Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft,
128. Jg. (Jahresband), S. 62 - 72, Wien 1986

DIE ENTWICKLUNG DES RELIEFS DER OSTALPEN

Alexander TOLLMANN, Wien*

INHALT

1.	Zielsetzung	62
2.	Das alttertiäre Relief der Ostalpen	63
3.	Raxlandschaft oder Piedmonttreppe?	65
4.	Das Alter der hochgelegenen Fächensysteme in den Ostalpen	66
5.	Zur Korrelierung der Altflächen im Randgebiet und am Alpenhauptkamm	66
6.	Zusammenfassung	69
7.	Literaturverzeichnis	70
8.	Summary	72

1. ZIELSETZUNG

In einer Zeit, in der die Frage der Entwicklung des Großreliefs der Ostalpen zwar mehr im Hintergrund steht, aber keineswegs gelöst erscheint, ist es Ziel dieser Studie, eine Zwischenbilanz über den Stand der Forschung über Genese und Alter dieses Reliefs aus der Sicht des Geologen vorzunehmen und auf die neuen Möglichkeiten hinzuweisen, wie mit modernen, exakten Mitteln mögliche Altersaussagen zu treffen sind. Dabei sollen sich die Aussagen auf den großräumigen Formenschatz wie Großrelief und hochliegende Flächensysteme beschränken, nicht aber auch auf die jüngsten, glazialen und subrezenten Formen ausgedehnt werden.

Vorweg muß gesagt werden, daß bisher kein Durchbruch in den Grundfragen über das Alter der hochliegenden Flächensysteme erzielt worden ist, daß aber doch manche lange umstrittene genetische Frage gelöst ist und mancher neuer Weg durch Einbeziehung geologischer Arbeitsweisen sichtbar wird.

Blicken wir zurück, so ist in Anbetracht der explosiven Entwicklung der Sozialgeographie die morphologische Forschung in den letzten Jahrzehnten in Österreich und auch allgemein beträchtlich in den Hintergrund getreten. Dennoch sind heute vielfach klare Ent-

* O.Univ.-Prof. Dr. Alexander Tollmann, Institut für Geologie der Universität Wien,
A-1010 Wien, Universitätsstraße 7

scheidungen betreffend Probleme der klassischen Ära, diskutiert besonders in der Zwischenkriegszeit durch G. GÖTZINGER, N. LICHTENECKER, E. SEEFELDNER, A. WINKLER-HERMADEN, meinem verehrten Lehrer J. SÖLCH, H. SPREITZER u.a., geliefert worden. Zu manchen dieser Fragen aber gibt es anregende Methodenhinweise und Anregungen, zum Teil aus den Schweizer Alpen stammend.

Hier sollen aus der Fülle der Fragen vier Komplexe herausgegriffen und kurz behandelt werden:

1. Erste zusammenhängende Reliefgestaltung im Oligozän. Die Frage der Augensteinlandschaft.
2. Die Genese der bis heute erhaltenen Hochflächensysteme. Zur Frage Raxlandschaft und Treppenflur.
3. Alter und Korrelierung der Hochflächensysteme. Schwierigkeiten und neue Hinweise.
4. Unerwartet hohes Abtragungsausmaß in den zentralen Teilen der Ostalpen auf Grund von sedimentologischen und radiometrischen Methoden.

Eine eingehendere Behandlung der morphologischen Fragen der Ostalpen hat in zusammenfassender Weise der Autor im dritten Band seiner "Geologie von Österreich" (1986, S. 186-235) gegeben.

2. DAS ALTTERTIÄRE RELIEF DER OSTALPEN

Grundsätzlich müssen wir bei der Gebirgsbildung in den Ostalpen zwei verschiedene Vorgänge unterscheiden:

a) Zunächst die geologische Gebirgsbildung, die Orogenese, die Strukturprägung in Decken, Schuppen, Falten etc., die vorwiegend durch eine horizontale Einengung zwischen dem Afrikanischen Block im Süden und dem Eurasiatischen Block im Norden durch tangentialen Druck vor sich ging. Sie erfolgte in vielen Teilphasen verstärkter tektonischer Aktivität in der Zeit von der Unterkreide (Austroalpine Phase im Hauterive/Barrème) bis in das Alttertiär (Pyrenäische Phase zu Ende des Eozän), mit Nachwehen im Jungtertiär. Dieses Übereinanderstapeln der Decken ging vorwiegend unter Meeresbedeckung, submarin, vor sich. Einzelne Rücken und Schwellen, die über die Meeresoberfläche aufgepreßt worden waren, so zum Beispiel in der Kreidezeit in den Zentralalpen, nördlich der Kalkalpen und innerhalb des Flyschtroges, sind zwar durch ihre Schuttlieferung erfaßbar, bildeten aber kein zusammenhängendes Relief.

b) Mit Nachlassen des Seitendruckes der beiden erwähnten Vorlandplatten zur Zeit des höheren Alttertiärs beginnt das als "Gebirgswurzel" bis 60 oder 80 km Tiefe (statt 33 km normaler Krustendicke) hinabgepreßte leichtere Krustenmaterial über dem dichteren, schweren Erdmantel aus isostatischen Gründen wiederum nach oben zu drängen. Nun beginnt der Gebirgskörper, der durch die Übereinanderstapelung im Deckengebäude die doppelte Krustendicke erreicht hat, hochzusteigen, die Gebirgsbildung in morphologischer Hinsicht, die Montigenese, setzt ein. Mit der teilweisen Überschiebung und teilweisen Heraushebung der alpinen Randzonen, nämlich des Flysches und des Helvetikums, die seit Ende Eozän trocken liegen - während die restliche Meeresvortiefe gegen das Vorland

hin als "Molassetrog" genau in dieser Zeit des Obereozäns nach Norden abgewandert ist - sind demnach umfangreiche Teile des Hauptkörpers der Ostalpen samt den angegliederten Randzonen seit Beginn des Oligozäns zum ersten Mal zusammenhängend trocken gefallen und werden im Bereich der Zentralalpen relativ rasch emporgehoben. Die "Augensteinlandschaft" bildet sich in der Zeit des Oligozäns heraus: Mit einem wohl ansehnlichen, längs hinziehenden Gebirgsrücken in der Zentralzone der Ostalpen und mit einem Kuppenrelief (WICHE, 1951, S.217) auf der Nordabdachung (Kalkalpen, Flyschzone) und der Südabdachung, das von den konsequent entwässernden Flüssen beiderseits des Hauptkammes durchzogen wurde. Die Alpenlängstäler existierten ja zu dieser Zeit noch nicht.

Das Alter dieser Augensteinlandschaft, von der heute kein morphologischer Rest mehr erhalten ist, konnte nicht unmittelbar eingestuft werden, da die auf diesem einstigen Relief noch erhaltenen Sedimentreste wie etwa die limmisch-fluviatile Serie des Ennstales zwar Pflanzenreste und Pollen/Sporen erbracht haben, diese aber keine exakte Bestimmung zuließen. Neue Proben mit reichlich pflanzlichem Material aus den auch heute noch zugänglichen Kohlenstollen im Steinbachgraben NW Flachau im "Wagreiner Tertiär" (vgl. TRAUTH, 1925, S. 191, 197) werden vielleicht demnächst Klarheit bringen. Im allgemeinen sind diese Pflanzenreste unsicherer Einstufung bisher in das Miozän gestellt worden; die Autoren der Zwischenkriegszeit haben daher die Augensteinreliefs in verschiedene Abschnitte des Miozäns eingereiht.

Da die nordgerichteten Flüsse aus den Zentralalpen ihr bunt zusammengesetztes Schottermaterial durch das Kuppenland der Kalkalpen nach Norden in das dort befindliche Molassemeer verfrachtet haben, kann man unschwer Beginn und Ende des Augensteinreliefs aus den im Molassesüdsaum eingeschütteten Ferngeröllen ableiten. So hat der Verfasser (1968, S. 234 f.) hierdurch den Beginn der Ausgestaltung der Augensteinlandschaft mit Eintreffen der ersten Ferngerölle in der Molasse im oberen Unteroligozän ansetzen können und die Zerstörung dieser Altlandschaft durch tektonische Vorgänge im Zuge der savischen Phase an der Wende Oligo-/Miozän, genauer gesagt innerhalb des Chatt, datieren können, in welcher Zeit ein plötzlicher Umschlag von Fernschotter auf Lokalschotter aus helvetischen Gesteinen und aus Flysch, eingebettet in der Südrandmolasse, erfolgt ist. Das Alter der Augensteinlandschaft ist also, zusammenfassend gesagt, Oligozän und nicht älteres oder mittleres Miozän, wie einst verlautet.

Eine interessante Anregung bezüglich der Reliefenergie im Zentralalpenhautpkamm zur Zeit dieses Oligozäns geben die überraschenden, vielfach allerdings noch kritisch aufgenommenen Aussagen von R. HANTKE (1984), daß die Schweizer Zentralalpen in dieser Zeit nach verschiedenen Indizien bereits eine Höhe von 5000 m (nach TRÜMPY, 1985, S. 39 : 6000 m) erreicht haben sollen und trotz des subtropischen Klimas dort die Vergletscherung bei einer Schneegrenzhöhe zu Ende des Oligozäns von 3000 m lokal bis 1600 m hinabgereicht haben soll. Grundsätzlich ist auch in den Ostalpen in der Zentralzone von den Niederen Tauern gegen Westen hin bereits mit einer beträchtlichen Reliefenergie zu rechnen, wenn man etwa die groben, schlecht gerundeten Blöcke von Grauwackengesteinen in dem Augensteinfeld am Rettenstein-Gipfelplateau bei Filzmoos bedenkt. Andererseits aber waren im Eozän noch weite Teile der werdenden Ostalpen unter (Nordrandzonen) oder nahe dem Meeresspiegel: Man denke an die Meeresingression von Norden her

bis ins Grenzgebiet Kalkalpen-Grauwackenzone im Unterinntal (Obereozän bis Oberoligozän), oder an das marine Eozän im Raume der Zentralalpen - anstehend bei Guttaring im Krappfelder Raum in Kärnten, bzw. umgelagert bei Radstadt im Ennstal oder über dem Unterostalpin des Semmeringgebietes und Leithagebirges etc.

3. RAXLANDSCHAFT ODER PIEDMONTTREPPE?

Als nächstes erhebt sich die Frage: Wer hat in dem langen Streit über die Art der Entstehung der hochgelegenen treppenförmig angeordneten Altlandschaften in Kalk- und Zentralalpen recht behalten: 1. die Idee einer "Raxlandschaft" im Sinne von N. LICHTENECKER (1923), also einer einphasig entstandenen, alten, ursprünglich einheitlichen, später hochgestellten und tektonisch verschieden stark zerstückelten und versetzten miozänen Flachlandschaft oder 2. die Meinung von einer durch phasenweise, von Stillständen unterbrochenen Hebung entstandenen "Rumpftreppe", bei der die einzelnen gebirgseinwärts ziehenden Verebnungsflächen jeweils einem Stillstand und einer flächenhaften Erosionsphase ihre Entstehung verdanken? Diese Auffassung geht ja bis auf G. GÖTZINGER (1913a, S. 55) zurück.

Daß diese Frage hier nochmals angeschnitten und gerade von geologischer Seite beantwortet wird, beruht darauf, daß tatsächlich beide Meinungen nebeneinander über ein halbes Jahrhundert bis in die Gegenwart herlaufen. So hat die "Raxlandschaft" zum Beispiel in F. MACHATSCHEK (1929, S. 129), J. FINK (1950, S. 21), H. KLIMPT (1951, S.59), J. BÜDEL (1969, S. 28) und W. FUCHS (1980, S. 53) Anhänger gefunden, während die Treppenflur im Sinne einer "Piedmonttreppe" aus verschiedenen alten, ineinander geschachtelten Niveaus neben G. GÖTZINGER besonders J. SÖLCH (1925), A. WINKLER-HERMADEN (1924 etc. bis 1957, S. 670 ff.), E. SEEFELDNER (1926-1973) und dann besonders durch H. SPREITZER (1932 etc., 1966) und seine Schule gewichtige Verfechter fand. Besonders letzterer hat zusammen mit seinen Dissertanten wesentlich zur grundsätzlichen Klärung und zur Korrelierung dieser Altflächensysteme beigetragen.

Heute ist die Frage, besonders auch durch viele geologische Neukartierungen, bei denen keine Bruchgrenzen entlang der morphologischen Flächen gefunden werden konnten, eindeutig entschieden: Die Richtung GÖTZINGER-SÖLCH-SPREITZER hat recht behalten! Die ineinandergeschachtelten Flächensysteme haben verschiedenes Alter, sind nicht einfach eine ursprünglich einheitliche, später zerstückelte Fläche. Der noch immer verwendete (RIEDL, 1966) Begriff "Raxlandschaft" ist daher hinfällig geworden - trotz der so imposanten Flachlandschaft am Raxplateau, die eben nur eines der verschieden alten Niveaus darstellt.

Ist demnach die verschieden hohe Lage alter Verebnungsflächen im grundsätzlichen nicht auf junge tektonische Vertikalverstellungen zurückzuführen, so darf auf der anderen Seite nicht vergessen werden, daß es selbstverständlich in allen Teilen der Alpen junge und jüngste Brüche gibt, die vielfach noch Jungquartär betroffen und verstellt haben, sodaß natürlich auch im Alpeninneren manche Fläche von der "Postmorphologie-Tektonik" im Sinne von L. KOBER betroffen worden ist (TOLLMANN, 1986, S. 135).

4. DAS ALTER DER HOCHGELEGENEN FLÄCHENSYSTEME IN DEN OST-ALPEN

Vorweg sei festgestellt, daß das genaue Alter und eine alpenweite Parallelisierung der ineinander geschachtelten Hochflächensysteme auch heute noch ungeklärt ist. Die hochgelegenen Flächen im Bereich der Kalkalpen und im östlichen Teil der Zentralalpen mögen ein mittelmiozänes Alter aufweisen. Eine exakte Einstufung ist derzeit nicht möglich. Es existiert noch keine Methode, um das Alter solcher Flächen unmittelbar "messen" zu können. Vielleicht wird man dereinst aus Bohnerzfeldern, alten Reliktböden und aus geringen nichtmarinen Sedimentresten durch paläomagnetische Messungen in letzteren oder durch andere Methoden ein Alter ablesen können.

Die Alterseinstufung der Flächensysteme ist bisher durch Anknüpfung an jungtertiäre Strandterrassen am Ostrand der Alpen (Wiener Becken, Steirisches Becken) versucht worden. Man hat eine Korrelierung vom Alpenvorland gegen Süden hin - besonders im Raum von Salzburg (SEEFELDNER, 1962) vornehmen wollen und hat früh die Beziehungen der inneralpinen Tertiärbecken des Murtales mit ihrer Süßwasser-Helvet-Füllung mit den umgebenden Formen durchleuchtet (SPENGLER, 1927). Die weiträumige Korrelierung von Flachlandschaftsresten und deren Alterszuordnung ist aber von den einzelnen Autoren sehr verschieden, auch sehr subjektiv, beurteilt worden: Als Muster solcher synthetischer Arbeiten seien jene von E. SEEFELDNER (1962, 1973) und A. WINKLER-HERMADEN (1957, Taf. 2) hervorgehoben. Letztgenannter Autor hat unter dem Eindruck der Riesenkubatur der in jüngster Zeit in den Alpen abgetragenen Gesteinsmassen, die heute im 6000 m mächtigen Plio-Pleistozän der Poebene, den 2800 m (Raabgraben) bzw. 3700 m (Theißbecken) Plio-Pleistozän im Pannonischen Becken Ungarns (STEGENA et al., 1975, Abb. 6) sowie in den mächtigen Jungschichten in den Ostrandbecken der Alpen liegen, ein sehr junges, und zwar zu junges Alter der erhaltenen Altflächen angenommen, das kaum über das Pannon zurückgehen sollte. Demgegenüber liegt H. RIEDL (1977, S. 145 ff.) wohl in der Alterseinstufung der alten Flächensysteme zu hoch, da die Annahme von "tortonen" (badenischen) breiten Strandterrassen vom Typus der Richardshofterrasse, von denen aufwärts die höheren Verebnungen immer weiter zurückdatiert werden, ungerechtfertigt ist. Die Hauptterrasse als Bezugsbasis, Typus Richardshofterrasse, hat ein oberpannonisches Alter: Pannon Zone D ist fossilbelegt (TOLLMANN, 1968, S. 237). Die hochliegenden Altflächen werden hier im Bereich des Kalkhochalpen-Ostrandes wohl ein mittelmiozänes Alter aufweisen. Der Anknüpfung der Salzburger Flächensysteme an die Jungsedimente im Hausruckgebiet durch SEEFELDNER ist schon von H. GRAUL (1937) grundsätzlich widersprochen worden.

5. ZUR KORRELIERUNG DER ALTFLÄCHEN IM RANDGEBIET UND AM ALPENHAUPTKAMM

Bildet so bereits die Einstufung der randbeckennahen Flächensysteme der Ostalpen beträchtliche Schwierigkeiten, so ist der Sprung von diesen Niveaus der Nordkalkalpen oder des Ostrandes der Alpen zu jenen der zentralen Erhebungen, etwa in den Hohen Tauern, mit den klassischen Methoden der Morphologie zur Gänze mißlungen. Noch durch H. NAGL (1967, S. 164, Taf. 12) sind ja die beiden obersten Niveaus der Gurktaler Alpen

(2000, 2200 m) gegen Westen hin um bloß 400 m ansteigend bis in die Hafner-Gruppe im Tauernsfenster hineinprojiziert worden, und J. BÜDEL hat 1969 (S. 25) bloß eine Abtragung von 1000 bis 1500 m in der Glockner-Gruppe während der letzten 15 Millionen Jahre, also seit dem Badenien, angesetzt.

Von geologischer Seite ist bereits in der klassischen Ära gegen diese zu geringe Hebung und Abtragung im Gebiet des Tauernfensters opponiert worden, die ja dann eine Erhaltung von miozänen Altflächen in dieser Region ermöglicht hätte: Bereits J. STINY (1934, S. 382) führte ebenso wie später CH. EXNER (1949, S. 189) aus, daß das höchste System der Gurktaler Alpen, die Nockfläche, weit über die höchste Flachform der Tauern, das "Firnfeldniveau", sogar weit über den heutigen Gipfeln der Tauern zu liegen käme und längst abgetragen sei. Begründet wurde dies damals mit dem Fehlen von Tauerngesteinen im Karpatien des Lungauer Beckens, sodaß zu dieser Zeit (rund 16 Millionen Jahre) die penninische Einheit der Tauern noch weit in der Tiefe gelegen gewesen sein muß.

Nun haben wir mit der Methode der Bestimmungen der Abkühlungsalter der Mineralien eine neue, exaktere Möglichkeit zur Hand, die Abkühlungs- und damit zugleich die Aufstiegsgeschwindigkeit der Kruste zu kontrollieren. Besonders bei Profilen im Hochgebirge, wie in den Tauern, läßt sich bei mehr oder weniger vertikal übereinanderliegenden Beprobungspunkten aus den Altersunterschieden der Abkühlungsdaten (also vom Moment bzw. der Temperatur an, bei der das Mineral samt den eingeschlossenen radioaktiven Isotopen ein geschlossenes System bildet und nichts mehr an Isotopen entweicht) die Geschwindigkeit des Aufsteiges dieses Krustenteiles ablesen. So bleiben im Apatitkristall ab 100° C abwärts Spuren von den ausgeschleuderten Teilchen, den Spaltprodukten des im Apatit enthaltenen Urans, erhalten. Diese können durch Erhitzen, Anätzen etc. sichtbar gemacht und unter dem Mikroskop mühevoll ausgezählt werden. Durch das bei den einzelnen Isotopen bekannte Maß der Zerfälle in der Zeiteinheit ist nach der Zahl der sichtbaren Spuren (fission tracks) das Alter des Apatits seit seinem Abkühlen unter der 100° Grenze berechenbar. Neben Apatit werden für solche Altersuntersuchungen auch Biotit und Muskovit herangezogen. Biotit weist eine Schließtemperatur von 300° C auf. Mittels der Rubidium-Strontium- und Kali-Argon-Methode wird das Durchlaufen der 300° C Temperatur erfaßt. Beim Muskovit wird dessen Alter mit der Kali-Argon-Methode für die Abkühlungstemperatur von 350° C oder durch die Rubidium-Strontium-Methode für eine Abkühlungstemperatur von 500° C bestimmt. Eine gleichzeitige Untersuchung der Proben in bezug auf Apatit, Biotit und Muskovit nach den erwähnten radiometrischen Methoden läßt daher die Zeitdauer der Heraushebung (und damit die Abtragung der auflagernden Gesteine) des untersuchten Gesteins aus einem Temperaturbereich von 500°, später 350°, 300° und 100° bis an die heutige Oberfläche verfolgen.

Im Hinblick auf Aufstiegs- und Abtragungsgeschwindigkeiten zentralalpiner Regionen sind solche Untersuchungen zuerst in den Schweizer Zentralalpen vorgenommen worden. Die durch solche radiometrischen Messungen dort ermittelten Abtragungswerte variieren in den verschiedenen Abschnitten zwischen 0,2 - 1,1 mm / Jahr, zum Beispiel: Gotthard 0,6 mm/Jahr (SCHAER et al. 1974, S. 113), Bergell 0,4 mm/Jahr (HANTKE, 1984, S. 343) und großräumig 0,2 - 1,1 mm/Jahr (WAGNER et al., 1972, 1977).

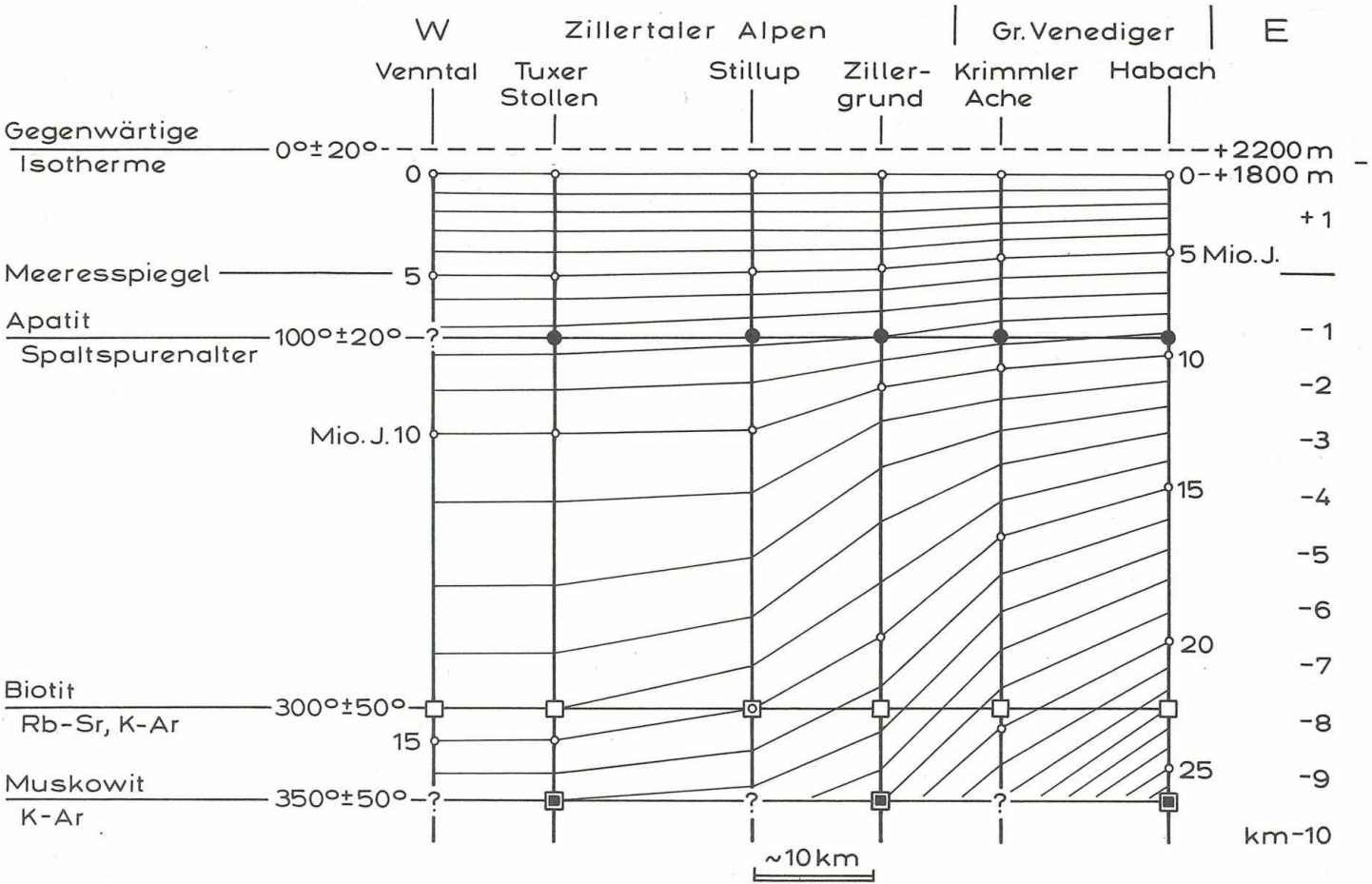

Abb. 1: Abkühlungs- und Aufstiegsraten in einem Längsprofil durch die westlichen Hohen Tauern (Zillertaler Alpen und Großvenediger) nach G GRUNDMANN & G MORTEANI (1985, Abb. 12). Die subhorizontalen Linien stellen Abkühlungs-Isochronen dar. Aus ihrem Verlauf ist der gleichmäßigere und langsamere Aufstieg des östlichen Abschnittes ersichtlich, während der Westsektor auf Grund der Abkühlungsdaten zunächst rascher, dann langsamer herausgehoben worden ist. Die entsprechenden Hebungsraten sind im Text angeführt.

Für die Ostalpen haben nach älteren Vorarbeiten (CLIFF et al. 1971; SATIR, 1975) jüngst G. GRUNDMANN & G. MORTEANI (1985) eine derartige umfassende Studie über das Gebiet des westlichen Tauernfensters und seines Rahmens durchgeführt, mit Schwerpunkt zwischen Tuxer und Zillertaler Alpen im Westen und Granatspitzkern im Osten. Gemessen wurden die Alterswerte von 62 brauchbaren (der 105 eingeholten) Proben, mit denen ein Höhenunterschied von 500 m bis 3450 m einbezogen worden ist. Es ergaben sich nach den Beobachtungen am Apatit, also die letzten 7 - 9 Millionen Jahre betreffend, folgende Hebungsraten pro Jahr: Die stärkste Hebung trat in den zentralen Zillertaler Alpen (Schlegeis, Stillup) mit 0,5 mm/Jahr auf, jene im Großvenediger und Granatspitzkern betrug 0,4 mm/Jahr, im mittelostalpinen Kristallinrahmen nördlich davon (Kellerjoch) bloß 0,2 mm/Jahr, im Gebiet südlich des Tauernhauptkammes (Arntal) 0,25 mm/Jahr. Bei Auswertung der weiter zurückreichenden Glimmer-Abkühlungsalter aus dem gleichen Gebiet zeigt sich, daß die Hebung in der Zeit zuvor (15 - 8 Millionen Jahre) wesentlich rascher und zwar deutlich mehr also doppelt so rasch verlief (Abb. 1).

Was bedeuten diese Abtragungswerte in den westlichen Hohen Tauern in morphologischen Hinsicht? Sie sagen aus, daß (bei einem berechneten thermischen Gradient im betrachteten Zeitraum von 30° C Zunahme pro Kilometer Tiefe) in den zentralen Zillertaler Alpen (Zillergrund) seit 19 Millionen Jahren ein Krustenteil aus 9,5 km Tiefe unter dem Seespiegel (damals 350° erwärmt) auf heute in 1800 m Seehöhe aufgestiegen ist. Im Zeitraum seit dem Untermiozän (Ende Eggenburgien) ist also über 11 km Gestein abgetragen worden. Seit dem Mittelmiozän (Badenien) sind fast 10 km entfernt worden und seit dem Beginn des Pannon sind rund 5 km, seit Ende Pannon noch immer mehr als 3 km Gesteinsauflage gegenüber heute der Erosion zum Opfer gefallen. Für die Venediger-Gruppe, die langsamer hochkam, lauten die Daten: Seit dem Oberoligozän (27 Mio. Jahre) 11 km, seit dem Badenien rund 6 km, seit dem Pannon 3 km Abtragung!

Interessant ist auch der Vergleich des Tauernhauptkammes in einem Querprofil mit der Grauwackenzone zwischen Schwaz- und Kellerjoch im Norden über Mayrhofen ins Stilluptal im Süden: Hier ergibt sich aus den Ausführungen von G. GRUNDMANN & G. MORTEANI (1985, Abb. 5, 12), daß bei einer Abtragung im Bereich des Zillertaler Hauptkammes innerhalb der letzten 10 Millionen Jahre, also seit dem tieferen Pannon fast 5 km erodiert worden sind, während die Region der Grauwackenzone durch die entsprechend langsamere Hebung nur weniger als 3 km abgetragen worden ist. Altflächen der Grauwackenzone auch nur mit pannonischem Alter müßten demnach in den Tauern um über 2 km aufgebogen worden sein.

Die hier angeführten Werte, die einigermaßen gut belegt sind, zeigen jedenfalls, daß etwa seit dem Badenien in den Tauern mit Abtragungswerten von 6-10 km zu rechnen ist und keineswegs bloß mit 1,5 km, wie J. BÜDEL noch 1969 geglaubt hatte.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Artikel wird auf die alte Frage von Alter und Entstehungsart der hochgelegenen Altlandschaftsreste in den Ostalpen die Antwort auf Grund neuer Überlegungen und moderner Untersuchungsrichtungen der Sedimentologie und der radiometrischen Al-

tersdatierung bzw. Abkühlungsaltersbestimmung gegeben, die wohl einen Fortschritt, aber keinen Abschluß der Untersuchung dieses Fragenkomplexes bedeutet.

Im einzelnen wird die Entwicklung des ersten zusammenhängenden Reliefs im Oligozän, der zu vermutende Hochgebirgscharakter der westlichen Zentralalpen Österreichs, die Berechtigung der Piedmonttreppentheorie im Sinne von H. SPREITZER gegenüber der Vorstellung von der Raxlandschaft, das Alter der Flächensysteme in den mehr randlichen alpinen Zonen und der einstige enorme Anstieg dieser Flächensysteme bis weit über die heutigen Gipfelhöhen des Hauptkammes der Zentralkette in den Hohen Tauern geschildert. Radiometrische Daten haben für die Zillertaler Alpen einen Aufstieg und Abtrag von rund 10 km seit dem Badenien (rund 15 Millionen Jahre) ergeben.

7. LITERATURVERZEICHNIS

BÜDEL J (1969), Der Werdegang der Alpen, Europa und die Wissenschaft. In: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 21. Jg., S. 13-45, 1 Phototaf. München.

CLIFF R, NORRIS R et al. (1971), Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. In: Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 114. Jg., S. 121-272, 63 Abb., Taf. 7-10. Wien.

EXNER Chr (1949), Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. In: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, 91. Jg., S. 186-196, 1 Kte. Wien.

FINK J (1950), Probleme der Mariazeller Landschaft. In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 92. Jg., S. 18-24. Wien.

FUCHS W (1980), Das Jungalpidikum. In: R. OBERHAUSER (Red.), Der geologische Aufbau Österreichs, S. 49-55, 1 Abb. Springer, Wien-New York.

GÖTZINGER G (1913), Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. In: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, 52. Jg., S. 39-57, 4 Abb., 2 Taf. Wien.

GRAUL H (1937), Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. In: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, 30. Jg., S. 179-259, 10 Abb., 7 Tab. München.

GRUNDMANN G, MORTEANI G (1985), The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. In: Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 128. Jg., S. 197-216, 13 Abb., 2 Tab. Wien.

HANTKE R (1984), Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges etc. In: Eclogae geol. Helv., 77. Jg., S. 327-361, 6 Abb. Basel.

KLIMPT H (1951), Erlauf, Ötscher und Salza. In: Geographische Studien. Festschrift J. Sölch, S. 59-76. Wien.

LICHTENECKER N (1923), Der Kalkalpensüdrand zwischen Saalach und Großache. Unveröffent. Diss. philosoph. Fakultät der Univ. Wien, 185 S., 1 Tab., Wien.

LICHTENECKER N (1938), Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil: Die nordöstlichen Alpen. In: Geographischer Jahresbericht aus Österreichs, 19. Jg., S. 1-82, Taf. 1-8. Wien.

MACHATSCHEK F (1929), Zur morphologischen Entwicklung der Alpen Niederösterreichs. In: Jahrbuch der Landeskunde Niederösterreich. N.F., 22. Jg., S. 127-133, 2 Phototaf. Wien.

NAGL H (1967), Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. In: Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 31. Jg., S. 133-169, 3 Abb., Taf. 12-15. Wien.

RIEDL H (1966), Neue Beiträge zum Problem: Raxlandschaft - Augensteinlandschaft. In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 108. Jg., S. 98-109. Wien.

RIEDL H (1977), Die Problematik der Altflächen am Ostsporn der Alpen. In: Würzburger Geographische Arbeiten, 45. Jg., S. 131-156, 1 Abb. Würzburg.

SATIR M (1975), Die Entwickungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. In: Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 30. Jg., 84 S., 19 Abb., 8 Tab., 3 Ktn., 1 Taf. Padova.

SCHAER J-P, JEANRICHARD F (1974), Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. In: Eclogae geol. Helv., 67. Jg., S. 101-119, 9 Abb., 2 Tab. Basel.

SEEFELDNER E (1926), Zur Morphologie der Salzburger Alpen. In: Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 13. Jg., S. 107-149, 8 Abb., 1 Tab. Wien.

SEEFELDNER E (1934), Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. In: Zeitschrift für Geomorphologie, 8. Jg., S. 156-198, 3 Abb. Leipzig.

SEEFELDNER E (1952), Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär. In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 94. Jg., S. 178-194. Wien.

SEEFELDNER E (1962), Neuere Ergebnisse zur Morphologie der Salzburger Alpen. In: Mitteilungen der naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft Haus Natur Salzburg, 13. Jg., S. 1-13, 5 Abb., 2 Tab. Salzburg.

SEEFELDNER E (1973), Zur Frage der Korrelation der kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen. In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 115. Jg., S. 106-123, Beil. 3-5. Wien.

SÖLCH J (1925), Das Formenbild der Ostalpen. In: Geographische Zeitschrift, 31. Jg., S. 193-204. Leipzig, Berlin.

SÖLCH J (1928), Die Landformung der Steiermark, 221 S., 9 Beil. Leuschner & Lubensky, Graz.

SPREITZER H (1932), Zum Problem der Piedmonttreppe. In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 75. Jg., S. 327-364, 2 Abb. Wien.

SPREITZER H (1962), Die Entstehung der Formen des Hochgebirges; rezente und vorzeitlichen Höhengürtel der Landformung am Beispiel der Alpen und des Taurus. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des deutschen Geographentages Köln, S. 323-333, Wiesbaden.

SPREITZER H (1966), Altlandschaften und Vorzeitformen in den Österreichischen Donauländern. In: Tijdschrift kon.nederl.aardrijkskundig Genootschap, 83. Jg., S. 303-310. Leiden.

STEGENA L, GECZY B, HORVATH F (1975), Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. In: Tectonophysics, 26. Jg., S. 71-90, 10 Abb. Amsterdam.

STINY J (1934), Zur Landformenkunde des Glocknergebietes. In: Geologische Rundschau, 25. Jg., S. 378-382, 2 Abb. Berlin.

TOLLMANN A (1968), Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 110. Jg., S. 224-244. Wien.

TOLLMANN A (1986), Geologie von Österreich, Bd. III, Gesamtübersicht. X, 178 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Falttaf. Deuticke, Wien. (Die morphologische Entwicklung Österreichs, S. 186-235).

TRAUTH F (1925,1927), Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. In: Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien, math.-natw. Kl., 1. Teil: 100. Jg., 101-212, Taf. 1-5; 2. Teil: 101. Jg., S. 29-65, 4 Abb., Taf. A-D. Wien.

TRÜMPY R (1985), Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. In: Neujahrsblatt naturforsch. Gesellschaft Zürich, 187. Jg., 47 S., 14 Abb. Zürich.

WAGNER G A, REIMER M (1972), Fission track tectonics etc. In: Earth and Planet Sci. Lett., 14. Jg., S. 263-268. Amsterdam.

WAGNER G A, REIMER M, JÄGER E (1977), Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the central alps. In: Memor. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 30. Jg., 27 S. Padova.

WICHE K (1951), Zur Morphogenese der Gesäuseberge. In: Geographische Studien, Festschr. J. Sölch, S. 201-224, Taf. 13. Wien.

WINKLER-HERMADEN A (1924), Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie etc. In: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, math-natw. Kl., Abt. I, 132. Jg., S. 343-430. Wien.

WINKLER-HERMADEN A (1957), Geologisches Kräftespiel und Landformung. XX, 822 S., 120 Abb., 5 Taf. Springer, Wien.

8. SUMMARY

Alexander Tollmann: The evolution of the relief of the Eastern Alps

This paper is concerned with the old problem of the age and genesis of planation surfaces in the Austrian Alps and the Tertiary landform evolution in the Eastern Alps as a whole. Progres has been achieved by sedimentological methods and by radiometric work. It can be shown that the area of the Zillertal Alps in the Tauern window of the Central Alps has been uplifted and eroded by 10 km since Badenian time (15 Mio. years). Therefore no landforms from this time can be preserved in this part of the Central Austrian Alps.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: 128

Autor(en)/Author(s): Tollmann Alexander

Artikel/Article: Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen 62-72