frage, wieweit diese hochliegenden Flächensysteme innerhalb einer Gebirgszone — etwa innerhalb der Kalkalpen oder der Zentralalpen — verfolgt werden können und inwieweit eine Parallelisierung der Niveaus im Alpenquerschnitt möglich ist. Die Frage ist eng verknüpft mit jener nach dem Alter der Entstehung der großen Längstäler.

Auch in dieser Hinsicht divergieren die Meinungen sehr und es erscheint dieses Problem trotz aller Detailarbeit in seiner Gesamtheit bei weitem noch nicht gelöst. Auf der einen Seite sehen Forscher wie E. SEEFELDNER bei der Suche nach der Fortsetzung der kalkalpinen Niveaus in den Zentralalpen von einer nennenswerten individuellen tektonischen Verstellung bestimmter Großschollen seit Bildung der frühesten Altlandschaft praktisch ab, da im Salzburger Gebiet die kalkalpinen Systeme mit maximal nur wenigen hundert Meter Höhenunterschieden in den Hohen Tauern auftreten sollen. Hierbei wird die Entstehung des Salzach-Längstales erst sehr spät (Oberpannon bis Daz) angesetzt (1961, S. 23). Daß eine solche Parallelisierung der kalkalpinen Altlandschaften ohne nennenswerte Unterschiede auch in das Gebiet der noch sehr jung aufgestiegenen Tauern schematisch wirkt, hat bereits T. PIPPAN (1964, S. 365) mit Recht betont. Weiter im Osten ist ja die konsequente Entwässerung der Nordabdachung der Alpen jedenfalls bereits im Helvet durch das tiefe Einsinken der Norischen Furche gestört, in die auch von Norden her Lokalschutt eingeschüttet worden ist (Angaben über das Aflenzer Becken bei E. SPENGLER 1927, über das Leobener Becken und andere Senken dieser Zone schon seit K. OESTREICH 1900, S. 190).

Auf der anderen Seite hat z. B. CH. EXNER (1949, S. 186 ff.) seine Meinung zum Ausdruck gebracht, daß bei einem Vergleich der Niveaus innerhalb der Zentralzone zufolge der kräftigen jungen Aufwölbung der Hohen Tauern in diesen auch nicht auf den höchsten Gipfeln die Äquivalente der um 2000 m liegenden „Nockfläche“ der Gurktaler Alpen zu erwarten seien, sondern die dort einst hoch über den heutigen Gipfeln gelegene Fläche längst erodiert worden sei. Nach Diskussionsbeiträgen zu dieser Frage von A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 604), H. P. CORNELIUS (1950, S. 163) und CH. EXNER (1957, S. 157) verweist H. NAGL (1967, S. 164) nach morphologischer Neuaufnahme der strittigen Region die Niveaus der Gurktaler Alpen um 700—800 m höher aufgewölbt in den östlichen Hohen Tauern wiedererkennen zu können.

Diese wenigen Beispiele aus dem Salzburger Gebiet zeigen bereits die noch bestehenden Schwierigkeiten bei weiterreichender Korrelierung der nicht talgebundenen Niveaus an.

Wenden wir noch kurz den Blick auf das bisher nicht näher erörterte Molassevorland im Norden, so zeigt gerade diese Region beispielgebend, wie durch verfeinerte sedimentologische Untersuchungen die paläogeographischen Verhältnisse exakt geklärt werden können. Während im ostbayrisch-österreichischen Alpenvorland das Molassemeer vom Obereozän bis ins Helvet kontinuierlichen Bestand hatte, war die Molasseregion westlich des Meridians von München zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse — also etwa im Chatt und Aquitan — Festland. Eine Prädonaу durchzog mit ostgerichtetem Lauf das Schweizer Vorland und das westliche Südbayern und sammelte den Detritus, der von den Alpenflüssen (Augensteinflüssen) reichlich gegen Norden vorgeschüttet wurde. Bei München mündete sie ins Molassemeer (zusammenfassende Darstellung bei P. SCHMIDT-THOMÉ 1962, S. 239 und 1963, S. 434; detaillierte Analyse bei H. FÜCHTBAUER 1964, S. 229). Im Burdigal und Helvet erlitt die in ihrer Gesamtheit wieder rücksinkende Molasseregion nochmals eine durchgreifende Meerestransgression. Nach dem darauffolgenden generellen Auftauchen des Molassestreifens war die Entwässerung im Torton und Sarmat von der niederösterreichischen Westgrenze an in umgekehrtem Sinne orientiert, u. zw. gegen W gerichtet, sodaß das gesamte Gebiet einer Prähöhne tributär wurde. Nur der kleine trockenliegende niederösterreichische Molassestreifen samt beiderseitigem Einzugsgebiet bis zum Meridian von Krems wurde gegen Osten entwässert, wo die vorwiegend aus Flysch und kalkalpinem Material bestehenden Flußschotter in das noch das „Außer-alpine Wiener Becken“ füllende Torton-Sarmat-Meer geschüttet wurden (tortones Hollenburger Konglomerat, R. GRILL 1957, S. 116).

Nochmals trat ein krasser Umschwung an der Wende Sarmat/Pannon ein, indem nun die Entwässerungsrichtung und der Schutttransport im nördlichen Alpenvorland endgültig gegen Osten zurückschlug und sich so ein Donauvorläufer entwickelte, der über die Aare bis ins oberste Rhönengebiet zurückgriff (Aaredonaу O. MANZ 1934). Während P. SCHMIDT-THOMÉ (1962, S. 240) den Zeitpunkt der Entstehung dieser Aaredonaу (die mit einem mächtigen Schwemmkegel nördlich von Wien im Weinviertel in das pannonische Meer mündete) erst ins Quartär verlegte, setzte A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 96, 267, 690) den Zeitpunkt dieser 400—500 km gegen Westen gerichteten Verschiebung der Hauptwasserscheide ins Tiefpannon und konnte schließlich H. WISENEDER (1960, S. 221) zufolge des schlagartigen Wechsels der Schwermineralzusammensetzung der Serien im Wiener Becken (Abnahme von Zirkon, Staurolith und Disthen auf Kosten von Epidot und Hornblende) den Zeitpunkt dieser Umstellung an die Wende vom Sarmat zum Pannon verlegen. Später verlagerte sich Quell- und Mündungsgebiet dieses ursprünglich echten „Molassestromes“ mehr und mehr gegen Osten.

Aus diesen sedimentologisch unterbauten Ergebnissen kann man demnach im Jungtertiär eine mehrfache großregionale Kippung in der alpinen Längsrichtung ablesen: zu Beginn des Neogen gegen Osten, im tieferen Miozän Rückkippung in ursprüngliche Lage und Nachsinken des Molassegrundes, im höheren Miozän Kippung gegen Westen und im Pliozän schließlich wiederum eine umgekehrte Schollenbewegung gegen Osten hin.

Der Hauptaufstieg der Ostalpen zum Hochgebirge fällt erst in das Pliozän. In dieser Zeit wurden durch phasenhaft wirkende Hebungs-

wellen die ineinandergeschachtelten präglazialen Talniveaus geprägt, die in Form von Hangleisten, Riedeln und Eckfluren noch in Resten nachweisbar sind. Für die Alterseinstufung dieser Niveaus waren die Verhältnisse am Ostabbruch der Alpen zu den Jungablagerungen der Neogenbecken entscheidend.

Ein Rückblick auf die bisherigen Kenntnisse der paläogeographischen und paläomorphologischen Entwicklung der Ostalpen zeigt, daß zwar die Hauptzüge in groben Umrissen bekannt sind, daß aber in bezug auf die Präzisierung der Daten in Raum und Zeit noch sehr viele Fragen offenstehen. Dies erklärt sich vor allem aus der Komplexität der Erscheinungen, die bedingt, daß Schlußfolgerungen meist auf mehreren Variablen basieren. Die künftige Forschung auf diesem interessanten Gebiet wird besonders dann dauerhafte Fortschritte erzielen, wenn neben den morphologischen Daten auch die gesamten relevanten geologischen Gegebenheiten erfaßt werden und vor allem verfeinerte sedimentologische Untersuchungen in den detritischen Serien ausgeführt werden. Noch erhaltene Reste von Schuttausstrahlungen verschiedener Perioden sind es, die uns über die Konfiguration der Alpen in älteren Zeiträumen noch die meisten Auskünfte bieten.

7. Zusammenfassung

Es wurde ein Überblick über die paläogeographischen und paläomorphologischen Ergebnisse und Probleme der Ostalpen gegeben. Aus der Zeit des Vorstadiums während der Trias bis zur Unterkreide wurden Hinweise auf die Land-See-Verteilung, auf die Tiefen- und Höhen-Verhältnisse und auf erste fossile Karstreliefs dargeboten. In der Mittel- und Ober-Kreide werden drei Hauptstadien unterschieden: Zuerst eine noch ganz fremdartige Meer-Land-Verteilung nach den ersten großen Fernschüben mit einem breiten Landrücken im Süden des helvetischen Randmeeres und Flyschtroges, dann eine Kalkalpen und Zentralalpen überziehende Archipel Landschaft in der tieferen Gosau und schließlich die erstmalig nachweisbare generelle Heraushebung der kristallinen Zentralzone ab der späten Oberkreide (Maastricht bis Paleozän).

Im Obereozän ist ein Rücksinken randlicher Teile dieser zentralalpiner Aufwölbung eingetreten. Im Oligozän hingegen entwickelte sich abermals ein — nunmehr viel weiter als in der Kreide — gegen N und S ausgreifendes Festland, auf dem konsequente Flüsse beiderseits der zentralalpiner Wasserscheide Schotterfächer über die bald eingeebnete Landschaft, die sog. Augensteinlandschaft, breiteten. Das Alter der Augensteinlandschaft ist wesentlich höher als bisher angenommen, nämlich Mitteloligozän bis Aquitan, nicht Burdigal bis Unterhelvet. Auch die Ausbildung der kuppigen Raxlandschaft samt den nicht talgebundenen hochliegenden Altflächensystemen ist entgegen der in letzter Zeit sich durchsetzenden Auffassung älter als pannonisch.

Im Molasse-Vorland setzte sich zu Beginn des Pannons nach einer Zeit mehrfachen Schwankens der Entwässerungsrichtung endgültig die ostorientierte Entwässerung durch die Donau durch. Die phasenweise Hebung zum Hochgebirge, die sich in Resten des präglazialen, talgebundenen Terrassensystems widerspiegelt, erfolgte in der Hauptsache erst im Pliozän und hielt im Pleistozän noch an.

Literaturverzeichnis

- AIGNER, A.: Vorzeitformen in den ostalpinen Zentralketten. — Sieger-Festschrift: Zur Geographie der deutschen Alpen, Wien 1924. S. 22—36.
- BAEDECKER, D.: Zur Morphologie der Gruppe der Schneealpen (Schneeberg und Rax). — Geogr. Jber. 12, Wien 1922. S. 5—100.
- BOBEK, H.: Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen. — Forsch. dtsh. Landes- u. Volksk., 30, Stuttgart 1933. 172 S., 13 Abb., 14 Taf.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall — Erdoel-Z., 75, Wien 1959. S. 122—130, Taf. 1—3.
- BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrahmung. — Berliner Geogr. Arb., 4, Stuttgart 1933. 73 S., 1 Taf.
— Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. — Taggsber. u. wiss. Abh. dtsh. Geographentag Würzburg 1957, Wiesbaden 1957. S. 89—121.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, Wien 1965. S. 11—35, 2 Abb., 4 Taf.
- CORNELIUS, H. P.: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayrischen Molasse. — Verh. Geol. Staats-Anst., 1920, Wien 1920. S. 161—170.
— Zum Betrag der jugendlichen Hebung der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 92, Wien 1950. S. 161—171.
- CZERMAK, E.: Die Raxlandschaft in den östlichen Gailtaler Alpen. — Geogr. Studien (Festschr. J. Sölich), Wien 1951. S. 31—35.
- DEL-NEGRO, W.: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Z. dtsh. geol. Ges., 93, Berlin 1941. S. 34—40.
- DIENER, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. In: SUESS, E. (Hg.): Bau und Bild Österreichs. Wien (Tempisky) 1903. (S. 327—646).
- EXNER, CH.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 91, Wien 1949. S. 186—196, 1 Karte.
— Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Wien (Geol. B.-A.) 1957. 168 S., 8 Abb., 8 Taf.
- FÜCHTBAUER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — Ecl. geol. Helv. 57, Basel 1964. S. 157—298, 29 Abb., 12 Taf.
- GÖTZINGER, G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 52, Wien 1913. S. 39—57, 4 Abb., 2 Taf.
- GÖTZINGER, G. et al.: Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatsamtl. Paläont. hist. Geol., 7, München 1967. S. 245—320, 3 Abb., 1 Tab., — Darin ausf. Literatur-Verz.!
- HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Rangebirge. — Geograph. Abh. 3, H. 3, Leipzig 1905. 206 S., 11 Abb., 1 Taf.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergreccien des Tennengebirges (Salzburg). — Anzeig. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 1964, Wien 1964. S. 228—229.
- KAHLER, F.: Bohnerze und Augensteinfelder in Kärnten. — Carinthia II, 131, Klagenfurt 1941. S. 63—69.
- KLEBELSBERG, R. v.: Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A. 1922, Wien 1922. S. 45—67.
- KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, Wien 1963. S. 189—212, 3 Tab.
- KREBS, N.: Die Ostalpen und das heutige Österreich. — 2 Bd., Stuttgart (Engelhorn) 1928. 330 u. 496 S., 116 Abb., 39 Taf.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. — Erdoel-Erdgas-Z., 83, Wien—Hamburg 1967. S. 342—353, 3. Abb., 1 Taf.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 156, Wien 1947. S. 181—200.
- KÜHNEL, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. B, 61, Stuttgart 1929. S. 447—559, 6 Abb., Taf. 17—22.
- KÜPPER, H.: Zur Auflösung von Morphologie und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 136, Wien 1927. S. 1 ff.
— Zur Kenntnis des Alpenabbruchs am Westrand des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B.-A., 94 (1949—51), Wien 1950. S. 41—92, 2 Tab., Taf. 3—8 a.
- KÜPPER, H. & BOBIES, C.: Das Tertiär am Ostrand des Anninger. — Jahrb. Geol. B.-A., 77, Wien 1927. S. 1—27, 1 Taf. (1).
- KURZ, W.: Die Landformung der Kalkalpen an der oberen Mürz. — Geogr. Jber. Österr., 29 (1961—1962), Wien 1963. S. 1—39, 6 Abb., Taf. 1—4.
- LAUER, G.: Der Kalkalpen-Nordrand im Raum von Ybbsitz. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1968. 266 S., Beil.
- LEHMANN, O.: Die Oberflächengestaltung der österreichischen Alpen. S. 84—108, Fig. 10—20 in LEITMEIER, H. (Hg.): Die österreichischen Alpen. Leipzig—Wien (Deuticke) 1928. 414 S., 102 Abb., 38 Taf.
- LEIDLMAIR, A.: Die Formenentwicklung im Mitterpitzgau. — Forsch. dtsh. Landeskd., 89, Bad Godesberg 1956. 102 S., 13 Prof., 4 Karten.
- LICHTENECKER, N.: Der Kalkalpen Südrand zwischen Großglocke und Saalach. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1923.
— Das Bewegungsbild der Ostalpen. — Die Naturwiss., 19, Berlin 1924. S. 739—743, 1 Abb.
— Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil: Die nordöstlichen Alpen. — Geogr. Jber. Österr., 19, Wien 1938. S. 1—82, Taf. 1—3.
- MACHATSCHKEK, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. — Ostalpine Formenstud., Abt. 1, H. 4, Berlin (Borntraeger) 1922. 303 S., 25 Abb., 4 Taf.
— Zur morphologischen Entwicklung der Alpen Niederösterreichs. — Jb. Landeskd. Niederösterreich., N. F., 22, Wien 1929. S. 127—133, 2 Taf.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. — Geogr. Jber. Österr., 91, Wien 1967. S. 133—168, 3 Abb., Taf. 12—15.
- NEFFE, H.: Morphologische Untersuchungen in den westlichen Radstädter Tauern. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1966.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B.-A., 106, Wien 1963. S. 1—88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Karte.

- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Verh. Geol. B.-A., 1964, Wien 1964. S. 47—52, 3 Abb.
- OESTREICH, K.: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. — Jb. Geol. R.-A., 49 (1899), Wien 1900. S. 165—212, 3 Abb., Taf. 6.
- PENCK, A.: Talbildung in den Alpen. — Mitt. Dtsch. Österr. Alpenver., 11 (N. F. 1), Salzburg 1885. S. 83—86.
- PIPPAN, TH.: Diskussionsbeiträge zum derzeitigen Stand der alpinen geomorphologischen Forschung in Salzburg. — Z. Geomorph., N. F. 6, Berlin 1962. S. 103—114.
- Abschließende Diskussionsbemerkungen zur Morphologie der Salzburger Alpen. — Z. Geomorph., N. F. 8, Berlin 1964. S. 362—365.
- PLÜCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde etc. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66 (1963), Wien 1964. S. 469—501, 6 Abb., 1 Taf., 2 Tab.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich), 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1967. 142 S., 20 Abb., 4 Taf.
- RATHJENS, C.: Geomorphologische Untersuchungen in der Reiteralm und im Lattengebirge im Berchtesgadener Land. — Mitt. Geogr. Ges. München, 32, München 1939. S. 15—86, 4 Abb., 2 Karten.
- RIEDL, H.: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 102, Wien 1960. S. 65—76, 1 Karte, 1 Taf.
- Neue Beiträge zum Problem Raxialandschaft — Augensteinlandschaft. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 102, Wien 1966. S. 98—109.
- ROTH-FUCHS, G.: Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. — Geogr. Jber. Österr., 13, Wien 1926. S. 29—106, 11 Abb., 1 Taf.
- SCHAPPELWEIN, K.: Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen steirischen Kalkalpen. — Geogr. Jber. Österr., 31 (1965—1966), Wien 1967. S. 95—132, 6 Abb., Taf. 8—11.
- SCHIEMENZ, S.: Schotteranalyse und Paläographie der subalpinen Molasse Südbayerns. — Z. dtsh. geol. Ges., 105 (1953), Hannover 1955. S. 396—401, 3 Abb.
- Fazies und Paläographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. Geol. Jb., 38, Hannover 1960. 119 S., 23 Abb., 17 Tab., 6 Taf.
- SCHLAGER, M.: Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. — Mitt. natw. Arbem. Haus Natur Salzburg, 11, Salzburg 1960. S. 7—18, 4 Abb.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Paläographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — Z. dtsh. geol. Ges., 113 (1961), Hannover 1962. S. 231—260, 6 Abb., 1 Taf.
- Le bassin de la molasse d'Allemagne du sud. — Livre mém. P. Fallot, 2, Paris 1963. S. 431—452, 7 Abb., 1 Tab.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. — Auszug Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München, München 1967. 51 S., 1 Tab., 9 Taf.
- SEEFELDNER, E.: Zur Morphologie der Salzburger Alpen. — Geogr. Jber. Österr., 13, Wien 1926. S. 107—149, 8 Abb.
- Zur Altersfrage der Abtragungsf lächen in den nordöstlichen Ostalpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76, Wien 1933. S. 128—150.
- Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. — Z. Geomorph., 8, Leipzig 1934. S. 156—198, 3 Abb.
- SEEFELDNER, E.: Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 94, Wien 1952. S. 178—194.
- Salzburg und seine Landschaften, eine geographische Landeskunde. — Salzburg (Bergland-Verl.) 1961. 573 S., 26 Abb., 67 Photos, Beil.-tafn.
- Neue Ergebnisse zur Morphologie der Salzburger Alpen. — Mitt. Natwiss. Arbem. Haus Natur Salzburg, 13, Salzburg 1962. S. 1—13, 2 Tab., 5 Abb.
- Zur Morphologie der mittleren Tauerntäler. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 106, Wien 1964. S. 45—53, 2 Abb.
- SIMONY, F.: Beobachtungen über das Vorkommen von Urgebirgs geschieben auf dem Dachsteingebirge. — Jb. Geol. R.-A., 2, H. 2, Wien 1861. S. 159—160.
- SÖLCH, J.: Die Landformung der Steiermark. — Graz (Leuschner & Lub.) 1928. 221 S., 9 Beil.
- SPENGLER, E.: Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehung zur Morphologie. — Z. Geomorph., 2 (1926/27), Leipzig 1927. S. 21—73, 4 Abb., Taf. 1.
- SPREITZER, H.: Zum Problem der Piedmonttreppe. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 75, Wien 1932. S. 327—364, 2 Abb.
- Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. — Erdkunde, 5, Bonn 1951. S. 294—305, 5 Abb.
- Die Entstehung der Formen des Hochgebirges. — Taggsber. u. wiss. Abh. Dtsch. Geographentag Köln, Wiesbaden 1962. S. 323—333.
- Altlandschaften und Vorzeitformen in den österreichischen Donauländern. — Tijdschrift kon. nederl. aardrijkskundig Genootschap, 83, 1966. S. 303—310.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., 103, Wien 1960. S. 37—131, Taf. 2—5, 4 Abb.
- Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 101, Wien 1964 a. S. 237—246.
- Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14, Wien 1964 b. S. 81—88, Taf. 8.
- Die Auswirkung der jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Kalkalpen usf. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965, Stuttgart 1965 a. S. 495—504.
- Die Fortsetzung des Briançonnais in der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1964), H. 2, Wien 1965 b. S. 469—478.
- Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forsch., 21, Stuttgart 1966. 156 S., 20 Abb., 1 Tab.
- Stirnschuppen und Dachschuppen etc. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, Stuttgart 1967. S. 705—730, 9 Abb.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs“. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 104, Wien 1962. S. 337—347, 3 Abb.
- TRAUTH, F.: Geologie der Umgebung von Ybbsitz. S. 283—308 als Beilage zu E. MEYER: Geschichte des Marktes Ybbsitz. 2. Auflage, Ybbsitz (Verl.: Gemeinde Ybbsitz) 1928.
- Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 71, Wien 1934. S. 92—99.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1. Teil. — Leipzig—Wien (Deuticke) 1903. 356 S., 96 Atb.

- WICHE, K.: Zur Morphogenese der Gesäuseberge. — Geograph. Studien (Festschr. J. Sölch), Wien (Gg. Ges. & Gg. Inst.) 1951. S. 201—224, Taf. 13.
- WIEDEN, P.: Kaolinlagerstätte Mallersbach. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1964), H. 1, Wien 1964. S. 169—179, 3 Abb.
- WIESENEDER, H.: Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52 (1959), Wien 1960. S. 213—223, 26 Abb.
- WILTHUM, E.: Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 96, Wien 1954. S. 257—306, 10 Abb., 4 Bilder, 1 Taf.
- WINKLER, A.: Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen etc. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 137, Wien 1928. S. 183—225, 6 Abb.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrand der Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 83, Wien 1933. S. 233—274, Taf. 7.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. — Zbl. Min. etc., Abt. B, 1940, Stuttgart 1940. S. 217—231.
- Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 92, Wien 1950. S. 171—190.
- Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, 159, Wien 1950. S. 255—280, 7 Abb.
- Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien (Springer) 1957. 822 S., 120 Abb., 5 Taf.
- ZÖTL, J.: Zur Morphogenese des Ennstales. — Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark, 93, Graz 1950. S. 155—160.
- ZWITTKOVITS, F.: Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten. — Geogr. Jber. Österr., 29, (1961—1962), Wien 1963. S. 40—74, 3 Abb., Taf. 5—9.
- Klimabedingte Karstformen in den Alpen, den Dinariden und im Taurus. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 108, Wien 1966. S. 72—97, 4 Abb.