

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn

durch Prof. Dr. Carl Troll und Fritz Bartz

Schriftleitung: Hans Voigt

Heft 26

O. Fränze

Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)

1959

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

**O. Fränze / Glaziale und periglaziale Formbildung
im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)**

Bonner Geographische Abhandlungen

Herausgegeben vom Geographischen Institut
der Universität Bonn

durch Carl Troll und Fritz Bartz
Schriftleitung: Hans Voigt

Heft 26

O. Fränze

Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)



1959

In Kommission bei

Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn

Glaziale und periglaziale Formbildung
im östlichen Kastilischen Scheidegebirge
(Zentralspanien)

von
O. Fränze

mit 11 Abbildungen und 28 Bildern auf Kunstdrucktafeln



In Kommission bei
Ferd. Dummlers Verlag · Bonn

1959

Alle Rechte vorbehalten

Satz und Druck: Richard Mayr, Würzburg

Vorwort

Über Inhalt und Zielsetzung der vorliegenden Untersuchung gibt das einleitende Kapitel Aufschluß. Hier will ich die angenehme Pflicht erfüllen, allen denen meinen Dank auszusprechen, die mich bei der Durchführung der Arbeit unterstützt haben.

Dank schulde ich vor allem meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. C. Troll, dafür, daß er sich mit dem von mir vorgeschlagenen Thema einverstanden erklärt und mir in der Folgezeit stets helfend und fördernd zur Seite gestanden hat, sowie Herrn Prof. Dr. Dr. E. Mückenhausen, der mir für die Untersuchung der Bodenproben freundlicherweise sein Labor zur Verfügung stellte.

Der Studienstiftung des Deutschen Volkes, vor allem Herrn Prof. Dr. M. Steiner, Herrn Prof. Dr. J. Albareda, dem Generalsekretär des Consejo Superior de Investigaciones Científicas, und dem Deutschen Akademischen Austauschdienst bin ich für die Unterstützung, die sie mir bei der Durchführung der Arbeit gewährten, zu Dank verpflichtet.

Ferner möchte ich den Herren Professoren Dr. M. de Terán und Dr. J. Fernández aus Madrid herzlich danken, die mir Literatur und Kartenmaterial zur Verfügung stellten.

Besonders gern gedenke ich der Liebenswürdigkeit, mit der ich auf meinen Reisen überall in Spanien Aufnahme und Hilfe fand. Allen einzeln zu danken, ist mir an dieser Stelle versagt; nur einen möchte ich hervorheben, den Ingenieur J. Cabrejas-Martín aus Rascafría (Prov. de Madrid), der mir in selbstloser Weise jede Unterstützung zuteil werden ließ.

Bonn, im Juni 1958

Otto Fränze

Journal

The first part of the journal is devoted to a description of the general situation in the country. It is a very interesting and detailed account of the political and social conditions of the time. The author describes the various parties and movements that were active in the country, and the way in which they were organized and operated. He also discusses the economic situation, and the way in which the government was trying to deal with the various problems that were facing the country.

The second part of the journal is devoted to a description of the various movements and parties that were active in the country. It is a very detailed and interesting account of the way in which these movements and parties were organized and operated. The author describes the various activities that were being carried out by these groups, and the way in which they were trying to influence the government and the public.

The third part of the journal is devoted to a description of the various movements and parties that were active in the country. It is a very detailed and interesting account of the way in which these movements and parties were organized and operated. The author describes the various activities that were being carried out by these groups, and the way in which they were trying to influence the government and the public.

The fourth part of the journal is devoted to a description of the various movements and parties that were active in the country. It is a very detailed and interesting account of the way in which these movements and parties were organized and operated. The author describes the various activities that were being carried out by these groups, and the way in which they were trying to influence the government and the public.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. <i>Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchungen</i>	9
II. <i>Die Untersuchungsgebiete</i>	9
III. <i>Geologie und Morphotektonik des Hauptscheidegebirges</i>	11
IV. <i>Der glaziale und periglaziale Formenschatz des östlichen Scheidegebirges</i>	12
A. Die glazialen Formen	12
1. Sierra de Guadarrama	12
Peñalara-Gletscher	13
Pepe-Hernando-Gletscher	15
Risco de los Pájaros-Gletscher	15
Nevera-Gletscher	16
Cantera-Gletscher	17
Reventón-Gletscher	17
Artiñuelo-Gletscher	17
Calderuelas-Gletscher	18
Entretérminos-Gletscher	18
Hoyo Cerrado-Gletscher	19
Hoyo Borrocoso-Gletscher	20
Peñacabra-Gletscher	20
Nevero-Gletscher	21
Alto del Puerto-Gletscher	22
Guarramas-Gletscher	22
Mediano-Gletscher	23
Hoyos de la Sierra-Gletscher	23
Chivato-Gletscher	23
Cabeza de Hierro-Gletscher	24
2. Somosierra	24
Cerezuelo-Gletscher	26
Lobo-Gletscher	27
Las Peñuelas-Gletscher	28
Rocín-Gletscher	28
Garganta-Gletscher	29
Tres Provincias-Gletscher	29
3. Die Vergletscherung des östlichen Kastilischen Scheidegebirges in Abhängigkeit von Wind- und Strahlungsexposition	30
a) Die Richtung der wärmezeitlichen schneebringenden Winde	30
b) Die Ursachen der asymmetrischen Karformung	32
c) Die wärmezeitliche klimatische Schneegrenze	33

B) Die periglazialen Formen	34
1. Sierra de Guadarrama	34
a) Rasenrosetten und Rasengirlanden	34
b) Das Rasenschälen	37
c) Bodenstrukturierungen	38
d) Rezente Fließerdezungen	39
e) Schutthalden	40
f) Nivationsnischen	41
g) Fossile Wanderschuttdecken	43
h) Periglaziale Überformung eines älteren Reliefs	47
i) Die pleistozänen Schotterkegel des Lozoya-Tales	50
2. Somosierra	55
a) Rasengirlanden	55
b) Rasenschälen	56
c) Miniaturstreifenboden	57
d) Rezente Fließerdezungen	58
e) Fossile Fließerdeterrassen	58
f) Ungegliederte (fossile) Wanderschuttdecken	58
g) Periglaziale Talasymmetrien	59
h) Anhang: Die Trockentälchen in der Kalkmeseta von Rello (Soria)	61
3. Die rezente und würmeiszeitliche Untergrenze des Subnivalbereichs	62
C) Zur Frage einer vorwürmeiszeitlichen Vergletscherung	66
V. Die rezente Formbildung im Vergleich zur pleistozänen	67
a) Die rezente Denudation	67
b) Die rezente Erosion	69
VI. Zusammenfassung	71
Literaturverzeichnis	74

I. Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchungen

Das Relief der Erde entsteht aus dem Wechselspiel endogener und exogener Dynamik. Dabei ist es oft so, daß für den heute vorliegenden Formenschatz nicht nur die gegenwärtig wirkenden Kräfte, sondern auch — und teilweise dominierend — solche der geologischen Vergangenheit maßgebend sind. Sie qualitativ und quantitativ in ihrer Bedeutung für das heutige Landschaftsbild zu erfassen und zeitlich einzuordnen, ist ein Hauptanliegen geomorphologischer Forschung.

Naturgemäß steht dabei die quartäre Formenentwicklung im Mittelpunkt des Interesses, weil sie einerseits am bedeutsamsten für das heutige Landschaftsbild ist und andererseits die Vielzahl der erhaltenen, genetisch ausdeutbaren Formen weitgehende Rückschlüsse auf das Klima und seine vielfachen Veränderungen in diesem Zeitraum gestattet. Von Mittel- und Nordeuropa ausgehend wurden die diesbezüglichen Arbeiten auf nähere und fernere Räume ausgedehnt, wobei Ausmaß und Anzahl der in den jeweiligen Ländern durchgeführten exakten Untersuchungen recht unterschiedlich sind.

Dies zeigt schon die Betrachtung der als Übergangsraum wichtigen Mittelerranis, wo es neben gut erforschten Gebieten — etwa Frankreich — solche gibt, in denen unsere Kenntnis der Glazialformen noch unvollständig ist und die der Periglazialbildungen noch in den Anfängen steckt, so etwa die Iberische Halbinsel. Sie ist als Bindeglied zwischen Südfrankreich und den Atlasländern, die beide klimamorphologisch untersucht sind, von besonderer Bedeutung.

So entstand auf Grund erster Beobachtungen, die 1955 auf einer kurzen Studienreise gesammelt wurden, der Plan, den glazialen und periglazialen (subnivalen) Formenschatz des östlichen Kastilischen Scheidegebirges aufzunehmen, um entscheiden zu können, wie sich das pleistozäne Klima in seinen morphologischen Auswirkungen qualitativ und quantitativ anders verhielt als das holozäne. Die Untersuchungen betreffen also die vertikale Verschiebung der klimamorphologischen Höhenstufen und die dadurch bedingte Erweiterung ihres Wirkungsbereichs.

II. Die Untersuchungsgebiete

Die Wahl der einzelnen Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 1) war bedingt durch die Art der Fragestellung. Um möglichst viele und verschiedene morphologische und pedologische Zeugnisse für die klimatische Abhängigkeit des quartären Formenschatzes aufzufinden, mußten die einzelnen Untersuchungsgebiete aus räumlich weit getrennten Gebirgstteilen gewählt

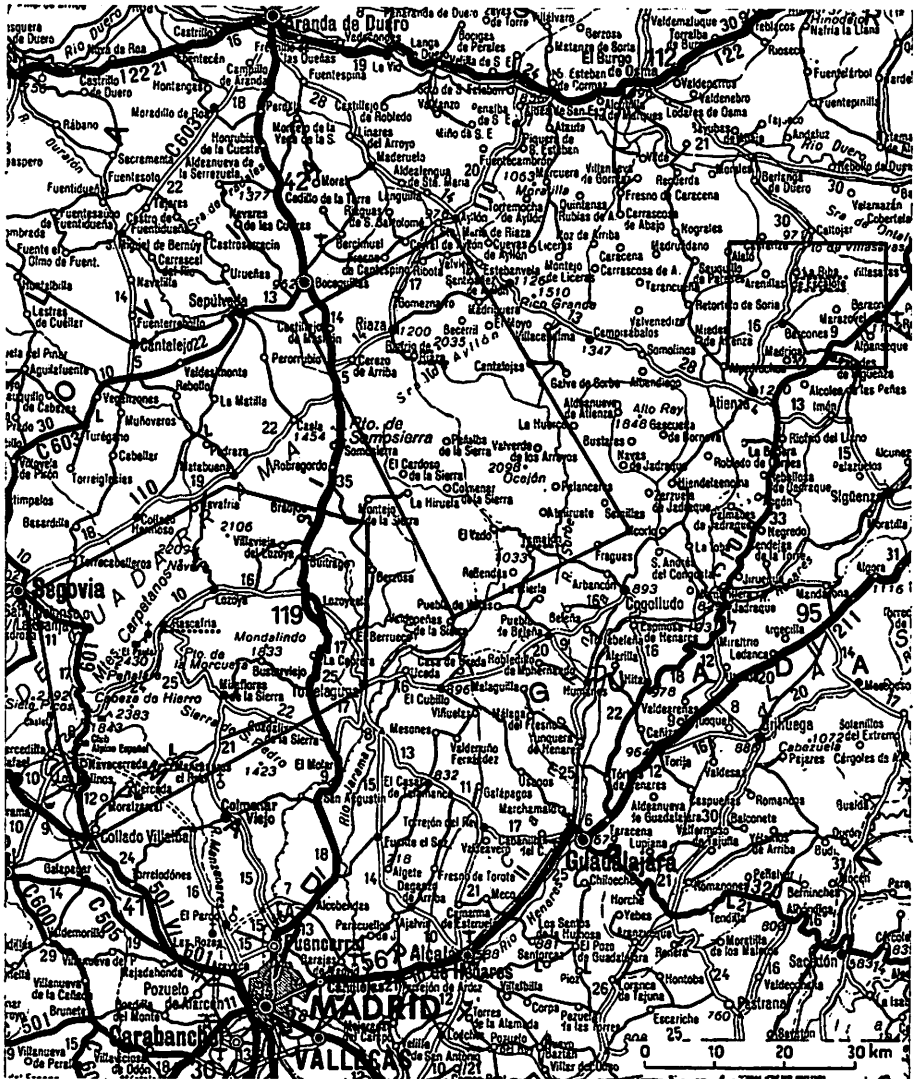


Abb. 1: Übersichtskarte der Untersuchungsgebiete

werden. Nur so war es möglich, einen verlässlichen Überblick zu gewinnen und einigermaßen begründet zu extrapolieren, wie dies bei der Rekonstruktion paläoklimatischer Grenzlinien oftmals notwendig ist.

Von den drei ausgewählten Gebieten sind die Sierra de Guadarrama sowie die nördliche Somosierra in glazialgeologischer Hinsicht untersucht worden. Die letzte knappe Zusammenfassung der bis 1932 erzielten Forschungsergebnisse gab WERNERT (1932) für den Guadarrama; OBERMAIER beschreibt im gleichen Jahr einen Gletscher der Somosierra. Die übrigen

Teile des östlichen Scheidegebirges sind weitaus weniger bekannt und bisher kaum bearbeitet worden. Periglazial-morphologisch ist das Gesamtgebiet noch Neuland, und um Vergleichswerte für die Höhengrenzen der Glazial- und Subnivalerscheinungen zu gewinnen, wurde die Meseta im Osten der Sierra de Pela sowie die südliche Somosierra aufgesucht. Untersuchungen des jeweiligen Vorlandes ergänzten die in den Gebirgen gewonnenen Ergebnisse.

Insgesamt wurden also Gebiete besucht, die sich über das gesamte östliche Scheidegebirge verteilen; und durch mehrere Überquerungen der Sierran in Nord-Süd-Richtung sowie die auf den Anfahrten zu den einzelnen Gebieten gewonnenen wertvollen Ergänzungsbeobachtungen konnten die lokalen Ergebnisse zu einem Gesamtbild verknüpft werden.

III. Geologie und Morphotektonik des Hauptscheidegebirges

Das über 500 km lange und maximal 60 km breite, in West-Südwest-Richtung verlaufende Hauptscheidegebirge trennt die zentraliberischen Hochflächen in einen nördlichen und einen südlichen Teil. In die vier Hauptabschnitte Serra da Estrela, Sierra de Gata, de Gredos und de Guadarrama geteilt, beginnt es im Westen nahe dem Atlantik und endet im Osten an der Nordwestabdachung des Iberischen Randgebirges, das die Mesetas vom Ebrobecken scheidet. Die genannten vier Hauptteile¹⁾ sind morphotektonisch wohlunterschieden und orographisch durch die Paßlücken von Guarda, Béjar und Avila getrennt.

Am Aufbau des Scheidegebirges sind überwiegend magmatische und metamorphe Gesteine beteiligt, und zwar ist der Granit vor allem im Westteil, Gneis im Zentralteil und das weniger metamorphisierte Paläozoikum im Osten verbreitet. Die Gneise, in denen Einschaltungen von Marmoren und Quarziten vorkommen, leiten sich von Sedimentgesteinen her, die regionalmetamorph umgewandelt wurden; dazu kam noch lokal eine kontaktmetamorphe Veränderung durch die variszisch intrudierten Granitplutone.

Im Osten des Scheidegebirges taucht der variszische Sockel unter die mesozoischen Schichten des Meseta-Randes unter, die als Altos de Barahona und Sierra Ministra zum Iberischen Gebirge überleiten. Die Sierra de Guadarrama i. w. S. (2430 m) setzt im Osten an einer Längsstörung als Sierra de Pela gegen die 1300 bis 1400 m hohen, verbogenen Trias-Tafeln der Meseta ab und verläuft mit Ost-West-Streichen, biegt dann als Somosierra (2262 m) in südwestliche Streichrichtung um. Im gleichen Sinne streichend schließt sich die aus zwei \pm parallel verlaufenden Ketten bestehende Sierra de Guadarrama an. Jenseits des Passes von Avila beginnt mit Ost-West-Streichen die Sierra de Gredos, bei der die Auflösung in gegeneinander verstellte Schollen ein außerordentliches Ausmaß erreicht.

1) Sie werden im einzelnen weiter unterteilt, so die Sierra de Guadarrama von Osten nach Westen in: Sierra de Pela und südlich davon Sierra del Alto Rey, Somosierra, Sierra de Guadarrama i. e. S., Sierra de Malagón.

Im Westen der Gredos verlaufen die Störungslinien, welche die Sierra de Gata und die kulissenartig gegen sie verstellte Serra da Estrela begrenzen, wieder Nordost-Südwest.

Der Verlauf des Gebirges ist somit vom alten variszischen Nordnordwest-Südsüdost-Streichen der Gneise und paläozoischen Schichten unabhängig; seine Herausbildung erfolgte durch eine im einzelnen sehr komplizierte Bruchtektonik, durch die Störungslinien entstanden, die sich in zwei Hauptrichtungen (Ost-West und Nordost-Südwest) kreuzen. Das Scheidegebirge ist demnach ein aus einer Vielzahl verschieden stark gegeneinander verstellter Schollen bestehendes Blockgebirge; seine Entstehung fällt ins Tertiär.

In seinem heutigen Oberflächenbild spiegelt sich die Entwicklungsgeschichte unter verschiedenartigen Vorzeitklimaten wider, und in dem räumlichen Nebeneinander der erhaltenen Formen läßt sich das zeitliche Nacheinander der langen phasenhaften Entwicklung erkennen, die im Alttertiär begann und charakterisiert ist durch fortgesetzte Verstellung der während langer Zeiten tektonischer Ruhe geschaffenen Verebnungen.

Über die Einzelheiten gehen die Meinungen auseinander; angeführt seien hier nur die konträren Ansichten SCHWENZNERS (1936) auf der einen und SOLE-SABARIS'-BIROT'S (1952, 1954) auf der anderen Seite. Während jener vier Erosionsniveaus von verschiedener Höhenlage und verschiedenem Alter (Prä-Torton bis Altquartär) unterscheidet, führen diese die erhaltenen Flächenreste auf einen miozänen und einen pliozänen Einebnungsvorgang zurück. Der erste schuf die „superficie fundamental de la Meseta“ (SOLE-SABARIS, 1952), die dann zerbrochen und in verschiedene Höhen gehoben wurde. Sie bildet das von STICKEL zuerst erkannte und von SCHWENZNER (1936) „Dachfläche“ genannte oberste Niveau (1700—2200 m). Im oberen Pliozän ließ dann Schichtfluterrosion die Pediments entstehen, die in wechselnder Breite das Gebirge säumen.

IV. Der glaziale und periglaziale Formenschatz des östlichen Scheidegebirges

A. Die glazialen Formen

1. Sierra de Guadarrama.

Dieser Teil des Scheidegebirges besteht aus zwei \pm parallelverlaufenden Ketten, den Montes Carpetanos im Nordwesten und der Cuerda Larga im Südosten. Sie vereinigen sich unweit der Peñalara, des höchsten Gipfels, und ziehen von hier als Sierra de Malagón weiter zum Paß von Avila. Die Peñalara (2430 m) und die gegenüber auf der Cuerda Larga gelegene Cabeza de Hierro (2385 m) überragen die tertiäre Dachfläche (s. o.) um etwa 200 m. Diese bildet im Osten der Najarra (2109 m) eine sanftgewellte Hochfläche von durchschnittlich 1700 m Höhe und maximal 5 km Breite, deren Zerstörung noch nicht weit fortgeschritten ist, während andernorts die rückschreitende Erosion der zahlreichen Bäche von der einstigen Fläche kaum mehr als breitausladende Rücken übriggelassen hat.

Zwischen den beiden Gebirgsketten verläuft geradlinig das 15 km lange und 4 km breite, ebene Lozoya-Tal. Über seinem kristallinen Boden liegen kretazische Kalke und Mergel, über die sich konglomeratische Kalk- und Sandschichten oligozänen Alters legen. Die jüngsten Ablagerungen bilden die pleistozänen Schotterkegel. Die kretazischen Schichten wurden zunächst als Sedimente eines Golfs gedeutet, der weit ins Innere des paläozoischen Gebirges gereicht habe; aber der Nachweis von Störungslinien, an denen die Kreide- und Tertiärschichten abgesunken sind, zeigten bald die tektonische Anlage des Tals. Die genauere Durchforschung des Gebirges gab dann Aufschluß über seinen germanotypen Bauplan: das Lozoya-Tal ist ein Längsgraben, der die beiden Horste der Montes Carpetanos und Cuerda Larga trennt; die diesen vorgelagerten „Rampen“ (STICKEL) stellen Halbhorste dar.

Nach stark übertriebenen älteren Annahmen (C. DE PRADO, 1864; A. BAYSSELANCE, 1883; J. MACPHERSON, 1893; L. MALLADA, 1911; O. DE BUEN, 1912) über das Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung des Gebirges (Totalvergletscherung bis ins Vorland!) hat die genauere Erforschung der Glazialspuren (A. PENCK, 1894; C. DE MAZARREDO, 1910; L. FERNANDEZ NAVARRO, 1915; H. OBERMAIER und J. CARANDELL, 1917) eindeutig klargelegt, daß der Guadarrama im Pleistozän nur in den höchsten Teilen Gletscher trug. Zum Unterschied von der Sierra de Gredos und Somosierra, die beide auf der Nord- und Südseite der Montes Carpetanos und der Cuerda Larga beschränkt geblieben (vgl. Karte 2).

Das Zentrum der Vergletscherung war der Südostabhang des Peñalara-Massivs (2430 m). Hier stellten OBERMAIER und CARANDELL (1917) Kare und Moränenkränze von vier nebeneinanderliegenden Gletschern fest (siehe Bild 1).

Das größte Kar ist der vom Peñalara-Gletscher aus den Südosthängen der Hermana Mayor und Cumbre de Peñalara herausgearbeitete vierstufige Hoyo de la Laguna de Peñalara mit der in 2005 m Höhe gelegenen Laguna de Peñalara. Der Gletscher hinterließ vier Moränenkränze, von denen der unterste in 1750 m, der nächsthöhere, sehr vollständig entwickelte, in 1910 m Höhe endet. Innerhalb dieser weitgespannten Moränenwälle sind am Fuß der Hermana Mayor noch zwei ineinandergeschachtelte Rückzugsstadien feststellbar; das ältere hinterließ sehr flache, verwaschen erscheinende Moränen und endete in 1960 m Höhe, während das 2110 m hoch liegende Zungenbecken des jüngeren von sehr steilen und hohen Blockmoränen begrenzt wird. Bei einer mittleren Höhe des Karandes von 2250 m ergeben sich aus den genannten Höhenlagen der Zungenbecken folgende Schneegrenzwerte: 2000 m, 2050 m, 2100 und 2150 m (nach OBERMAIER lauten die entsprechenden Werte 1950 m, 2050 m, 2130 und 2220 m).²⁾

2) Es wird hier zur Bestimmung der lokalen Schneegrenze bei diesen einfach gebauten Kargletschern das Verfahren von v. HÖFER (1879) angewandt, wonach die Schneegrenze gleich dem arithmetischen Mittel aus der mittleren Höhe des Karandes und des Gletscherendes ist.

Unmittelbar nördlich schließt sich die vergleichsweise schmale Karregion des Pepe-Hernando-Gletschers an, dessen Hochrand bei 2350 m lag. Er rundete die wohl tektonisch angelegten Schwellen der unterhalb der Karwand gelegenen Llanos de Peñalara, floß dann über einen steilen Abfall in das wundervoll ausgebildete spitzwinklige, von 80 bis 100 m hohen Moränen begrenzte Zungenbecken ab, dessen tiefster Punkt in 1830 m Höhe liegt. Die Moränen des weitesten Vorstoßes ziehen sich bis auf 1720 m Höhe hinab. Die zu den beiden Eisständen gehörenden Schneegrenzhöhen sind 2050 und 2100 m (nach OBERMAIER 1970 und 2040 m).

Während des Maximalstandes der Vereisung waren unterhalb des Risco de los Pájaros genannten Nordgrates des Peñalara-Massivs zwei miteinander verschmolzene Eisströme zur Entwicklung gekommen. Sie hinterließen recht verwaschene breite Moränenkomplexe, die in 1940 bzw. 1900 m Höhe endigen. Auch die Moränen des nächsthöheren Gletscherstandes (2050 m) bilden im Gegensatz zu jenen der oben beschriebenen Gletscher keine geschlossenen hohen Wälle, sondern breite lose Schuttstreifen.

Ein kleiner Restgletscher schuf einen angenähert halbkreisförmigen Moränenwall in 2100 m Höhe, der teilweise auf das Gebiet des Pepe-Hernando-Kars übergreift. Aus den angegebenen Höhenwerten ergeben sich bei einer mittleren Karrandhöhe von 2300 m folgende Schneegrenzwerte: 2100 m, 2150 und 2200 m (OBERMAIER gibt nur Werte für die beiden Hauptstände an: 2070 und 2120 m).

Die auf Anzahl und Ausbildung der Moränen beruhende Auffassung OBERMAIERS über die Zahl der Vergletscherungen des Guadarrama gab Anlaß zu einer Kontroverse, die im folgenden kurz aufgezeigt sei. OBERMAIER (1917) trennte die höher (am Hoyo de Pepe Hernando bei 1830 m) endigenden als „Jung-“ von den tiefer ins Tal (bis 1720 m) reichenden „Altmoränen“ und stellte jene in die Würm-, diese in die Rißeiszeit. WERNERT (1932) unterstreicht diese Auffassung und beschreibt bei den von ihm in der Cuerda Larga gefundenen gefundenen Karen ebenfalls Spuren einer zweimaligen Vergletscherung (s. S. 23). v. KLEBELSBERG (1948) tritt unter Hinweis auf die weitgehende Ähnlichkeit dieser „Alt-“ und „Jungmoränen“ der OBERMAIERSchen Auffassung entgegen und erblickt in ihnen nur die Zeugen zweier verschiedener Phasen ein und derselben Vereisung.

Diese Ansicht ist m. E. wahrscheinlicher; denn oftmals sind die unteren Moränen ebenso scharf wie die der höheren Gletscherstände ausgebildet und erhalten, wie sich durch Messungen der Böschungswinkel leicht nachweisen läßt. Ferner ist bei einer derartigen, auf dem Erhaltungszustand der Gesamtform basierenden Alterseinstufung mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die äußersten Wälle während einer vergleichsweise kurzen Stillstandsphase des Maximalvorstoßes abgelagert wurden und daher primär geringmächtig und deshalb leicht zerstörbar sind. (Auch das verwaschene Aussehen der tiefsten Rückzugsmoräne des Peñalara-Gletschers hat die gleiche Ursache.) Überdies darf nicht außer acht gelassen werden, daß der äußerste Moränenwall häufig auf verhältnismäßig steilem Gelände liegt und somit Erosion und Denudation sehr viel erfolgreicher angreifen können.

Eine endgültige Klärung der Altersfrage kann wohl nur auf stratigraphischem Wege (mittels Pollenanalyse, sofern hinlänglich alte Moore zwischen den beiden äußeren Moränenkränzen vorhanden sind) herbeigeführt werden.³⁾

Nevera-Gletscher.⁴⁾ Das nächste Kar, das des Nevera-Gletschers, liegt 1,5 km nordöstlich der Laguna de los Pájaros am Ostabfall der Montes Carpetanos; es ist modellartig schön ausgebildet und vom Tal aus sehr gut sichtbar (s. Bild 2).

Der Grundriß des Gletscherbeckens, dessen Längsachse 70° orientiert ist⁵⁾, ähnelt einem spitzwinkligen Dreieck. Der Abfall im Kar, dessen Hochrand mit etwa 1900 m anzusetzen ist, verläuft recht einheitlich und nur auf der linken Seite unterbrochen durch eine in etwa 1800 m gelegene Verebnung; überall sind deutliche Schlifffspuren und Rundhöcker zu sehen.

Mehrere kleine Wasserläufe ziehen sich mäandrierend durch das ziemlich sumpfige, nach oben zu sanft ansteigende Zungenbecken. Die linke freie Moräne verläuft — nur wenig nach innen gebogen — in südöstlicher Richtung; sie ist sehr viel mächtiger entwickelt und erheblich länger als die rechte. In 1770 m Höhe ansetzend, senkt sie sich bis zur 1660 m hoch gelegenen Moränendurchsägung ab. Die rechte, in nord-nordöstlicher Richtung verlaufende Moräne beginnt an einer Schutthalde; infolgedessen kommt ihre Ansatzstelle bei etwa 1730 m nur undeutlich zum Ausdruck. Am Zungenende des Gletschers nehmen die Seitenmoränen Zangenform an; die rechte biegt nach links, die andere nach rechts um.

Aus der Höhenlage des mittleren Karrandes und des Zungenbeckens ergibt sich als lokale Schneegrenze 1800 m.

Auf der oben erwähnten Verebnung in 1800 m Höhe setzt eine schwach entwickelte, sich steil hangauf ziehende kleine Moräne an, wohl das Relikt einer Rückzugsphase und entsprechenden Bildungen an der Peñalara vergleichbar.

Von Bedeutung für die vorliegende Untersuchung ist die auffallend asymmetrische Formung des Kares; das Ausmaß des glazialen Tiefenschurfs ist auf der Südwest-Flanke sehr viel stärker als an der Nord- und Westseite. Hier ein scharfes, steiles Absetzen der Karwand, dort ein vergleichsweise allmähliches Übergehen der glazialen Hohlform in den Berghang.

Da dieser Dimorphismus unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit auch bei der Mehrzahl der anderen Kare in fast der gleichen Weise auftritt, dürfte eine klimatische Ursache zugrunde liegen. Dieser Frage kann jedoch erst nach der Beschreibung der Glazialformen des gesamten Gebirges näher getreten werden.

3) Nach den Angaben des Exkursionsführer Cs des INQUA-Kongresses 1957, der nach Abschluß der Untersuchungen erschien, sollen auch auf der Westabdachung der Peñalara in 1420 m Höhe Moränen liegen; dies erscheint jedoch unwahrscheinlich, da im Hang keine Spuren von Eiswirkung beobachtet wurden.

4) Die Benennung der bisher nicht beschriebenen Gletscher erfolgt nach den Bächen, die in ihrer Karregion entspringen, sonst nach benachbarten Bergen oder Pässen.

5) Der Einfachheit halber wird die in der Geologie übliche Art, das Streichen zu vermerken, hier zur Angabe der Orientierung der Gletscherbecken verwandt.

Cantera-Gletscher. Unmittelbar nördlich neben dem Nevera-Kar, aber trotzdem ganz unabhängig von ihm, liegt das Cantera-Kar. Wegen der weitgehenden Ähnlichkeit — auch die Karachse läuft mit einer Orientierung von 80° der des Nachbarkars fast parallel — kann auf eine so detaillierte Beschreibung, wie sie oben erfolgte, wohl verzichtet werden, und eine Aufzählung der wichtigsten Daten mag genügen. Die Grundrißform entspricht völlig der des Nevera-Kars, allerdings war der Tiefenschurf im Karboden weit geringer; die obengenannte Asymmetrie ist aber in ebenso starkem Maß vorhanden. Die mittlere Höhe des Karrandes beträgt ca. 1940 m. Die Ansatzstelle der linken, schwach gekrümmten Moräne liegt bei 1740 m, das Zungenende in 1700 m Höhe. Die pleistozäne Schneegrenze dürfte demnach bei 1800 m gelegen haben.

Die rechte Moräne beginnt in 1720 m Höhe; ein in der Mitte zwischen den beiden das Karbecken entwässernden Bächen liegender länglicher Buckel, dessen höchste Stelle bei 1710 m liegt, dürfte wohl ursprünglich mit der rechten Moräne zusammengehangen haben; erst die Erosion des rechten Baches schuf den isolierten Hügel.

Reventón-Gletscher.⁶⁾ Diese nur als Karnarbe zu bezeichnende glazigene Hohlform ist ebenso wie die gleich zu besprechende des Artiñuelo-Oberlaufs deshalb von besonderem Interesse, weil die morphologischen Verhältnisse zur Folge hatten, daß nur eine Moräne zur Ausbildung kam. Der kleine Gletscher entstand nämlich nicht in einem Talschluß, sondern an einer ostexponierten, nach Süden zu rasch an Höhe verlierenden Steilwand. Auf dem vor der Steilwand befindlichen, sich rasch nach Norden absenkenden Hang lag das Zehrgebiet, begrenzt von der Moräne, die als breiter, flacher Wall in 1700 m Höhe sich an die hier schon sehr niedrige Karrückwand lehnt. Sie senkt sich ziemlich rasch auf 1580 m ab, wobei sie an Steilheit gewinnt und stetig weiter von der Karwand abrückt. Das von Karwand und Moräne begrenzte Gletscherbett ist also in seinem höchsten Teil am schmalsten und verbreitert sich nach unten zu immer mehr.

Die Erklärung für diesen eigenartigen Moränenverlauf ist in dem vorwürmeiszeitlich geschaffenen Relief zu suchen: der Gletscher erreichte dort, wo die Rückwand am höchsten ist, seine größte Mächtigkeit und konnte daher hier am weitesten vorstoßen; nach Süden zu nahm mit sinkender Höhe der Karwand seine Mächtigkeit und damit die Fähigkeit, sich auszubreiten, ab.

Die Schneegrenze dieses kleinen Gletschers lag bei 1700 m.

Artiñuelo-Gletscher. Im 200 m eingetieften Oberlauf des Ao. del Artiñuelo sind an dem rechten, ostexponierten Talhang zwei kleine Gletscher zur Entwicklung gekommen.

Der erste liegt unmittelbar unterhalb der Wasserscheide, der zweite, der deutlichere Spuren hinterlassen hat, etwa 1 km talab. Die Rückwand des unteren Kares, dessen oberer Rand durchgehend bei 1800 m liegt, weist eine teilweise sehr gut ausgebildete Buckelung auf und ist am Fuß

6) Da auf der topographischen Karte 1 : 50-000 die Namen der das Kar entwässernden Bäche fehlen, wurde es nach dem nahe gelegenen Reventón-Paß benannt.

von einer ziemlich mächtigen Schutthalde verhüllt, an die sich mit deutlichem Knick das 100 m lange und genau so breite, 1620 m hoch gelegene Zungenbecken anschließt.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Gletschern kam es hier nur zur Ausbildung einer rechten, sich bei 1650 m auf das Anstehende legenden Seitenmoräne, die von der schwach entwickelten Stirn- moräne durch einen Erosionsriß getrennt ist. Auf der linken Seite hat sich der Gletscher mehrere Meter tief in das ihm von den höheren Hangpartien entgegenströmende Solifluktionmaterial eingegraben, und so stellt sich heute die ehemalige linksseitige Gletscherbegrenzung als steiler Abfall von der unebenen Oberfläche des Solifluktionsschuttes in das ebene Zungenbecken dar. Als lokale Schneegrenze ergibt sich für dieses etwa kreisförmige Kar 1700 m.

Die ungefähr 1 km talauf gelegene Karnarbe entspricht weitgehend der des Reventón-Gletschers. Aus den erhaltenen Formen ist ebenfalls auf eine Schneegrenzhöhe von 1700 bis 1750 m zu schließen.

Calderuelas-Gletscher. Ein geradezu klassischer Kargletscher — wie alle in den Bachtälern entstandenen Gletscher auf die ostexponierten Hänge beschränkt — hinterließ etwa 1 km unterhalb der Quelle des Ao. de las Calderuelas seine Spuren (s. Bild 3). Der Grundriß ist gestreckt, d. h. die Breite übertrifft die Länge (gemessen in der Fließrichtung des Eises) um das Dreifache. Eigentliche Seitenmoränen fehlen; die Stirn- moränen setzen an die lehnesselartig vorspringenden Karseitenwände an. Die linke (etwa 200 m lang) verläuft dem Bach parallel, die rechte, kürzere bildet einen Winkel von 45° mit ihm und senkt sich nach sehr allmählichem Anstieg im Längsverlauf plötzlich steil ab, so daß eine Art kleinen Passes entsteht, offenbar eine Folge früher Zerschneidung des Moränenwalles; denn die heutige Entwässerung des Kars erfolgt an der tiefsten Stelle des Zungenbeckens. Aus der mittleren Höhe des Karrantes von 2040 m und der des Zungenbeckens von 1860 m ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 1950 m.

Entretérminos-Gletscher. Noch günstigere Voraussetzungen für die Akkumulation großer Schneemengen als das Calderuelas-Tal bot der fast 300 m tief eingeschnittene Oberlauf des Ao. de Entretérminos. Auf der rechten Seite des Talschlusses entstand ein Gletscher, in dem zwei, sich oberhalb der Moränendurchsägung vereinigende Bäche entspringen. Auch die drei talab folgenden Tributärbäche des Ao. de Entretérminos kommen aus Mulden, bei denen indes nicht sicher zu entscheiden ist, inwieweit sie auf die Nivationswirkung perennierender großer Firn- flecken zurückgehen, oder ob sie von kleinen Gletscherflecken ausgeschürft wurden. Ihr oberer Rand ist mit etwa 1970 m anzusetzen, die Enden liegen zwischen 1680 und 1760 m. Gemeinsam ist diesen Bildungen, daß die für ein echtes Kar typische Eintiefung und Versteilung der Rückwand ebenso fehlt wie wohlausgebildete Rundhöcker und Schliiformen. All diese Charakteristika aber machen es gewiß, daß die größere Hohlform am Talschluß ein echtes Kar darstellt.

Seinen Hochrand kann man durchschnittlich mit 1960 m ansetzen. Im buckeligen Steilabfall des 110° orientierten Kares, dessen Grundriß etwa

in der Mitte zwischen Nevera- und Calderuelas-Kar liegt, ist eine breite Schwelle auf 1750 m Höhe herausgearbeitet, die durch eine schroffe Wand vom 30 m tiefer endenden spitzwinkligen Zungenbecken getrennt ist. Die sumpfige Beschaffenheit des Geländes oberhalb dieser Stufe deutet darauf hin, daß hier ein vom Eis geschaffenes Becken zugeschüttet wurde.

Auffallend ist auch hier die sehr verschiedenartige Ausbildung der Moränen, die sich diesmal nicht hinsichtlich der Höhe, sondern der Länge unterscheiden. Während die linke knapp unterhalb des Karrandes sich vom Hangschutt abzuheben beginnt und dann als 10 bis 20 m hoher Wall steil in gerader Richtung talwärts zieht, setzt die rechte — ebenfalls fast geradlinig verlaufend — in 1770 m Höhe als morphologische Fortsetzung eines von Moränenstreu locker bedeckten Gneisgrates an.

Die lokale Schneegrenze dürfte nach den angegebenen Höhenwerten in etwa 1850 m Höhe gelegen haben.

Hoyo Cerrado-Gletscher. Der bei Alameda del Valle mündende Ao. de la Sabuca⁷⁾ hat ein im Vergleich zu den anderen Bächen außerordentlich ausgedehntes Einzugsgebiet, das in seiner Gesamtheit eine flach muldenförmige Ausraumzone von 3,5 km Durchmesser bildet. Im einzelnen gliedert diese sich in mehrere Teilbecken, die durch Kämme von geringer Höhe getrennt sind; die in ihnen entspringenden Bäche vereinigen sich in etwa 1400 m Höhe zum Ao. de la Sabuca. Zwei dieser Teilwannen beherbergten während der Eiszeit Gletscher, die dritte, vom Ao. de Verticalengua entwässerte, wurde lediglich periglazial überformt (s. Bild 4).

Die am besten ausgestaltete Glazialform stellt der Hoyo Cerrado (= geschlossene Schneegrube) dar, dessen von der Talbevölkerung geprägter Name treffend den Eindruck wiedergibt, den man beim Betrachten der Endmoräne vom Tal her hat. Denn eine fast 100 m hohe, aus vegetationslosem Moränenschutt aufgebaute Halde schließt Zungenbecken und Kar nach unten ab.

Die Längsachse des im Grundriß \pm drachenförmigen Kares, das mit dem Zungenbecken zusammen etwa 1 km lang ist, verläuft 170° ; sein Hochrand liegt im Mittel bei 2100 m, die tiefste Stelle des Zungenbeckens in 1820 m Höhe. Daraus ergibt sich als Höhenlage der lokalen Schneegrenze 1950 m.

Das aus dem Anstehenden geschürfte Kar und das moränenumgrenzte Zungenbecken sind durch eine 50 m hohe (1900—1850 m) Schwelle deutlich voneinander geschieden. Die Gehängestufe ist gerundet und abgeschliffen, die dahinter im Kar liegende Ebenheit z. T. versumpft, z. T. von erratischen Blöcken bedeckt.

Die westliche (rechte), schwach nach innen gekrümmte Moräne verläuft etwa in südöstlicher Richtung und erhebt sich an ihrer in 1920 m Höhe gelegenen Ansatzstelle 70 m über den Boden des Zungenbeckens. Zum Zungenende hin senkt sie sich zunächst wenig ab und verliert erst kurz vor der Verzahnung mit der linken Moräne stark an Höhe (s. Bild 5).

Die östliche (linke) Moräne verläuft in südwestlicher Richtung; sie hat überall sehr viel geringere Höhe als die rechte und senkt sich, bei gleicher

7) Die Benennung erfolgte nach dem Vorgang von FERNANDEZ NAVARRO (1915), da die topographische Karte 1 : 50-000 keinen Namen angibt.

Höhe des Ansatzpunktes, deshalb sehr viel rascher und gleichmäßiger zum Zungenbecken hin ab.

Flache Blockrücken, die unterhalb des geschlossenen Endmoränenwalles auf den Flanken des Ao. de Hoyo Cerrado-Tales liegen, mögen Reste älterer Moränen darstellen, eine genauere Entscheidung ist indes nicht möglich.

Hoyo Borrocoso-Gletscher. Der benachbart gelegene Hoyo Borrocoso weist die gleiche Asymmetrie des Baues wie der eben beschriebene auf. Die östliche Seite des im Grundriß rechteckigen Kares, dessen oberer Rand eine mittlere Höhe von 2080 m hat, ist vom Eis sehr viel stärker ausgeschürft als die westliche, bei der sich ein allmählicher Übergang in den Schuttrücken vollzieht, der zum Hoyo Cerrado überleitet. Die vom Eis blankgehobelten Felsen der rechten Karseite reichen im tieferen Teil des Kares bis an den Fuß der linken Moräne heran; eine kleine, steilgeneigte, mattenbedeckte Ebenheit konnte sich nur in der Mitte des Kars zwischen Karwand und Moräne entwickeln (s. Bild 6).

Die langen scharfgratigen Moränen beginnen in 1910 m (rechts) bzw. 1960 m (links) Höhe und senken sich in geradem Verlauf — einen spitzen Winkel einschließend — auf 1760 m ab.

Aus den genannten Werten ist auf eine Schneegrenzhöhe von 1900 m zu schließen.

Peñacabra-Gletscher. Sehr interessant ist die Untersuchung des Glazialphänomens am Nevero (2209 m) wegen der außerordentlichen Größenunterschiede der beiden Kare, die an seiner Süd- bzw. Südostflanke entstanden sind; denn das westliche (Peñacabra-Kar) übertrifft das östliche (Nevero-Kar) um mehr als das Zwanzigfache an Fläche. Es ist — wenn man von den miteinander verschmolzenen Karen der Peñalara abieht — das bei weitem größte Kar des gesamten Guadarrama.

Das präglaziale Bachtal, das die an dieser Stelle besonders hoch gelegene Dachfläche tief zerschnitten hatte, bot für die Ansammlung großer Schneemengen optimale Voraussetzungen, und die glaziale Erosion war entsprechend stark. Die fluviatil geschaffene Talkerbe wurde zu einem nach Süden offenen Kar von annähernd trapezförmigem Grundriß umgestaltet, wobei die zahlreichen Schliiformen erweisen, daß nur die rechte Seite und der Talschluß eisbedeckt waren, während die linke Talflanke nicht von einem Gletscher bearbeitet wurde.

Wieder geht mit der auffallenden Asymmetrie des Kars eine solche der Moränen zusammen. Die rechte Begrenzung der Gletscherzunge stellt eine steilwandige, bis 80 m messende Eintiefung in das Schuttmaterial des Grates dar, der Vertialengua- und Hoyos de Pinilla-Bach trennt. Auf den Rand dieses Lockermaterials hat der Gletscher nur einen vergleichsweise dünnen Mantel von Moränenmaterial aufgelagert, so daß die Größe des Eintiefungsbetrages stellenweise dadurch noch um 10 m gesteigert erscheint.

Nur der sich in 1800 m Höhe an den Nordost-Hang des Talkessels anlehende 30 bis 40 m hohe Wall, der sich etwa in Nord-Süd-Richtung hinzieht, ist eine typische Moräne. Östlich von ihr erstreckt sich ein etwa 100 m breites und mehrere hundert Meter langes flaches Gelände, ein Teil

des solifluidal eingeebneten Talgrundes. Die Lage dieser Endmoräne beweist, daß der im westlichen Karsegment recht mächtige Gletscher rasch an Dicke verlor und die gegenüberliegende linke Talseite nicht zu erreichen vermochte.

An dieser Stelle sei eine Bemerkung zu der kurzen Beschreibung dieses Kars durch L. FERNANDEZ NAVARRO (1915, S. 33) gestattet, in der er ausführt, daß der Karkessel sich talwärts in ein 400 m langes typisches Glazialtal, unten von charakteristischer U-Form, fortsetze. Das Ende des U-Tales liege in 1880 m, der tiefste Punkt des Zungenbeckens in 1860 m Höhe.

Tatsächlich ist es nun so, daß dieses wenig eingetieft „U-Tal“ innerhalb der Karwand liegt und nicht die talwärtige Verlängerung des Karkessels darstellt (Bild 8); wie Bild 7 zeigt, spielt es im Gesamtformenschatz des Kars kaum eine Rolle. Aus der Lage der linken Moräne geht eindeutig hervor (Bild 8), daß der Gletscher nicht am Fuß der Karwand in 1860 m, sondern einige hundert Meter von ihr entfernt in 1700 m Höhe endete.

Aus der mittleren Höhenlage des Karrandes von 2100 m und der des Zungenbeckens von 1700 m ergibt sich eine lokale Schneegrenze von etwa 1900 m.

Nevero-Gletscher. Im Gegensatz zur Mehrzahl der bisher beschriebenen Kare ist das kleine Kar unterhalb des Nevero-Gipfels nicht in einem Tal angelegt, sondern hat sich aus einer flachen Einmündung des südwärtigen Berghanges entwickelt. Diesem Umstand ist offenbar einerseits die geringe Größe, zum anderen die sehr schöne Ausbildung der Glazialformen zuzuschreiben, während es sich bei den anderen Karen mehr um Veränderungen des fluviatil geschaffenen Formenschatzes handelt.

Der Grundriß dieses 140° orientierten Kars ist halbkreisförmig. Da es wenig tief in den Berghang hineingefressen ist, läßt sich keine durchschnittliche Höhe des oberen Randes angeben; sein höchster Punkt liegt bei 2170 m, von wo er sich auf 2080 m absenkt.

Völlig von den gewohnten Verhältnissen abweichend ist der Verlauf der sich in 2075 m Höhe an die Enden der seitlich vorspringenden Karwände anlagernden Endmoränen. Maximal nur 50 m von der steilabfallenden Karrückwand entfernt, riegelt der geschlossene Wall das in 2070 m Höhe gelegene Zungenbecken mit dem aus mehreren flachen Wannen zusammengesetzten Moränenstausee ab. Die durchschnittliche Höhe (relativ zum Zungenbecken) ist mit fünf Metern gering. An den Moränenwall schließt sich talwärts ein Steilhang an, der von einer in 2040 m Höhe gelegenen Schwelle unterbrochen wird. Ausbildung, Lage und Verlauf der Moräne lassen im Vergleich zu ähnlichen Formen an der Peñalara den Schluß zu, daß es sich um die Moräne eines Rückzugsstadiums handelt, was auch von OBERMAIER und CARANDELL (1917) vermutet wurde. Dies um so mehr, als die Schuttrücken, die den obenerwähnten Steilhang begrenzen, Ähnlichkeit mit verwaschenen Moränenresten haben und sich überdies nach Form und Lage recht gut dem in Analogie zu den üblichen Verhältnissen auch hier zu erwartenden glazialen Formenschatz einpassen würden.

Aus den beschriebenen sicheren Glazialformen ist eine Schneegrenzhöhe von 2100 m anzunehmen.

Alto del Puerto-Gletscher. Eine Ausraumzone, vergleichbar jener der Ursprungsbäche des Ao. de la Sabuca, ist auch vom Río Chico de Lozoya⁸⁾ geschaffen worden. In ihrem höchsten Teil ist 1,5 km östlich des Nevero der östlichste Gletscher des gesamten Guadarrama-Gebirges entstanden; erst einige Zehner Kilometer weiter — in der Somosierra — fanden sich wieder die Voraussetzungen erfüllt, die die Entstehung von Gletschern möglich machten.

Das unterhalb des Alto del Puerto gelegene, 135° orientierte Gletscherbett — von FERNANDEZ NAVARRO (1915) und OBERMAIER-CARANDELL (1917) zu unrecht als „unsichere“ Form bezeichnet — unterscheidet sich von den bisher beschriebenen durch seinen stark asymmetrischen Grundriß (s. Bilder 9, 10). Die rechte Seite des Kars, dessen Hochrand im Mittel mit 2080 m anzusetzen ist und die in 1900 m Höhe beginnende rechte scharfgratige Moräne haben den von anderen Gletschern her bekannten, leicht nach innen gekrümmten Verlauf. Die linke Moräne hingegen, in 1950 m Höhe ansetzend, ist zunächst außerordentlich breit und flach und zieht sich etwa 150 m in Südrichtung hinab, biegt dann scharf nach rechts um und umgrenzt das in den höheren Teilen flache Zungenbecken, etwa 200 m in Südwest-Richtung verlaufend und dabei allmählich Höhe und Steilheit gewinnend. Erneut nach links umbiegend und von nun an in Form und Größe das genaue Gegenstück der rechten Seitenmoräne und mit dieser ein schmales, steilabfallendes Zungenbecken einschließend, senkt sie sich bis zur Moränendurchsägung (1820 m Höhe) hinab.

Die lokale Schneegrenze dürfte bei diesem Kar in 1950 m Höhe gelegen haben.

Die bisher beschriebenen Gletscher liegen sämtlich auf der Südost-Seite der Montes Carpetanos und noch vor nicht allzulanger Zeit galt die Cuerda Larga, wenigstens an ihrem Südhang, als frei von Glazialformen. Dies änderte sich erst durch die Entdeckung von drei gut ausgebildeten Karen (Mediano-, Hoyos de la Sierra- und Chivato-Kar) durch WERNERT in den Jahren 1930/31.⁹⁾ Seinen Ausführungen (WERNERT, 1932) folge ich bei ihrer kurzen Beschreibung.

Guarramas-Gletscher. Im Süden des Peñalara-Massivs hatte sich im Schluß des Cerradillas-Tals am Osthang der Guarramas (s. Bild 11) ein kleiner, nach Nordosten abfließender Gletscher entwickelt, für den man aus der Höhe des Karrantes (2100 m) und des Zungenbeckens (1750 m) eine Schneegrenzhöhe von etwa 1900 m ableiten kann.

Der Grundriß ist entfernt gleichseitig dreieckig; die linke wohlausgebildete Moräne setzt bei 1940 m Höhe am Anstehenden an, die rechte verliert sich bei etwa 1900 m Höhe in den riesigen Schuttströmen, die die Nordflanke der Cuerda Larga von den Guarramas bis zu der Cabeza de Hierro überziehen.

8) Die Benennung erfolgte nach FERNANDEZ NAVARRO, da die topographische Karte 1 : 50 000 keinen Namen angibt.

9) Die vierte, nur anhangsweise erwähnte Karnarbe am Nordabhang der Cuerda Larga existiert nicht.

In 1870 m Höhe unterbricht der ebene Boden eines von niedrigen Moränen begrenzten Zungenbeckens den Abfall des Gletscherbettes; augenscheinlich handelt es sich hierbei um die Bildung eines Rückzugsstadiums.

Im Anschluß an die Beschreibung dieses Kares sollen einige große Hohlformen Erwähnung finden, die den Nordwesthang der Cabeza de Hierro gliedern und in verschiedener Hinsicht Anklänge an echte Kare zeigen; recht karähnlich ist insbesondere die nördlichste, unmittelbar unter dem Hauptgipfel gelegene.

Mediano-Gletscher. Das von WERNERT entdeckte Gletschergebiet liegt um den Asómate de Hoyos (2230 m) herum und gliedert sich in den Mediano-Gletscher östlich des Asómate, den Hoyos de la Sierra-Gletscher und den Chivato-Gletscher westlich von ihm.

Der Grundriß des 100° orientierten Mediano-Kars (s. Bild 12) ist spitzwinklig. Sein Hochrand ist mit 2180 m anzusetzen, der Abfall einheitlich, und überall sind deutliche Schlifffspuren und Rundhöcker vorhanden.

Die rechte (südwestlich gelegene) Moräne setzt in etwa 1870 m Höhe wenig deutlich an einer Schutthalde an, verläuft zunächst geradlinig in West-Ost-Richtung und biegt gegen das Zungenende zu merklich nach innen ab. Die linke Moräne — weit mächtiger als die rechte — setzt in 1900 m Höhe an und senkt sich in gerader NNW-SSE-Richtung um 120 m zum 1780 m hoch gelegenen Zungenbecken ab, wo sie merklich nach rechts abbiegt. Ein in 1980 m Höhe ansetzender moränenartiger Wall stellt das Relikt einer Rückzugsphase dar. Blockschutt, der in 1740 m am Fuß der Außenböschung des rechten Moränenwalles liegt, wurde von WERNERT als Altmoränenrest gedeutet.

WERNERT gibt für die durch Moränen markierten Stillstandslagen des Mediano-Gletschers folgende Schneegrenzhöhen an: 1900 m, 1930 m und 2050 m für das Rückzugsstadium. Nach dem v. HÖFERSCHEN Verfahren ergeben sich höhere Werte: 1960 m, 1980 m und 2080 m.

Hoyos de la Sierra-Gletscher. Das Kar dieses Gletschers liegt etwa 0,5 km westlich vom Mediano-Kar am Südwest-Abhang des Asómate. Es ist durch zwei Steilstufen getrept und hat die Form eines Quadranten; sein Hochrand liegt bei 2150 m, das Tiefste des breiten, flachen, sumpfigen Zungenbeckens in 1880 m Höhe.

Die östliche (linke) Moräne lehnt sich an den Westhang des Asómate an; die in 1970 m Höhe gelegene Ansatzstelle läßt sich kaum von dem Blockschutt des Berghanges unterscheiden. Sie zieht sich in gerader Nord-Südrichtung hinab und unterscheidet sich durch ihre auffallende Breite und Verflachung stark von der rechten, die in 1965 m Höhe am geglätteten Karfuß beginnt und einen WNW-ESE-gerichteten Verlauf hat. Sie ist bis zu 20 m hoch und in der unteren Hälfte gegabelt, derart, daß von dem äußeren mächtigen Moränenwall sich ein kleinerer, stärker nach innen gekrümmter Zweig abspaltet.

Die Schneegrenze lag in 2050 m Höhe. (WERNERT gibt 1965 m an; ihm ist augenscheinlich eine Verwechslung unterlaufen.)

Chivato-Gletscher. Unmittelbar westlich neben dem Hoyos de la Sierra-Kar und fast genau so orientiert wie jenes (170°), liegt das des

Chivato-Gletschers, nicht so klar ausgebildet, aber interessant wiederum wegen der Moränen dreier wohlunterschiedener Gletscherstände.

Der Hochrand des gestuften Sammelbeckens liegt bei 2160 m, der Fuß der Steilstufe auf 2020 m, das Zungenbecken zieht sich bis auf 1910 m Höhe hinab. Die 15 m hohe, NW-SE verlaufende rechte Moräne beginnt frei aufgesetzt in 2060 m Höhe und zieht sich ziemlich steil zutal. Die linke, ebenfalls frei aufgesetzte Seitenmoräne verläuft fast Nord-Süd, ist höher und kürzer als die rechte (Beginn in 2030 m Höhe) und senkt sich weniger rasch zum Zungenbecken hinab als jene. Etwa 30 m unterhalb des Zungenendes liegen Reste eines älteren Eisvorstoßes. Ein in 1950 m sich an die beiden Hauptseitenmoränen anlehnender Wall dürfte einem Rückzugsstadium entsprechen.

Die sich auf Grund der genannten Daten für die drei Gletscherstände ergebenden Schneegrenzhöhen sind: 2000 m für den Maximalvorstoß, 2050 m für das Haupt- und wenig mehr für das Rückzugsstadium (nach WERNERT: 1980 m, 2000 m, 2030 m).

Cabeza de Hierro-Gletscher. Drei Kilometer weiter westlich liegt das von WERNERT nicht beschriebene Kar des Cabeza de Hierro-Gletschers. Es ist 140° orientiert, sein Grundriß fast rechtwinklig. Der Hochrand liegt bei 2250 m, der Abfall zum spitzwinkligen Zungenbecken ist einheitlich steil und überall sind Schlifffspuren zu sehen.

Die rechte Moräne beginnt in 2120 m Höhe in einer Schutthalde; breit und flach geböschzt zieht sie sich in leicht gekrümmtem Verlauf auf 1980 m hinab. Die linke Moräne beginnt in 2060 m Höhe; sie ist ebenso breit und flach wie die rechte.

Aus den genannten Höhenwerten ergibt sich als lokale Schneegrenze 2050 m.

Abschließend müssen auch hier einige große ausgeweitete Talschlüsse genannt werden, die wie jene der Nordseite zum Teil recht karähnlich sind.

2. Somosierra

Die Somosierra stellt einen aus \pm metamorphisierten altpaläozoischen Schiefen und Quarziten aufgebauten Block dar, der nach Süden gekippt ist, woraus sich die ausgesprochene Asymmetrie des Gewässernetzes bei extrem nördlicher Lage der höchsten Gebirgsteile (Lobo-Massiv, 2262 m) erklärt (BIROT-SOLE SABARIS, 1954). Die solcherart erzwungene Sammlung der abfließenden Niederschläge auf der langen Südflanke führte zu einer starken Zerschneidung der tertiären Verebnungsfläche. In ausgedehnten Resten ist sie nur noch im Norden, im Bereich der Wasserscheide, in 2000 bis 2150 m Höhe erhalten; im Süden ist sie durch tiefe schluchtartige Täler in eine Anzahl etwa nord-südlich-verlaufender Rücken aufgelöst.

Ebenso wie bei Lozoyuela in den Guadarrama, so greifen auch bei Tamajón und in abgeschwächtem Maße bei Riaza die Pediments tief in das Gebirge ein. Freilich besteht ein Unterschied: während dem Guadarrama-Pediment die Sedimentüberdeckung fehlt, tauchen die Felsfußflächen der Somosierra hier unter eine mächtige Schicht roter Sedimente ab, welche

auf den geologischen Karten als „diluvium“ ausgeschieden sind. Die ganze Schichtfolge baut sich aus Sanden und Tonen auf, in die lagenweise Quarz- und Quarzitzerölle sowie Schieferplättchen eingeschaltet sind. Neuere Untersuchungen (E. HERNANDEZ-PACHECO, 1928, 1929; F. HERNANDEZ-PACHECO, 1930 b, 1957) führten zur Annahme eines pliozänen bis frühquartären Alters dieser Schichten und zur Trennung von den miozänen Ablagerungen; von ROYO Y GOMEZ (1926), LOTZE (1928, 1929), SCHROEDER (1930), BIROT (1933) und SCHWENZNER (1936) werden sie ins Miozän gestellt.

In der Somosierra ist die Vergletscherung auf die Umgebung der höchsten Gebirgsteile beschränkt. Die erste Erwähnung eines Kargletschers findet sich bei HERNANDEZ-PACHECO (1926). Er glaubt, daß in dem kleinen Kar am Nordabhang des Lobo die Spuren zweier Vereisungen vorlägen, von denen die ältere bis 1560 m und die jüngere (Würm) bis etwa 1800 m Höhe hinabgereicht habe.

Diese Darstellung wurde durch OBERMAIER (1932) dahingehend berichtigt, daß nur Ablagerungen der letzten Eiszeit vorlägen und der Gletscher nie tiefer als bis 1700 m hinabgereicht habe. Meine Beobachtungen bestätigen diese Auffassung; wenn OBERMAIER indes schreibt, daß dies das letzte und äußerste Gletscherzentrum der Cordillera Central sei, so entspricht dies nicht ganz den Tatsachen, denn in der Umgebung dieses Kars wurden noch sechs weitere beobachtet. Doch zunächst eine Schilderung dieses schon länger bekannten Kars, das der *Cerezuelo-Gletscher* schuf, und das als einziges von der Meseta her gut sichtbar ist.

Der Grundriß des 340° orientierten Kars ist oval, sein Abfall durch eine deutlich ausgeprägte Stufe in 2000 m Höhe unterbrochen. Sein Hochrand liegt im Mittel bei 2200 m, das kleine, von einem verlandenden See erfüllte Zungenbecken in 1770 m Höhe, woraus sich als lokale Schneegrenzhöhe etwa 2000 m ergibt.

Die versumpfte Zungendepression wird von einer (relativ zum Becken) 5 m hohen Erdmoräne abgeschlossen, deren Durchsägung an der äußersten Ostseite nahe dem Ansatzpunkte liegt. Am linken oberen Ende geht die sichelförmige Moräne in eine mächtige, breite Schutthalde über; ihre Ansatzstelle bei etwa 1800 m kommt daher nur undeutlich zum Ausdruck.

In 1850 m Höhe beginnend, ziehen sich Moränenreste eines Rückzugsstadiums hangauf. Die linke Moräne erscheint an einer sich quer durch den linken Karteil hinabziehenden Gesteinsschwelle aufgestaut und erreicht dadurch maximal ca. 30 m Höhe; wie 1 m hohe Schuttzungen zeigen, ist Moränenmaterial über diese Schwelle hinweggeflossen. Bei 1940 m geht diese Moräne in groben Hangschutt über. Demgegenüber ist die rechte Moräne — offenbar weil hier keine Stauung stattfand — sehr viel weniger entwickelt und verliert sich als knapp 5 m hoher breiter Rücken nach kurzem Verlauf unmerklich im schutterfüllten Karrand.

Ebenso wie die meisten Kare des Guadarrama, weist auch dieses eine auffallend asymmetrische Formung auf; die Exaration hat im Westteil des Kars sehr viel energischer als im Ostteil gewirkt; die Folge ist dort ein jäher, unvermittelter Abfall von der Bergflanke ins Kar und hier ein vergleichsweise allmählicher Übergang der glazialen Hohlform in den

steilgeböschten Berghang. Diese Asymmetrie tritt ebenfalls bei den, dem Kar benachbarten, steilen Ursprungsmulden auf.

Es erhebt sich die Frage, warum ausnahmsweise in der Somosierra auch auf dem Nordhang ein Gletscher entstanden ist. Dies dürfte m. E. vor allem auf die extreme orographische Begünstigung zurückzuführen sein, die in der Steilheit des Nordabfalls und dem daraus resultierenden Strahlenschutz begründet ist, ein Gedanke, der sich in vereinfachter Form auch bei OBERMAIER (1932) findet.

Lobo-Gletscher. Zwei weitere Gletscher haben sich am Ostabhang des Lobo (2262 m) im Talschluß des Río Berbellido entwickelt, von denen der nördliche, unmittelbar unterhalb des Gipfels gelegene, der größere war. Beide Gletscher flossen in etwa paralleler Richtung nach NE ab.

Der Grundriß des größeren Kars (s. Bild 13) ist entfernt rechteckig, mit einer geschweiften und rasch an Höhe verlierenden Nordwand.¹⁰⁾ Das Längsprofil des Karbodens ist sehr ausgeprägt: an die außerordentlich steile Karrückwand (höchster Punkt etwa 2250 m) schließt sich in ca. 2100 m Höhe eine mehrere hundert Meter breite, flachgeneigte Ebeneheit, die mit deutlichem Knick von dem zum Talweg überleitenden Steilabfall getrennt ist.

Die abnorme Steilheit der rückwärtigen Karwand ist offenbar dadurch bedingt, daß sie im (variszischen) Streichen der steilgestellten Schichten verläuft; denn dadurch wurde die Frostverwitterung im Bergschrund und damit die Tätigkeit des Gletschereises natürlich sehr begünstigt.

Die bei Betrachtung von der gegenüberliegenden Talseite aus auffallenden zahlreichen kleinen Rücken, die sich im wesentlichen auf den Raum der Verebnung beschränken, sind z. T. aus dem Anstehenden herausmodelliert, z. T. bestehen sie aus Schuttmaterial, manchmal auch aus beidem. Mit zunehmender Annäherung an die Karwand gewinnt das moränische Blockmaterial immer mehr an Bedeutung, bis am Fuß der Karwand eine spät- bzw. postglaziale Bergsturzhalde alles überdeckt.

Im genaueren kann man die Rücken zu drei hintereinandergestaffelten Moränen zusammenfassen, von denen sich die unterste geradlinig bis auf 2000 m hinabzieht, während die nächsten beiden Zungenbecken bilden, von denen das unterste bis 2080 m hinabreicht und das dritte, 20 m höher gelegene, einen kleinen, schon zur Hälfte verlandeten See einschließt, der in einem vom Gletscher ausgeschürften Felsbecken liegt. Bemerkenswert ist insbesondere die linke, unterste Moräne, die der rechten Karwand parallel verläuft, weil sie die einzige ist, die während des Maximalstandes der Vereisung gebildet wurde. Da diese Erscheinung noch bei mehreren anderen Karen zu beobachten ist, soll sie erst nach Sichtung des gesamten Beobachtungsmaterials im nächsten Kapitel im Zusammenhang mit der asymmetrischen Karformung hinsichtlich ihrer Ursache untersucht werden.

10) Die Isohypsen der topographischen Karte 1 : 50 000 geben die tatsächlichen Höhen- und Reliefverhältnisse völlig falsch wieder; die Kare wurden grundrißgetreu eingetragen.

Auf Grund der angegebenen Höhenwerte ergibt sich als lokale Schneegrenze rd. 2100 m, wobei die morphologische Ungunst des Gletscherbettes (Verflachung) ebenso wie bei den Peñalara-Gletschern eine nicht zu unterschätzende Rolle gespielt haben dürfte.

Unmittelbar südlich vom großen Lobo-Kar und nur durch einen schmalen glazial-erosiv entstandenen Rücken von ihm getrennt, liegt das des kleinen Lobo-Gletschers, das jenem auch im Grundriß in etwa entspricht.

Sein Gepräge erhält das Kar durch die mächtige Schutterfüllung, die angenähert parallel zur rechten Karwand sich als breiter, flacher Wall von 1950 m hinabzieht. Eine genauere Untersuchung zeigt, daß es sich nur in den tieferen Teilen um eine reine Moräne handelt, während in den höheren Teilen der Moränenwall unter einer mächtigen Bergsturzmasse begraben liegt.

Da das Kar in einen sich nach Süden abdachenden Rücken eingetieft ist, nimmt auch die Höhenlage des Karrandes nach Süden zu recht erheblich ab; die zur Berechnung der lokalen Schneegrenzhöhe notwendige Festsetzung einer mittleren Karrandhöhe von 2100 m gilt daher nur bedingt. Da das Zungenbecken in 1850 m Höhe endet, ergibt sich als lokale Schneegrenzhöhe 2000 m; der beträchtliche Unterschied gegenüber dem größeren Kar geht — *ceteris paribus* — auf das gleichmäßig steile Gefälle zurück, das ein ungehindertes Abfließen des Eises ermöglichte.

Peñuelas-Gletscher. Zwei weitere Gletscher haben sich am Osthang des östlich des Río Berbellido gelegenen Höhenzuges entwickelt. Der erste bildete sich am Abfall der Peñuelas (2192 m) im Talschluß eines Tributärbaches des tiefeingeschnittenen Río de las Veguillas; der zweite liegt 3,5 km weiter südlich am Rocín (2049 m).

Der Grundriß des etwa 70° orientierten Peñuelas-Kars ist oval, der Abfall vom im Mittel 2100 m hohen Rand gleichmäßig steil.

Interessant ist auch bei diesem Kar wiederum, daß sich nur ein, der rechten Karseite paralleler Moränenwall bis 1700 m hinabzieht und daher ein typisches, moränenumgrenztes Zungenbecken fehlt. Ein solches bilden nur die beiden zangenförmigen Endmoränen eines Rückzugsstadiums, die in 1900 m Höhe sich aufs Anstehende lehnen und bis 1850 m hinabziehen. Ferner erscheint an dem großen Wall des Maximalvorstoßes, für den sich eine Schneegrenzhöhe von 1900 m ergibt, ebenso wie bei den Lobo-Karen die randnahe Lage bemerkenswert, die eine nur geringe Breite des Gletschers anzeigt.

Rocín-Gletscher. Das etwa 90° orientierte Kar dieses Gletschers übertrifft das des Peñuelas-Gletschers erheblich an Breite. Ferner bildet es von allen Somosierra-Gletschern dadurch eine Ausnahme, daß die gemeinhin vorhandene stärkere Exaration des südlichen Karsegments fehlt. Dies hat seinen Grund darin, daß der Berghang, in den das Kar eingefressen ist, sich nach Süden absenkt, wodurch die Möglichkeit der Schneeakkumulation in diesem (südlichen) Karteil stark herabgesetzt war, was wiederum eine Abnahme der Eismächtigkeit und damit der Exaration zur Folge hatte.

Der Abfall ist einheitlich und in den höheren Teilen der Karrückwand sind Rundbuckel häufig. Ein typisches Zungenbecken fehlt; den tiefsten,

für längere Zeit von der Gletscherzunge eingenommenen Stand kennzeichnet eine verhältnismäßig ausgedehnte, sich nach Osten sanft abdachende Ebenheit aus Moränenschutt, die von einem Bach entwässert wird.

Aus der mittleren Höhenlage des Karrandes von 2000 m und der der Verebnung von 1750 m ist auf eine mittlere Schneegrenzhöhe von 1900 m zu schließen.

Garganta-Gletscher. Ein zweites Zentrum der Vergletscherung stellt der ebenfalls auf der Ostseite von Karen angefressene Hochstock der Cebollera (2129 m) dar.

Der Grundriß des 60° orientierten Gletscherbeckens ähnelt einem spitzen Dreieck. Der Abfall im Kar, dessen Hochrand im Mittel mit 2030 m anzusetzen ist, verläuft recht einheitlich und erhält sein Gepräge durch zahlreiche Felsbuckel.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Gletschern der östlicher gelegenen Teile der Somosierra treten hier wieder deutlich ausgebildete, aus mächtigen Blöcken aufgebaute Moränenwälle von 40 und mehr Metern Höhe auf, wodurch das Garganta-Kar morphologisch mehr den Glazialformen des Guadarrama ähnelt. Der Grund dürfte in den andersartigen Gesteinsverhältnissen liegen: das eigentliche Kar ist in Granit angelegt und nur die Moränen sind in den tiefsten (distalen) Teilen den relativ dünnplattigen, die übrige Somosierra aufbauenden Schieferen aufgelagert.

Die linke, wesentlich stärker entwickelte Moräne legt sich in 1800 m Höhe aufs Anstehende und zieht sich — maximal 40 m hoch und erst nahe dem unteren Ende stärker an Höhe verlierend — fast geradlinig zur 1680 m hoch gelegenen Moränendurchsägung ab. Die rechte, breiter und flacher und darum insgesamt sehr viel „verwaschener“ erscheinend, geht in 1730 m Höhe mit nur undeutlich ausgebildetem Ansatzpunkt in den schuttübersäten Talhang über.

Das von einem kleinen Bach entwässerte Zungenbecken ist überall mit scharfem Fußknick gegen die umgehenden Steilhänge abgesetzt; im höchsten (1750 m) Teil weist es rückläufiges Gefälle auf und enthält einen versumpften See, der sich in einem, am Fuß der steilabfallenden Karrückwand ausgeschürften Felsbecken gebildet hat.

Aus den angegebenen Höhenwerten ergibt sich als lokale Schneegrenze 1850 m.

Tres Provincias-Gletscher. Unmittelbar südlich des Garganta-Kars und nur durch einen schmalen Rücken, dem die Grenze zwischen den Provinzen Segovia und Guadalajara folgt, von ihm getrennt, liegt das Kar des Tres Provincias-Gletschers. Es ist erheblich kleiner als jenes und weist auch keine so starke Exaration der Karrückwand auf, wengleich schön gerundete Felsbuckel nicht fehlen. Entsprechend der geringeren Größe des Nährgebietes ist auch das in stumpfem Winkel zulaufende Zungenbecken sehr viel kleiner. Die Moränen sind wohlausgebildet, haben allerdings — wie im oben (s. S. 17) beschriebenen Cantera-Kar — eine spät- oder postglaziale Überformung durch das fließende Wasser erfahren, welche die Abtrennung eines kleinen distalen Teils der linken Moräne zur Folge hatte. Die rechte, maximal 30 m hohe Moräne setzt

in 1890 m Höhe an und zieht sich in deutlich geschwungenem Verlauf zu dem 1840 m hoch gelegenen Zungenbeckentiefsten; die linke, ebenso hohe legt sich in 1940 m Höhe auf das Anstehende und biegt vor der Moränen-durchsägung nach rechts ab, so daß insgesamt die von anderen Gletscherbildungen beschriebene Zangenform bei diesen Moränen besonders ausgeprägt in Erscheinung tritt.

Aus der mittleren Höhe des Karrantes (2040 m) und der des Zungenbeckens (1840 m) ergibt sich als lokale Schneegrenzhöhe 1900 m.

Abschließend müssen noch die zirkusartig ausgeweiteten Talschlüsse genannt werden, bei deren Entstehung die Mitwirkung zumindest großer Schneemengen anzunehmen ist, und die einen morphologischen Charakterzug der Somosierra bilden. Daß sie gerade hier gehäuft auftreten, hat seinen Grund wohl in der vorherrschenden Steilstellung der dünnplattig spaltenden paläozoischen Gesteine, wodurch das Abbrechen des durch Frostverwitterung gelockerten Materials begünstigt wurde.

Besonders augenfällige Beispiele derartig überformter Talschlüsse finden sich am Nordwesthang des Lobo-Massivs (2262 m) (Ursprungsbäche des Ao. de la Buitrera, und des Río Cerezuelo), am Nordosthang des Cerrón (2199 m), am Osthang der Buitrera (2036 m) (Río Lillas), des Alto de Parrejón (2030 m) (Río Sorbe), des Ocejón (2058 m) (Ao. de la Gargantilla), am Nord- und Südhang des Centenera-Massivs (1810 m) (Ao. de las Cabanas bzw. Ao. de Hondo und Ao. de Valdesotillos).

3. Die Vergletscherung des östlichen Kastilischen Scheidegebirges in Abhängigkeit von Wind- und Strahlungsexposition.

Eine vergleichende Betrachtung der Glazialformen (Tab. S. 31) zeigt, daß die Orientierung der Kare innerhalb relativ enger Grenzen um die Ostrichtung schwankt, ferner, daß die Asymmetrie der Karformung, mit anderen Worten, die unterschiedliche Stärke der Eiserosion in den einzelnen Karsegmenten, eine regelhafte Erscheinung ist. In besonderem Maße ist dies der Fall bei den Gletschern mit annähernd nord-südlich verlaufender Längsachse. Hier kann es im Extremfall so sein, daß der eine Hang tief ausgeschürft, der andere indes kaum bearbeitet worden ist. Die Richtungen stärkster Erosion erweisen sich also in noch weit höherem Maße ähnlich verlaufend als die Längsachsen der Gletscherbecken. (In der letzten Spalte der Tabelle ist mit E nur die ungefähre Ostrichtung bezeichnet.)

Die Ursache dieser Erscheinung ist komplex und erklärt sich aus dem Zusammenwirken der jeweiligen lokalen Niederschlags-, Temperatur- und Formverhältnisse.

a) Die Richtung der würmeiszeitlichen schneebringenden Winde.

Die einseitige Orientierung der Gletscher insgesamt ist durch die Richtung der winterlichen niederschlagsbringenden Winde bedingt, wie wir seit der klassischen Arbeit ENQUIST'S (1916) wissen: „Diese [niederschlagsbringenden Winde] treiben den Schnee von den windumwehten Teilen der

Guadarrama

Name	Schneegrenze ü. M.	Orientierung	Exposition d. stärker erod. Karsegments
Peñalara-Gletscher	2050 m	100°	—
Pepe Hernando-Gletscher	2100 m	130°	—
Risco de los Pájaros-Gletscher	2150 m	100°	—
Nevera-Gletscher	1800 m	70°	E
Cantera-Gletscher	1800 m	80°	E
Reventón-Gletscher	1700 m	120°	E
Oberer Artiñuelo-Gletscher	1750 m	90°	E
Unterer Artiñuelo-Gletscher	1700 m	90°	E
Calderuelas-Gletscher	1950 m	100°	—
Entretérminos-Gletscher	1850 m	110°	E
Hoyo Borrocoso-Gletscher	1900 m	160°	E
Hoyo Cerrado-Gletscher	1950 m	170°	E
Peñacabra-Gletscher	1900 m	150°	E
Nevero-Gletscher	—	140°	E
Alto del Puerto-Gletscher	1950 m	135°	E
Mediano-Gletscher	2000 m	100°	E
Hoyos de la Sierra-Gletscher	2050 m	180°	E
Chivato-Gletscher	2050 m	170°	—
Cabeza de Hierro-Gletscher	2050 m	140°	E
Guarramas-Gletscher	1900 m	30°	E

Somosierra

Cerezuelo-Gletscher	2000 m	340°	E
Großer Lobo-Gletscher	2100 m	80°	E
Kleiner Lobo-Gletscher	2000 m	80°	E
Peñuelas-Gletscher	1900 m	70°	E
Rocín-Gletscher	1900 m	90°	E
Garganta-Gletscher	1850 m	60°	E
Tres Provincias-Gletscher	1900 m	80°	—

Berge auf die Leeseite derselben, wo er sich auf Gebieten anhäuft, die geschützt liegen.“ Im einzelnen bedingen dann die örtlichen Gefällsverhältnisse, d. h. der Verlauf der präglazial angelegten Flußtäler, die Abflußrichtung der Gletscher, die sich an ihren Flanken entwickelt haben. Wenn man also aus diesen bevorzugten Abflußrichtungen nach dem Vorgang von ENQUIST durch Mittelwertbildung die Richtung der schneebringenden pleistozänen Winde bestimmt, treten im einzelnen je nach dem Verlauf der leeseitigen Berg- und Talhänge Abweichungen auf, die sich

aber bei einer größeren Zahl von Beobachtungen im statistischen Mittel aufheben. Für die Sierra de Guadarrama und die Somosierra ergibt sich auf diese Weise als vorherrschende mittlere Windrichtung West-Nordwest (vgl. Abb. 4).

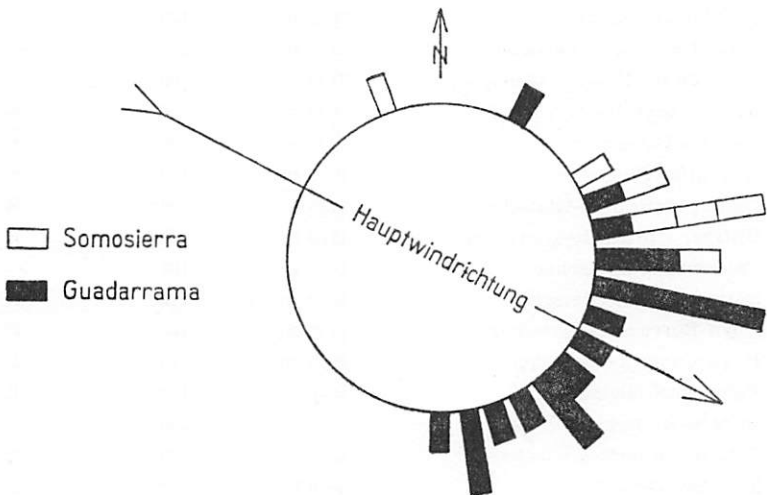


Abb. 4: Orientierung der Gletscher. Die Länge der Strahlen entspricht der Zahl der auf die einzelnen Azimute entfallenden Gletscher.

b) Die Ursachen der asymmetrischen Karformung.

Innerhalb des einzelnen Gletschers hängt das Ausmaß der Exaration von dem Gefälle, der Widerständigkeit des Untergrundes und der lokalen Eismächtigkeit ab. Gefällsunterschiede bedingen Veränderungen der Exarationsintensität in der Fließrichtung (Louis, 1952); die hier beschriebenen Gletscher zeigen nun aber, daß das Ausmaß der Exaration senkrecht zur Fließrichtung (= Längsachse des Kars), d. h. bei gleichem Gefälle, außerordentlich stark schwankte. Da bei der geringen Ausdehnung der Gletscher der Untergrund sich in seiner Widerständigkeit praktisch homogen verhält, kommt für die Erklärung des ungleichmäßigen Tiefenschurfs nur eine Schwankung der lokalen Eismächtigkeit in Betracht. Diese ergibt sich aus dem jeweiligen Verhältnis von Akkumulation + Nachschub zur Ablation. Die Ablation ist nun stets in den südexponierten Teilen der Gletscherbecken am stärksten, und nur dort, wo diesem Ablationsverlust ein entsprechender, durch die Reliefverhältnisse bedingter Akkumulationsüberschuß gegenübersteht, erfolgt eine überall gleichstarke Exaration.

Die Asymmetrie der West-Ost-verlaufenden Gletscherbecken erklärt sich also durch den Einfluß der Strahlungsexposition allein, bei den Karen, die in den Ursprüngen meridional verlaufender Täler entstanden, erweist sie sich als Resultierende der Wirkungen leeseitiger Schneeakkumulation und Strahlungsexposition. (Ein Beispiel für den ersten Fall ist das Mediano-Kar, ein solches für den zweiten das Peñacabra-Kar.)

Die Ablation konnte so stark werden, daß die Gletscher die S-exponierten Talflanken gar nicht erreichten; es bildete sich dann ein von einer Seitenmoräne begrenztes „Ablationstal“ aus (vgl. VISSER [1928] über die Ablationstäler des Karakorum). In der Somosierra zeigen drei Gletscher (Las Peñuelas-, kleiner und großer Lobo-Gletscher) darüberhinaus die Eigentümlichkeit, daß diese Seitenmoräne die einzige ist, die überhaupt während des Hauptstadiums ausgebildet wurde. Dies erklärt sich m. E. folgendermaßen:

Die Gletscher — vom Gestein vermutlich durch eine Randkluft getrennt — erfüllten nur die südlichen Talseiten bis oben hin, weil hier die Ablation (durch den Strahlenschutz der südlichen Talflanke) am geringsten war. Aus dieser Eisverteilung resultierte eine spitzwinklig zum Tal tiefsten hin gerichtete Gletscherbewegung, die den in der Randkluft erzeugten Schutt wegführte, so daß sich hier keine Moräne bilden konnte; dies war nur an der Nordseite der Gletscher möglich.

Die geschilderten Verhältnisse bestanden nur während des Hauptstadiums der Vergletscherung; die Restgletscher der Rückzugsstadien lagen in der Ecke zwischen Rückwand und südlicher Seitenwand des Kares und hinterließen ein normales kleines Zungenbecken.

c) Die wärmeiszeitliche klimatische Schneegrenze

Die klimatische Schneegrenze (im Sinne von LOUIS, 1933) ergibt sich aus den im vorigen abgeleiteten lokalen Schneegrenzwerten unter Berücksichtigung der Beeinflussung durch Expositions- und Geländegunst bzw. -ungunst.

Besonders günstige Voraussetzungen für die Anhäufung großer Schneemassen bot nur der sich mehrere hundert Meter über die Dachfläche erhebende Kamm der Peñalara, bei allen anderen Gletschern jedoch fehlte eine derartige morphologische Begünstigung, und die Unterschiede der Schneegrenzhöhe gehen auf Verschiedenheiten der Strahlungsexposition und der Formverhältnisse des Untergrundes zurück.

Durch die Exposition benachteiligt bzw. bevorzugt waren die \pm meridional verlaufenden Gletscher, und die an ihnen gefundenen Schneegrenzwerte eignen sich daher nicht für einen regionalen Vergleich. Ein repräsentativer Mittelwert ergäbe sich aus den lokalen Schneegrenzen der restlichen Gletscher, wenn bei ihnen der Einfluß der Formverhältnisse eliminiert werden könnte, was aber immer nur bis zu einem gewissen Grad möglich ist. Denn ein steiles Untergrundgefälle läßt — ceteris paribus — einen Gletscher weit vorstoßen (was sich als Erniedrigung der berechneten Schneegrenzhöhe auswirkt), während eine unterhalb des Nährgebietes gelegene Geländevertiefung einer weiten Verbreitung entgegensteht (wodurch die Schneegrenze höherrückt). Sehr schöne Beispiele hierfür liegen am Peñalara-Massiv auf engem Raum beisammen. Die Zungen der Peñalara-Gletscher endeten trotz des relativ sehr großen Nährgebietes schon in 1830 m, während der vergleichsweise kleine Nevera-Gletscher bis 1660 m hinabstieg. Die Peñalara-Gletscher mußten die vor dem Kamm gelegene Verebnung überschreiten, ehe die Zungen den Steilabfall ins Haupttal

(bzw. Umbria-Tal als dessen Fortsetzung) erreichten. Die durch das verringerte Gefälle bedingte Verlangsamung des Fließens verstärkte natürlich die Ablation. In ausgeprägtem Gegensatz dazu steht der Nevera-Gletscher, dessen Karboden sich in der Linie stärksten Tiefenschurfs glatt hinabzieht und so ein ungehindertes rasches Abfließen gestattete.

Ein so tiefes Herabsteigen, wie auf Grund der lokalen Ernährungs- und Nachschubverhältnisse wohl möglich wäre, wird vielen in Tälern entstandenen Gletschern durch Erreichen der relativ wenig geneigten Talsohle unmöglich. Diese Art morphologischer Benachteiligung ist vergleichbar der von den Peñalara-Gletschern beschriebenen, ihr Ausmaß ist aber leichter abzuschätzen als dort, und die klimatische Schneegrenze kann am zuverlässigsten aus den lokalen Schneegrenzen ost- bis südost-exponierter, in Tälern entstandener Kargletscher mittleren Gefälles durch Mittelwertbildung bestimmt werden. Dies sind im Guadarrama auf der Nordkette der Alto der Puerto-, Peñacabra-, Hoyo Borrocoso- und Calderuelas-Gletscher, auf der Südkette der Mediano-Gletscher, in der Somosierra der Peñuelas-, Rocín-, Garganta- und Tres Provincias-Gletscher. Als klimatische Schneegrenze der Guadarrama-Nordkette ergibt sich 1950 m, für die Südkette rd. 2000 m, für die Somosierra etwa 1900 m.

Da der genaue Betrag der Schneegrenzdepression¹¹⁾, die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse an der Schneegrenze sowie der Betrag des eiszeitlichen vertikalen Temperaturgradienten unbekannt sind, ist es nicht möglich, das Ausmaß der eiszeitlichen Temperaturabnahme zu erschließen. Wegen weiterer Einzelheiten sei auf die Arbeiten BRAUCHS (1953) und MORTENSSENS (1957) verwiesen, die die bisherigen Versuche, Temperatur oder Niederschlag aus der Schneegrenzdepression abzuleiten, kritisch überprüfen.

B. Die periglazialen Formen

1. Sierra de Guadarrama

a) Rasenrosetten und Rasengirlanden

Überall auf dem Paß zwischen Cerro de Valdemartín und Cabeza de Hierro finden sich auf kleinen Ebenheiten (etwa den Flächen von Schutt-tropfen) Rasenkränze von 1 bis 2 dm Durchmesser. Die oberirdischen Teile der Pflanzen (*Festuca*) sind in der Mitte schon zerstört, die radialstrahlig verlaufenden Wurzeln aber samt der Feinerde erhalten; erst bei größeren Kranz- bzw. Rosettendurchmessern ist auch die Feinerde entfernt, und der unterlagernde Verwitterungsgrus wird sichtbar. Es besteht alsdann eine deutliche Niveaudifferenz zwischen den noch von Feinerde bedeckten und den schon entblößten Stellen. Es kommen auch Mischformen vor, bei denen ein doppelter Rasenkranz Feinerde einschließt und dieses rasen-

11) Die heutige Schneegrenze liegt hoch über der Peñalara und ist nur näherungsweise aus den Verhältnissen in den Picos de Europa, Pyrenäen und der Sierra Nevada zu erschließen.

umgürtete Feinerdeband sich um einen Flecken von Grus herumzieht (s. Bild 14).

Die gleichen Rasenkränze findet man auch beim Aufstieg zur Peñalara in 2200 m Höhe, unmittelbar am südwestlichen Rand des Hoyo de la Laguna de Peñalara. Auch hier sind sie auf die flacheren Stellen des schwachgewellten und insgesamt nur wenig geneigten Hanges beschränkt, während die steileren ihr Gepräge von weithin sichtbaren, prachtvoll entwickelten Rasengirlanden erhalten, die relativ breite, schutt- und grusbedeckte Terrassenflächen einschließen. Es zeigt sich, daß die Ausbildung der einzelnen Formen von der Hangneigung abhängig ist:

1. die schönsten Girlanden finden sich bei einer Neigung von etwa 10° ; die Bögen strecken sich mehr und mehr, und die Rasenwülste erreichen eine Länge von mehreren Metern, wobei ihr mittlerer Maximalabstand auf 0,75 m ansteigt (s. Bild 15);
2. bei zunehmender Verflachung nimmt die Breite — im Gegensatz zu den von BAEDECKER (1922) beschriebenen Formen — zunächst nicht zu, sondern die parallelen, nur wenig geschwungenen Rasenwülste bilden sich zu angenäherten Halbkreisen um. Z. T. treten derartige „Kümmerformen“ in typischer Ausbildung schon auf, wenn die Hangneigung erst wenig geringer als 10° ist. Erst bei noch stärkerer Ausflachung werden die Rasenstreifen auch breiter; allerdings kommt es nicht zur Bildung einer geschlossenen Vegetationsdecke, es entstehen vielmehr ganz flach kugelförmige Rasenpolster und -rosetten, die oft durch weite Zwischenräume getrennt sind;
3. versteilt sich der Hang über 20° hinaus — etwa beim Abfall ins Kar —, so zerreißen die Girlanden, und es bleiben einzelne Rasenflecke übrig, die immer weiter auseinanderrücken.

Die vorstehend geschilderten Formen lassen sich als verschiedene Stadien eines Entwicklungsganges auffassen, an dessen Anfang ein auf (wenig) geneigtem Gelände entstandener Rasenfleck steht. Mit zunehmender Größe steigt durch immer stärkere biologische Verwitterung der Feinerdeanteil des Bodens unter dem Flecken; im Zentrum ist er natürlich am höchsten. Dieses wird damit zum Ausgangspunkt starker Auffriererscheinungen, die den Rasenfleck in zentrifugaler Richtung zerstören, bis schließlich nur ein schmaler Rasenkranz — nicht selten von rosettenförmigen Umrissen — übrigbleibt. Von diesem Zeitpunkt an beginnt die Makrosoilfluktion, die bisher den Rasenfleck als Ganzes gleichschnell hangab trug, gestaltändernd zu wirken. Am oberen Ende (oben relativ zur Hangneigung) wird mehr Schutt gestaut als an der Innenseite des unteren Wulstes des Rasenkranzes. Der oben stärkere Staudruck führt zu einer sehr viel rascheren Begradigung dieses Bogens, während der untere noch länger seinen ursprünglichen Verlauf beibehält.

Neben aktivem Fließen zur Zeit starker Schmelzwasserdurchtränkung des Bodens spielt bei der Entstehung dieser Girlanden auch die Abspülung des durch die Verwitterung erzeugten Feinmaterials eine Rolle; es bleibt in dem als Sieb wirkenden Rasenwulst hängen und liefert das zum Aufbau und weiteren Wachstum notwendige Substrat.

Eine nicht zu unterschätzende Bedeutung kommt ferner der Windwirkung zu; die NNE-Seiten der Girlanden bzw. der größeren Rasenkränze weisen vor allem auf den sanftgerundeten Wasserscheiden ein durch Aus- und Aufwehung bedingtes asymmetrisches Querprofil auf. Die Windwirkung kann dominierend werden und zur Bildung von Windsicheln führen.

Abschließend seien nun noch einige Stellen, wo gutausgebildete (wenn auch nicht immer über größere Flächen verbreitete) Rasengirlanden auftreten, angeführt:

Osthang des Alto del Puerto (2100 m); Wasserscheide zwischen dem Ao. de Entretérminos und Río Cambrones (1940 m); Oberlauf des Ao. de Entretérminos rechts vom dritten Tributärbach (1760 m); Wasserscheide zwischen dem Ao. de las Calderuelas und Ao. de los Siete Arroyos (2000 m); Nordteil des Flecha-Rückens (2030 m); Nordosthang des 2,5 km nord-nordöstlich der Peñalara gelegenen Rückens (2100 m); Osthang der Hoyoclaveles-Mulde (2000 bis 2050 m); unterhalb der Laguna de los Pájaros (2150 m); Moränengelände der Peñalara (von 2000 m aufwärts); Ostgipfel der Cabeza de Hierro (von 2200 m aufwärts); Südrand des Mediano-Kars (2080 m); Loma de los Bailanderos (2100 m); Los Pinganillos (2000 m); Najarra-Gipfel (2100 m); Dachfläche nördlich der Najarra, nord-nordöstlich des Refugio an der Ca. Rascafria-Miraflores (1700 m).

Von dieser, von Nord nach Süd fortschreitenden Aufzählung der bedeutendsten Vorkommen wohlausgebildeter Rasengirlanden wurde das oberhalb des nordwestlichen Karrantes des Hoyo Cerrado (2100 m) gelegene ausgenommen, weil es nach Form und Aufbau zu den Fließerdezungen überleitet. Denn hier stauen nicht mehr — von vereinzelt Ausnahmen abgesehen — lange zusammenhängende Rasenwülste geringer Höhe die nachdrängende Fließerde auf, sondern an ihre Stelle sind durch weite Zwischenräume getrennte, dichte Rasenflecken getreten, welche die bis 50 cm hohe Terrassenstirn überziehen. Diese ist anormal steil und nur wenig breiter als hoch. Da die Flächen völlig vegetationslos sind, erhält man einen gänzlich verschiedenen Eindruck, je nachdem man von unten auf die Terrassenstirnen blickt (der Hang erscheint dann relativ dicht bewachsen) oder aber von oben her (wo man alsdann nur noch Andeutungen von Vegetation erblicken kann). Ein Überhängen der hohen Rasenstirnen, d. h. starkes Vorwärtsdrängen des Bodens ist häufig zu beobachten; die Rasen werden „überfahren“.

Das tiefste beobachtete Vorkommen von wohlausgebildeten Rasengirlanden liegt in nur 1530 m Höhe im oberen Aguilón-Tal unmittelbar am Bach (etwas unterhalb der Baumschule). Unter der stark humosen Oberkrume erweist sich das Bodenmaterial als die fluviatil umgelagerte feinere Fraktion der fossilen blockreichen Wanderschuttdecke. Der flachgeneigte Hang ist von einer Rasendecke überzogen, die in den höheren flacheren Lagen geschlossen ist und mit zunehmender Hangneigung in kleine, maximal 25 cm Abstand erreichende Girlanden übergeht.

b) Das Rasenschälen

Im Vorangehenden ist das oft beschriebene Rasenschälen nur in seiner Rolle bei der Entstehung von Rasengirlanden dargestellt worden; abschließend seien nun noch einige Beobachtungen über die Auffriererscheinungen selbst mitgeteilt.

Nicht mit Rasengirlanden vergesellschaftet finden sich Rasenabschälungen nur auf dem Paß zwischen dem Ao. de Entretérminos und Río Cambrones sowie dem Paß zwischen dem Ao. del Collado de la Flecha und Ao. del Artífuelo. In beiden Fällen erreichen die Vorkommen aber bei weitem nicht die Ausdehnung wie in der Somosierra (vgl. S. 56).

Das Rasenschälen auf dem letztgenannten Paß ist am besten ausgebildet und zeigt eine \pm lineare Zerstörung der wenig geneigten Rasendecke, derart, daß mehrere Reihen klifförmig unterhöhlter Rasenbänder von stark wechselnder Breite hintereinander liegen, die 10 bis 20 cm tiefen Unterhöhlungen dem Tal des Ao. del Collado de la Flecha zugewandt. Die kahle humose Krume zeigt eine sehr ausgeprägte grobe Krümelstruktur. An stärker geneigten Stellen läßt der girlandenähnliche Verlauf der Rasenbänder den Beginn makrosolifluidaler Bodenversetzungen erkennen.

Die Abschälungen auf dem Paß zwischen Ao. de Entretérminos und Río Cambrones brauchen nicht näher beschrieben zu werden; sie entsprechen völlig den als Anfangsstadien der Girlandenbildung geschilderten Rasenkranzen auf dem Westhang der Cabeza de Hierro.

Mehrere Faktoren wirken bei der Ausbildung dieser Erscheinung zusammen:

Einmal ist es die Kammeiswirkung, die die charakteristische grobe Krümelung hervorruft (TROLL, 1944). Diese kommt offenbar dadurch zustande, daß durch die Eisbildung den obersten Bodenschichten Wasser entzogen wird, wodurch sich die Stabilität der gebildeten Aggregate erhöht. Die für den Oberboden natürlicher Böden unter Grasvegetation besonders charakteristische Krümelstruktur (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1956) erfährt so durch die Kammeis-Auffrierung eine Steigerung.

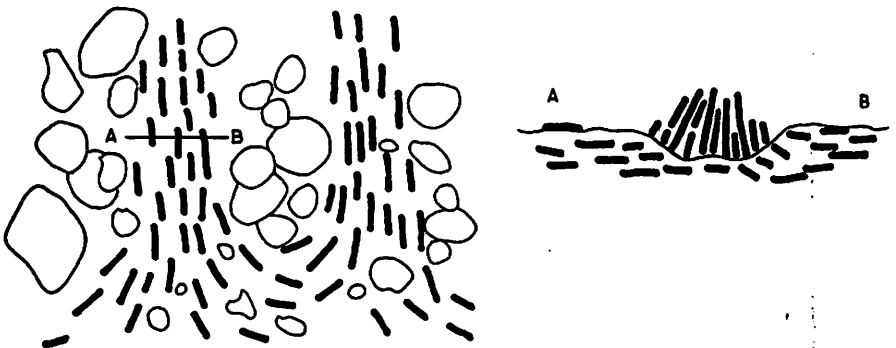
Zum anderen zeigt die Orientierung der Rasenabschälungen und die Lage der vom Zentrum her durch Auffrieren zerstörten Rasenpolster an exponierten Stellen (außer den genannten beiden Pässen auch auf dem Westabhang der Cabeza de Hierro und dem Cerro del Valdemartín), daß der Wind (als Schnee- und Sandstrahlgebläse) eine bedeutende Rolle spielt.

Es ist so gut wie sicher, daß nur durch das Zusammenwirken der drei genannten Faktoren: Kammeis, Wind und Lückenhaftigkeit der Grasnarbe die oben beschriebenen Formen zustande kommen, wobei in manchen Fällen der Einfluß des Windes ausschlaggebend sein kann, so daß regelrechte Windsicheln entstehen, wie etwa auf dem Paß zwischen dem Ao. de Entretérminos und Río Cambrones.

c) Bodenstrukturierungen

Von etwa 2250 m Höhe an wird das amorphe Bodenfließen an der Peña-lara¹²⁾ so stark, daß selbst große Blöcke bewegt werden¹³⁾. Hierbei entstehen Strukturen, die nicht zu den Frostmusterböden im herkömmlichen Sinne gerechnet werden, aber doch eine Art Selbstdifferenzierung des Bodens darstellen und manchmal sogar in der Ausprägung eine Ähnlichkeit mit den echten Frostmusterböden aufweisen. Im einzelnen handelt es sich um Streifen steil gestellter Gneisplatten, die sich in Geländeneigung einige Meter den Hang hinabziehen, und um stone-packing-ähnliche Formen.

Am augenfälligsten sind unter diesen Bildungen die letztgenannten, die sich von den echten Steinrosetten einmal durch ihre Größe, zum anderen dadurch unterscheiden, daß die den zentralen flachlagernden Block (Zentralstein) umgebenden Steine nicht allseitig steil gestellt sind. Der Innendurchmesser beträgt etwa 1 m, die steilgestellten Platten nehmen eine mehr oder weniger kreisförmige Fläche von 2,5 m Dm. ein. Durchweg erscheint der Zentralstein am unteren Ende auf die angepreßten Platten überschoben. Der sich daraus ergebende Schluß auf eine differenzierte Schuttbewegung wird durch girlandenförmige Steinsetzungen bestätigt, die jeweils zwei benachbarte Streifen miteinander verbinden.



Diese Streifen bestehen aus steilgestellten parallelen Gneisplatten, sind maximal 1,5 m breit und 8 m lang und ziehen sich, den örtlichen Gefällslinien folgend, hangab. Die Platten stehen in einer maximal 50 cm tiefen Rinne und sind stets von der relativ feinerdereichen Schuttmasse, die sie begrenzen, fortgeneigt. In dieser liegen fast alle Platten, nicht selten dachziegelförmig übereinandergeschoben.

12) In der Gipfelregion der Cabeza de Hierro (2383 m) fehlen ausreichend tiefgründige Böden, so daß es nicht zu tiefgreifenden Solifluktionsbewegungen kommen kann.

13) Daß die Bewegungen einwandfrei rezent sind, beweist ein 1 m langer und etwa 30 cm dicker Gneisblock auf dem flachgeneigten (10–15°) SW-Hang in nur 2200 m Höhe, dessen Ausbruchsnische zum Zeitpunkt der Beobachtung (20. 7. 1956) vollkommen vegetationsfrei war (s. Bild 16).

Aus dem Gesagten und der Abbildung ergibt sich, daß es sich bei diesen Formen um Fluidaltexturen handelt, d. h. um eine geregelte, mit Stellung verbundene Einordnung der Gneisplatten in die Richtung des geringsten Widerstandes gegen die Fließbewegung. Derartige Einregelungen treten nur bei plattigem Schutt auf, bei unregelmäßig geformten Blöcken kommt es zu einem undifferenzierten Gleiten; das aus diesem Bewegungsmechanismus resultierende Mikrorelief sind Schuttzungen.

Die Bewegung der stone-packing-ähnlichen Distalteile der Schuttropfen muß beträchtlich sein, denn innerhalb eines Jahres waren einige Strukturen bis zur Unkenntlichkeit verändert; die Steinstreifen scheinen demgegenüber relativ beständig, d. h. inaktiv, zu sein.

d) Rezente Fließerdezungen

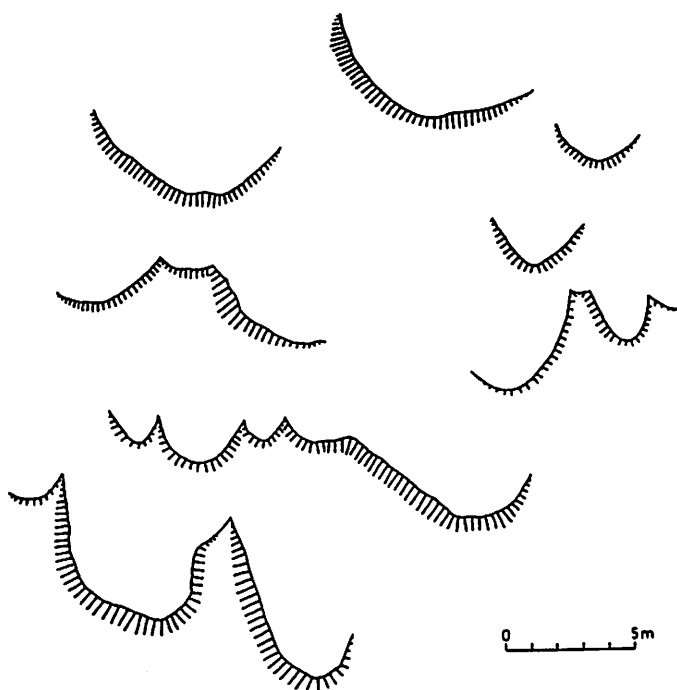
Die im vorigen Kapitel als Bodenstrukturierungen beschriebenen Formen gehören ihrem Bildungsmechanismus nach schon zu den Fließerdezungen, bei denen größere Mengen unsortierten feinerdereichen Schuttmaterials unter Bildung großer Tropfen bzw. kleiner, von einer unregelmäßig geschwungenen steilen Stirn begrenzter Terrassen als zähflüssiger Brei abwärtsgleiten.

Sie treten überall dort auf, wo bei ausreichender Hangneigung hinlänglich Feuchtigkeit vorhanden ist, d. h. da, wo Schnee lange liegen bleibt, vor allem an leeseitigen (ostexponierten) Hängen bis 1900 m hinab.

Sehr gut ausgebildete Formen finden sich in 2060 m Höhe auf dem Westhang eines vom Alto del Puerto in nördlicher Richtung hinabziehenden Bachrisses, der wenig aber steil in die mächtige, den ganzen Hang verhüllende fossile Wanderschuttdecke eingeschnitten ist. Die Fließerdetropfen sind im Mittel 50 bis 70 cm hoch und ganz mit niedriger, dichter Grasvegetation überzogen und dadurch, sowie wegen ihrer sehr viel geringeren Oberflächenneigung gegen den vegetationslosen Steilhang (der 15 bis 20° geneigt ist) des Bachrisses abgesetzt. Maximal 4 bis 5 m lang und seitlich mit den Nachbarzungen verschmolzen, begleiten sie den Bachlauf 1 bis 2 m über dessen Sohle einige Zehner von Metern weit. Wie stark die Expositionsunterschiede sich auf das Zustandekommen dieser Schuttbewegungen auswirken, zeigt das fast vollständige Fehlen entsprechender Bildungen auf dem östlichen Hang (der im Luv der Schneewinde liegt und die maximale Sonneneinstrahlung erhält).

Größer und schuttreicher, aber sonst in der Form den oben beschriebenen sehr ähnlich, sind die Fließerdezungen, die von dem steilen ostexponierten Hang der Ursprungsmulde des Ao. de Hoyoclaveles herabziehen (s. Bild 17).

Ein relativ großes geschlossenes Vorkommen derartiger Fließerdeformen wurde auf der Südkette des Guadarrama, und zwar am Nordabhang des Collado de las Zorras in 2150 m beobachtet; hier ist ein mehrere hundert Quadratmeter großer Hangteil von diesen Formen überzogen. Die mittlere Breite der von schütterem Graswuchs überzogenen Zungen beträgt 5 bis 6 m, das Verhältnis von Breite zu Länge etwa eins, die Maximalhöhe der steilkonvexen Stirnen etwa 1 m. Über den Verlauf der Zungen im einzelnen möge die maßstäbliche Skizze Aufschluß geben.



Vereinzelte Fließerdezungen bzw. -tropfen wurden an folgenden Stellen beobachtet:

am rückwärtigen Hang der Reventón-Mulde (2000 m); im Nevera- und Cantera-Kar in 1800 bis 1900 m Höhe; am Osthang der Cabeza de Hierro in 2200 m und etwas weiter östlich auf dem Nordabfall der Cuerda Larga in 2150 m Höhe.

e) Schutthalden

Schutthalden entstehen beim Verwittern steiler Felswände; sie wachsen in die Höhe, wenn die Zufuhr groben Materials die Aufbereitung und Wegführung überwiegt. Eine — und zwar die in diesem Zusammenhang bedeutsamste — Voraussetzung ist also, daß ein Klima herrscht, in dem die chemische Verwitterung gegenüber dem Gesteinszerfall zurücktritt. Dies ist im nivalen und subnivalen Klimabereich der höheren Breiten und der Gebirge sowie im ariden Bereich der Fall.

Schutthalden können also frostbedingte Bildungen darstellen und gehören als solche zum Formenschatz des subnivalen Bereichs und können daher mit gewissen Einschränkungen zur Abgrenzung der „periglazialen“ Stufe herangezogen werden, was vor kurzem auch von POSER (1957) auf Kreta versucht wurde.

Die großartigste Blockschuttentwicklung — zumindest hinsichtlich der Größe der einzelnen Blöcke — findet sich am Grat, der von der Cumbre de Peñalara zum Risco de los Pájaros hinführt: nur an wenigen Stellen ist

noch das Anstehende zu sehen, fast alles ist unter einem mächtigen, wirren Haufwerk von scharfkantigen Trümmern der verschiedensten Größe begraben. Auf der einen Seite fällt diese Schutthalde in die Hoyos de los Pájaros ab, auf der anderen Seite geht sie knicklos in den sanftgeböschten Westhang der Peñalara über.

Diese mächtige Blockschuttbildung ist im wesentlichen durch die im Pleistozän außerordentlich verstärkte Frostverwitterung entstanden, die gerade an dieser Stelle optimale Voraussetzungen hatte. Auf der Karseite hafteten stets mächtige Wächten, die eine starke Durchfeuchtung des klüftigen Gneises bewirkten; hinzu kam die stark abkühlende Wirkung des unmittelbar unterhalb des Grates beginnenden Gletschers.

Kleinere Frostschutthalden finden sich am Südhang der Flecha (2073 m) am Abfall ins Artiñuelo-Tal, östlich der Redonda, allenthalben auf der Cuerda Larga (Loma de Pandasco, Loma de los Bailanderos, Najarra). Verhältnismäßig stark wirkt die mechanische Verwitterung am Nordosthang der Guarramas; während der frostwechselreichen Tauperiode ist das Poltern herabstürzender Blöcke weithin zu hören.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Formen, die zur Hauptsache pleistozänen Bildungen darstellen, sind die Schutthalden in den Karen (zumindest zum größten Teil) holozäne Bildungen, da der im Pleistozän anfallende Schutt von den Gletschern abtransportiert worden ist. Da der Grad ihrer Ausbildung außer von der Verwitterungsanfälligkeit des Gesteins und der Wasserzufuhr noch entscheidend von der Intensität der rezenten mechanischen Verwitterung (vor allem Frostverwitterung) abhängig ist (PIWOWAR, 1903; RAPP, 1957), kann man Schutthalden als Klimaindikatoren und damit zur Abgrenzung der heutigen Subnivalstufe benutzen. Diese Abgrenzung stellt jedoch nicht mehr als eine erste Näherung dar, denn einmal sind diese rezenten Schutthalden in den meisten Karen „extrazonale“ (TROLL, 1944) Bildungen, da in den geschlossenen Hohlformen das Lokalklima frostwechselreicher ist als auf den benachbarten Hängen, zum anderen liegt die ohnehin sehr schwierig zu bestimmende Untergrenze der rezenten „zonalen“ Schutthaldenbildung noch in der Montanstufe in 1800 bis 1900 m Höhe.

f) Nivationsnischen

Schneeflecken, die sich viele Jahre hindurch an derselben (morphologisch begünstigten) Stelle bilden, besitzen eine Erosionskraft — MATTHES (1899/1900) nannte sie „Nivation“ —, die an Hängen Mulden („Nivationsnischen“) erzeugt. Diese Nivationswirkung kommt durch die lokale Verstärkung der physikalischen Verwitterung in den Randpartien des Schneeflecks zustande; das erzeugte Lockermaterial wird durch Solifluktion und Schmelzwasser weggeführt. Eine beträchtliche Verstärkung erfahren diese Vorgänge, wenn infolge der andauernden Vertiefung der Mulde (Prinzip der Selbstverstärkung!) die Mächtigkeit des Schnees so groß wird, daß er an Scherflächen abwärts zu gleiten und dadurch schürfend zu wirken vermag (BOWMAN, 1916).

Im Guadarrama treten derartige Nischen — zur Hauptsache fossile Bildungen — in erheblicher Anzahl auf; wie die Gletscher sind auch sie be-

vorzugt im Lee der herrschenden Westwinde zur Entwicklung gelangt. Die kleineren finden sich an den Hängen von Bachrissen (z. B. Ao. de Chorro); größere an den entsprechend exponierten Hängen der ausgedehnten Ursprungsmulden (Reventón-, Hoyoclaveles-Mulde usw.). Allen hochgelegenen (d. h. von 2000 m aufwärts) und deshalb noch in \pm geringer Weiterbildung begriffenen gemeinsam ist die Vegetationsarmut der lange von Schnee bedeckten Stellen, die sie weithin sichtbar machen.

Einige besonders gut ausgebildete Formen seien nun ausführlicher beschrieben.

In der *Reventón-Mulde* sind an der südostexponierten Rückwand einige Nischen entstanden, die besonders wegen der Form der vorgelagerten korrelaten Ablagerungen interessant sind.

Die nordöstliche, im Grundriß bogenförmige Nische ist relativ klein (Länge und Breite, in Hangerstreckung gemessen, jeweils 20 m) und entsprechend wenig eingetieft. Von ihrem tiefsten Punkt gehen übereinandergeflossene, dicht bewachsene Fließerdezuungen aus, die stellenweise von geschichtetem, sandigem Verwitterungsmaterial bedeckt sind. Das zeigt, daß der Solifluktion der entscheidende Anteil beim Fortschaffen der Lockermassen zukam. Nach dem Aufhören der Solifluktion wirkt nur noch, und zwar sehr viel schwächer, das Schmelzwasser denudierend; die oberflächlichen sandigen Schichten sind die korrelaten Sedimente dieser abgeschwächten, rezenten Nivation. Im übrigen hat das Schmelzwasser auch schon beträchtliche Erosionsrinnen in die Schuttungen gegraben.

Etwa 1 km weiter südwestlich liegt die größte Nivationsnische der ganzen Ursprungsmulde. Bei gleichem Grundriß wie oben betragen Breite und Hangerstreckung jeweils 100 m. Der recht ebenmäßig (28°) geneigte Hang ist infolge der starken rezenten Denudation von Blöcken aller Größe übersät und erhält stellenweise durch Fließerdezuungen ein recht ausgeprägtes Relief.

Diese trichterförmige Nische wurde Ausgangspunkt eines wenig gegliederten Blockstroms von insgesamt 150 m Länge; im tiefsten Teil der Nische 50 m breit, erweitert er sich distalwärts bei einer Mächtigkeit von 5 m auf 80 bis 100 m. (Vgl. Abb. 7).

Die rezente Weiterbildung ist geringfügig und erfolgt vor allem durch die flächen- und linienhafte Abtragung des Schmelzwassers, wobei erstere nur in der Rückwand der Nische, letztere in den Ablagerungen vor der Nische wirkt; dazu kommt die solifluidale Denudation, deren Ausmaß allerdings schwer abzuschätzen ist, denn eine Gliederung des Hanges in typische Fließformen tritt nicht häufig auf.

Die größte, noch in Fortbildung begriffene Nivationsnische befindet sich im Südtail der *Hoyoclaveles-Mulde*, 0,5 km ost-nordöstlich der Laguna de los Pájaros (Bild 18). Der Grundriß ist ebenfalls bogenförmig, die Breite beträgt 200 m, die Hangerstreckung 120 m, die Neigung der Rückwand 28° .

Entsprechend der bedeutenden Höhenlage (tiefster Punkt 2080 m) und der günstigen Ostexposition bleibt der Schnee lange in dieser Mulde liegen (am 8. 8. 1957 war noch ein mehrere hundert Quadratmeter großer Schneefleck vorhanden); die rezente Weiterbildung durch das Schnee-

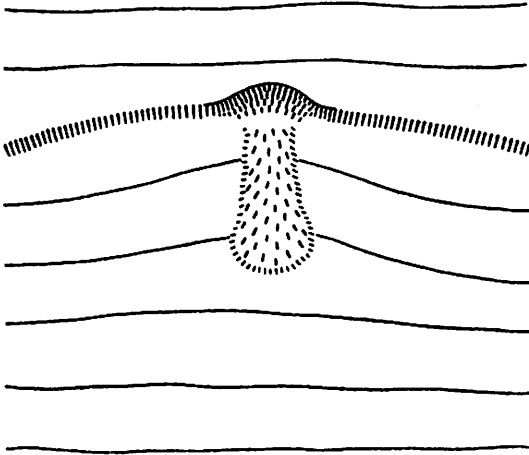


Abb. 7: Nivationsnische und vorgelagerter Blockstrom in der Reventón-Mulde (2000 m)

wasser ist infolgedessen ziemlich stark. Interessant ist dabei, daß trotz hochgradiger Wasserdurchtränkung des Bodens kein Anzeichen von gegliedertem Wanderschutt zu beobachten war. Nur als fossile (heute teilweise unter einer dicken Wiesenmoordecke verborgene) Bildung erreicht gegliederter Wanderschutt entsprechend den Dimensionen der materialliefernden Nische große Ausdehnung.

Neben den hier dargestellten kommen Nivationsnischen noch im Nordteil der Hoyoclaveles-Mulde und am Ostabhang des 1,5 km nördlich der Laguna de los Pájaros gelegenen Rückens vor, hier allerdings von gestrecktem Grundriß (Nivationsleiste); die vorgelagerten Ablagerungen bilden eine breite Terrasse.

Nivationsnischen können sich zu Karen weiterentwickeln, wenn die Schneerosion lange und intensiv genug wirken kann. Übergangsformen, die schon die Größe von Karen erreicht haben, aber noch keine sehr steilen Wände und keinen nach rückwärts vertieften Boden besitzen, finden sich am Nordabhang der Cabeza de Hierro sowie am Westabhang des Entretérminos- und Calderuelas-Tales. Die zugehörigen Ablagerungen bilden im Calderuelas-Tal eine am ganzen rechten Talhang entwickelte Verebnung von schwankender Höhenlage. Insgesamt erscheint sie einer Flußterrasse nicht unähnlich, erweist sich aber im Aufbau als solifluidal-fluviatile Mischform der unten (s. S. 46) genauer beschriebenen Art.

g) Fossile Wanderschuttdecken

Auf der Ostseite des Risco de los Pájaros ist der anfallende Verwitterungsschutt vom Gletscher fortgeschafft worden, auf der Westseite häufte er sich zu der oben beschriebenen, mächtigen Schutthalde an. Ihr Fuß ist zu einer Schleppe auseinandergezogen, eine Wirkung der starken pleistozänen Solifunktion, die im ganzen Guadarrama jene ausgedehnten Wanderschuttdecken entstehen ließ, die zu einem erheblichen Teil das Aussehen der heutigen Landschaft prägen.

Von Bedeutung ist dabei einmal die Menge der Blöcke in der Boden-
decke, zum anderen wie weit die Blöcke aus der umgebenden Verwitte-
rungsschicht herausragen und überdies noch die Art und Dichte der Vege-
tationsbedeckung. Ragt nur hin und wieder ein von Moos und Flechten
überzogener Block aus der Boden- und Vegetationsdecke hervor, so spricht
man von einer Blockstreu. Oft aber sind die Blöcke so zahlreich, daß sie
sich zu einem Felsen-„Meer“ zusammenschließen, dessen Vegetation na-
türlich in sehr starkem Maße von der Menge des erhaltengebliebenen Fein-
materials abhängt.

Je nach der Ausdehnung der bewegten Schuttmassen kann man ferner
Blockstreifen von den Blockmeeren unterscheiden. Die Blockstreifen sind
verhältnismäßig kurz und breit (selten länger als 100 m) und treten heute
als Anreicherungszone des Grobshutts in der Fließerde wegen ihrer
andersartigen — in der Regel kümmerlichen — Vegetation an den Hängen
auffällig in Erscheinung. Nicht selten kommen die Blockstreifen gesellig
vor und bewirken dann eine oft kilometerweit sichtbare Strukturierung
der Hänge. Sie „entspringen“ an den kleinen Schutthalden, die den Fuß
der Klippen und kleinen Steilhänge verhüllen, sowie an den Außenhängen
der Moränen. Die Blöcke sind dicht zusammengeschoben und — soweit
plattig — nicht selten kantig gestellt.

Besonders interessant wegen des hier unmittelbar überschaubaren Zu-
sammenhanges von frostbedingter Grobschutterzeugung und solifluidalem
Abtransport unter Zwischenschaltung von Blockhalden ist das Redonda-
Horcajuelos-Gebiet. Tief zerklüftete und zum Teil ruinenhaft zerfallene
granitische Felsburgen, die sich über die flachen Rücken erheben, bestim-
men das Bild. Die einzelnen Gesteinsquader sind zu Wollsäcken verwittert
und zum Teil auch von Karren zerfressen. In den allermeisten Fällen leh-
nen sich an den Fuß der Felsburgen Blockschutthalden aus gut gerundetem
Blockmaterial, die nicht selten mehrere Meter mächtig sind. Mit zuneh-
mender Entfernung von der materialliefernden Klippe wird die Block-
halde immer geringmächtiger, bis nur noch eine zusammenhängende
Schicht von Blöcken der verschiedensten Größe übrig bleibt. Die Vielzahl
der schuttliefernden Felsburgen sowie primäre morphologische Gegeben-
heiten bedingen eine sehr ungleichmäßige Blockbedeckung des Hanges:
neben dichten Blockstreifen kommen schuttarme, ja fast blockfreie Hang-
teile vor. Andererseits sind vor allem die kleinen Bacheinschnitte von
mächtigen Blockstreifen erfüllt. Dort, wo die Hangneigung größer ist,
nimmt die Zahl der Blöcke ab, die Einregelung der Längsachsen in die
Fließrichtung ist hingegen vollkommener. Die auf diesem Südhang insge-
samt festgelegten Schuttmassen nehmen hinsichtlich Ausbildung und Aus-
dehnung schon eine Übergangsstellung zu den lockeren Blockmeeren ein.

Klassisch ausgebildete dichte Blockpackungen von großer flächenhafter
Ausdehnung finden sich am Südwestabfall der Flecha ins Artiñuelo-Tal,
am gesamten Nordabfall der Cuerda Larga ins Lozoya-Tal bzw. dessen
südwestliche Verlängerung (Ao. de las Cerradillas) bis hin zur Loma de
Pandasco, am Südwestabfall der Navalondilla und am westlichen Hang
und Ende des Aguilón-Tales zwischen der Loma de los Bailanderos und
Najarra.

Das erstgenannte Blockmeer überzieht den ganzen linksseitigen Schluß des Artiñuelo-Tales auf einer Länge von mehr als 0,5 km und ebensolcher Hangerstreckung. Es besteht zum überwiegenden Teil aus fein- bis feinkörnigem Gneis, der Blöcke von Kopf- bis Metergröße bildet; im Westen des „Meeres“ tritt eine extrem grobkristalline Gneisvarietät auf, und damit steigt die mittlere Blockgröße auf mehr als 1 m an, und Riesenblöcke von 3 bis 5 m sind häufig.

Der ganze Hang ist — vor allem im Bereich des feinkörnigen Gneises — in zahlreiche Blockzungen untergliedert, die durch Schneeschmelzwasser und Rinnsale von Feinmaterial befreit worden sind und deshalb nur noch einige kleine Flecken von Ginster und Wacholder tragen. Es handelt sich bei diesen Formen um fossile Schutttropfen von 2 m Höhe und 10 bis 15 m Länge, aus denen die Denudation unter weitgehender Erhaltung der Form alle feineren Bestandteile entfernt hat (s. Bild 19).

Das größte beobachtete Blockmeer überzieht den Nordabhang der Guarramas und der Cabeza de Hierro bis hin zur Loma de Pandasco. Gerade am Nordosthang der Guarramas und dem Nordhang der Cabeza de Hierro war die Schuttproduktion sehr stark, denn hier konnte die Frostsprengung an Steilwänden wirken, noch unterstützt durch die von hochliegenden Schneewächten stammende Feuchtigkeit, so daß stets neue Angriffsstellen bloßgelegt wurden. Aus den bastionsartig hervorspringenden Felsen quollen Blockstreifen hervor, die weiter unten zusammenflossen und dann den Hang geschlossen überziehen. In ihrem oberen Teil — in der Nähe des Abfalls von der Hochfläche — sind sie noch reich an Feinerde, weiter unten bilden sie ein kahles, tiefes Blockmeer. Die aus dem Blockmaterial entfernte Feinerde ist in der Talsohle abgelagert worden; ein ungefähres Maß für die Mächtigkeit dieser durch das Zusammenwirken von Solifluktion und Denudation zustande gekommenen Akkumulation bieten die bis 10 m tiefen Bacheinschnitte, die das Anstehende noch nicht erreicht haben.

Durch einen kurzen Zwischenraum von dem eben beschriebenen getrennt, beginnt dann auf dem Kamm der Loma de Pandasco in fast vollständig zu grobem, metergroßem Blockschutt zerfallenen Gneisklippen ein etwa 1 km langes Blockmeer, das sich den Nordwestabhang der Loma bis zu dem auf der Karte nicht benannten Bach hinabzieht. Auch dieses Blockmeer erhält durch seine zahlreichen Blockschuttzungen, die bei einer Maximallänge von 30 m bis 3 m hoch werden, ein auffallendes Relief.

Etwa 3 km lang ist das an der Loma de los Bailaderos beginnende und sich bis zum Nordabhang der Najarra hinziehende Blockmeer, das aus einer wenig gegliederten Wanderschuttdecke hervorgegangen ist.

Das am Südwestabhang der Navalondilla aus den Schutthalden hoher Klippen hervorgehende Blockmeer zeichnet sich durch seinen Reichtum an Riesenblöcken aus und zieht etwa 1 km weit auf dem flachgeneigten Hang bis zu der linken Endmoräne des Hoyos de la Sierra-Gletschers hinab. Es hat den Anschein, als ob der Gletscher Teile des Blockmeeres aufgenommen und nach kurzem Transport wieder abgelagert hat; teilweise mag auch eine bloße Stauchung erfolgt sein. Das Vorkommen der

durch ihre Größe ausgezeichneten Blöcke gerade auf dieser Moräne fände dadurch eine einfache Erklärung.

Abschließend seien nur noch die tiefsten Vorkommen gutausgebildeter Blockschuttdecken beschrieben. Besondere Bedeutung — nach Ausdehnung wie Mächtigkeit — gewinnen sie am flachen Osthang des Rückens El Brezal (5 km süd-südwestlich Rascafria, zwischen dem Pedrosillo- und Umbria-Bach). Sie gliedern sich in mehrere Zehner Meter lange Zungen unterschiedlicher Dicke; den dazwischenliegenden Tiefenlinien folgen einige kleinere Bäche und Rinnsale, die den primär — durch den Fließmechanismus des Wanderschutts — entstandenen trennenden Einschnitt zwischen den einzelnen Zungen vertiefen und rückwärts (hangauf) verlängern. Ungleich größere Wirkung muß das in ihnen gesammelte Schmelzwasser im Pleistozän ausgeübt haben. Es entstanden \pm gutgerundete Schotter, die bei der noch weitergehenden Bewegung des Wanderschutts von diesem aufgenommen und zwischen die größeren Komponenten eingelagert wurden.

Diese Wanderschuttmassen verzahnen sich solcherart mit dem groben (z. T. metergroßen) Blockschutt der größeren Bäche, daß es unmöglich ist, von Fall zu Fall zu unterscheiden, welcher Transportvorgang beim Zustandekommen einer solchen solifluidal-fluviatilen Akkumulation am stärksten beteiligt war.

Das augenfälligste Zeichen der äußerst wirksamen solifluidalen Denudation der letzten Eiszeit stellt eine größere Anzahl Blöcke auf einem breiten Oligozän-Rücken zwischen Oteruelo und Alameda dar, die sich mit Annäherung an den materialliefernden Gebirgshang zu einer Blockstreu zusammenschließen (Bild 20).

Die Oberflächengestalt dieser Rücken (s. S. 52) bedingte, daß die Mehrzahl der Blöcke nur eine relativ kurze Strecke (selten mehr als 400 bis 500 m) auf dem im Distalteil nur 2 bis 3° geneigten Rücken wandern konnten, dann glitten sie seitlich in die Bacheinschnitte ab. In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle handelt es sich bei ihnen um — oft mehr als 1 cm große — Blöcke von Gangquarz, die aus einem mehrere hundert Meter über dem Rücken im Berghang gelegenen Gang stammen, woraus sich insgesamt (d. h. Berghang + Rücken) ein mittlerer Wanderweg von ca. 1 km ergibt. Einem besonders glücklichen Umstand ist es zu danken, daß ein Granitporphyr-Block genau der Scheitellinie des Rückens folgte und so bis zum Aufhören der Fließbewegung in 1130 m Höhe auf dem noch nicht einmal allzu fließgünstigen Boden (sandiger Lehm bis lehmiger Sand) bei einer Neigung von kaum mehr als 2° eine Strecke von 1,5 km zurücklegte.

Besonderes Interesse beansprucht ein dichtgepackter Blockstrom, dessen Erhaltungszustand auf ein vorwürmeiszeitliches Alter schließen läßt. Er befindet sich am oberen Rand eines linken Nebentälchens des Ao. de la Nevera in 1215 m Höhe. Auf der ganzen Aufschlußlänge (ca. 40 m) sind die 0,5—1 m großen Blöcke (Granit und Gneis) unter Erhaltung der Form vollständig zersetzt und blättern teilweise in großen Schalen ab (Bild 21). Bezeichnend für die Mürbheit des Gesteins ist unter anderem die Tatsache, daß Bienen sich Wohnhöhlen in den Granitgrus

gebaut haben. Dem Zersetzungsgrad des Gesteins entspricht es, daß der aus ihm entstandene Boden mit oft mehr als 1 m sehr viel mächtiger ist als der aller anderen Blockpackungen.

Bei der paläoklimatischen Ausdeutung des Verwitterungsgrades dieses Blockstroms ist in Rechnung zu setzen, daß Kiefernwald auf ihm stockt, und somit die Verwitterung infolge der aus der Rohhumusschicht herabsickernden Verwitterungslösungen verstärkt wird. Doch reicht m. E. diese biologische Verstärkung der Verwitterung nicht aus, um derart krasse Unterschiede sowohl im Zersetzungsgrad des Ausgangsmaterials als auch der Gründigkeit der Böden auf diesem und den einwandfrei würmeiszeitlichen Blockströmen zu erklären. Ausschlaggebend muß also die für den Verwitterungsablauf zur Verfügung stehende Zeit sein, woraus folgt, daß der in Rede stehende Blockstrom höheres Alter als alle anderen beobachteten hat.

Die immerhin befremdliche Einmaligkeit dieses Beispiels älterer Blockpackungen hat ihren Grund wohl darin, daß für die Erhaltung alter Gehängesedimente, vor allem also der Fließerden, die Geländeverhältnisse allgemein ungünstig sind. Nur auf ausgedehnteren Hangverflachungen (die aber im Guadarrama selten sind) können sie erwartet werden; aber gerade hier sind wiederum nur in den seltensten Fällen tiefreichende Aufschlüsse vorhanden.

Das ausführlich beschriebene Beobachtungsmaterial liefert den strengen Nachweis, daß außerordentlich leistungsfähige Solifluktionsbewegungen bis zu den tiefsten Stellen des Lozoya-Tales wirksam gewesen sind. Ihr formender Einfluß soll nun im folgenden Kapitel an einigen besonders instruktiven Beispielen aufgezeigt werden.

h) Periglaziale Überformung eines älteren Reliefs

1. Überformte Ursprungsmulden

Diese Mulden¹⁴⁾, die wegen ihrer beträchtlichen Größe (1 bis 2 km Durchmesser) ein augenfälliges Element im Formenschatz der Dachfläche bilden, stellen Mehrzeitformen dar: sie sind während der pontischen Einrumpfung des miozänen Blockgebirges entstanden und haben im Pleistozän eine starke Verhüllung durch Wanderschuttmassen erfahren.

Ihre Konvergenzpunkte (PHILIPPSON, 1924) liegen in der Regel am Rand der Dachfläche; die tektonisch (durch die postpontische Heraushebung der Sierra) wiederbelebte Erosion ließ die maximal 40 m tiefen Schluchten entstehen, die rückschreitend in die Mulden eindringen. Nur bei der großen, verzweigten Mulde des Ao. de Santa Ana schließt sich — wegen der hier relativ großen Breite der Dachfläche — an das Muldentiefste ein ganz flaches, „reifes“ Tertiärtal an, das einige hundert Meter nordwärts bis zu dem Punkte verläuft, wo das rezente Kerbtal beginnt, durch das der Bach rückschreitend seinen alten tertiären Oberlauf zerschneidet.

¹⁴⁾ Am schönsten ausgebildet sind die Ursprungsmulden des Arroyo de Peñacabra, Arroyo de Hoyoclaveles, Arroyo de Santa Ana sowie die südlich des Reventón-Passes gelegene (der Name des entsprechenden Baches fehlt auf der topographischen Karte 1 : 50 000).

In dieses ältere Tal, dessen Hänge von Solifluktionsschutt überzogen sind, ist ein Kastental eingelagert, dessen Breite in keinem Verhältnis zur morphologischen Leistungsfähigkeit des heute darin mäandrierend fließenden Baches steht. Da die steilen Wände keine Spuren von Prallhangerosion durch sich verlagernde Mäanderschlingen aufweisen, muß es eine Vorzeitform darstellen. Aufschluß über seine Genese gibt die Untersuchung des Schuttmaterials, das die ebene Talsohle aufbaut. Es ist zunächst (d. i. am Konvergenzpunkt) eckig und ungeschichtet, doch bald tritt eine schwache Kantenrundung auf, und die Längsachsen der einzelnen Komponenten sind senkrecht zur Fließrichtung eingeregelt und dachziegelartig übereinander gelagert. Daraus ergibt sich, daß dieses Kastental auf die sehr viel stärkere morphologische Wirksamkeit der pleistozänen Schmelzwässer zurückgeht, die gesammelt aus dem Muldentiefsten abfließen. Innerhalb der Mulde herrschte aktives solifluidales Schuttwandern, vom Konvergenzpunkt abwärts der passive fluviatile Schutttransport; das Auftreten einer Schichtung im Schutt des Kastentales ist Ausdruck der verschiedenen Transportweisen.

Mit dem neuerlichen Klimaumschwung zu Beginn der Postglazialzeit begann ein grundsätzlicher Wandel in der Art und Intensität der Denudations- und Erosionsvorgänge; beide wurden stark abgeschwächt. So kommt es, daß das heutige Gewässernetz erst teilweise in die höheren Teile selbst der durch ihre Lage zur lokalen Erosionsbasis begünstigten Mulden zurückgreifen und in bescheidenem Maße ein neues, den heutigen Klimabedingungen entsprechendes Formelement schaffen konnte. Auf andere Weise wirkt im rezenten Formungsvorgang dann noch die Nivation mit, von der oben (S. 41 ff.) die Rede war.

2. Solifluidale Talgestaltung

Einen ähnlich markanten Zug wie die großen Ursprungsmulden auf der Dachfläche bilden im unteren nordöstlichen Abschnitt des Lozoya-Längstales kleine Täler von T-förmigem Grundriß.

Die flach (6 bis 10°) NW-fallenden Oberkreidekalke bilden hier eine sich maximal 40 m über dem Lozoya erhebende Verebnung, die in ihrem unteren Teil (10 bis 15 m über dem heutigen Flußniveau) einwandfreie Spuren fluviatiler Erosion in Form von Strudellöchern aufweist. Diese Verebnung ist durch senkrecht zum Rio Lozoya verlaufende Quertälchen in einzelne, jeweils mehrere hundert Meter lange Teilstücke gegliedert, die untereinander morphologisch so weitgehende Ähnlichkeiten aufweisen, daß man von einem besonderen Formtyp sprechen kann. Vom Fluß aus erfolgt der Anstieg — von zuweilen vorgelagerten lokalen Erosionsterrassen sei der Einfachheit halber abgesehen — sanft; die von schütterer Vegetation bestandene, kaum verwitterte Oberfläche bildet gut das Schichtfallen ab. In der Nähe des höchsten Punktes bilden die Kalkschichten eine Stufenlandschaft en miniature. Beim Weiterschreiten in dieser Richtung gelangt man über einen steilen Abfall in ein flach muldenförmiges, im Schichtstreichen verlaufendes Tälchen, das auf der gegenüberliegenden Seite knicklos in den rückwärtigen Gebirgshang übergeht und am oberen Ende (im Grenzgebiet Kalk - Kristallin) auf die Verebnung ausläuft.

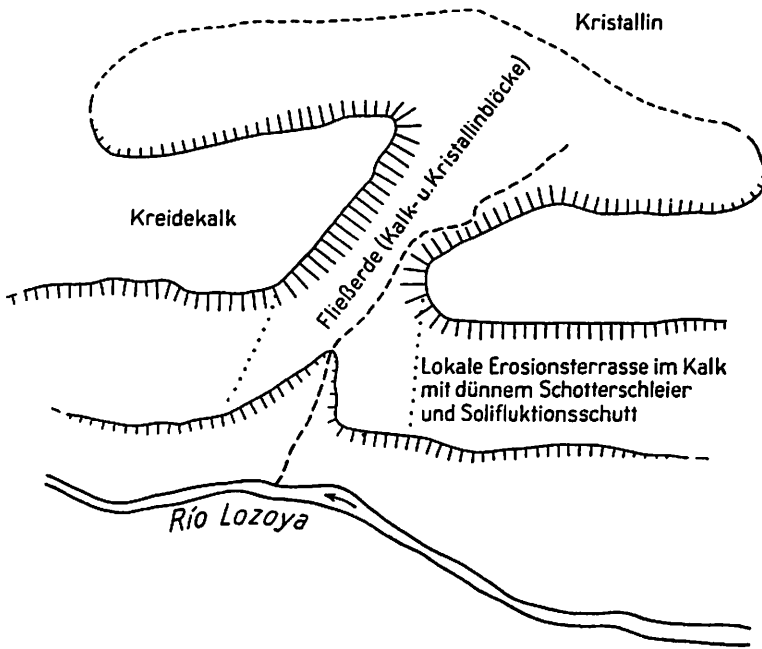


Abb. 8: T-Tälchen gegenüber Pinilla del Valle.

Zwei solcher (20 bis 300 m langen) Tälchen vereinigen sich im tiefsten Punkt zu den oben genannten stark eingetieften (50 m breiten) Quertälchen, die sich nach etwa 100 m stark verbreitern und zum Lozoya hin öffnen. Die Talsohle ist stets ackerbaulich genutzt, während die Berghänge — soweit sie aus Kristallin bestehen — niederen Eichenwald tragen. Die Tälchen sind entweder ganz wasserlos oder werden nur von kümmerlichen periodischen Rinnsalen durchzogen, die wenig in die flachen Talböden eingetieft sind; diese enden in recht verschiedener Höhe über dem Niveau des heutigen Flusses und verzahnen sich mit den lokalen Erosionsterrassen.

Einige Aufschlüsse lassen erkennen, daß die flächenhafte Abtragung, die bei der Formung der Tälchen beteiligt war, schichtflächenparallel wirkte. Neben der lösenden und denudierenden Wirkung des abfließenden Wassers kommt dafür die Solifluktion in Frage, wie große Blöcke kristallinen Materials beweisen, die über den Kalk weggewandert sind.

Wie viele der bisher betrachteten Formen stellen also auch diese Tälchen Mehrzeitformen dar. Den ersten und entscheidenden Anstoß zu ihrer Bildung mögen die Störungslinien gegeben haben, an denen die Kalke bei der Grabenbildung relativ zum Kristallin abgesunken sind, und zu deren erosiver Umformung es natürlich nur vergleichsweise geringer Wassermengen bedurfte, umso mehr, als eingeschaltete Mergelbänke ein rasches Versickern des aus den großen steilen Sammelmulden des Talhanges stammenden Wassers verhinderten. So entstanden zunächst im

Streichen der Verwerfung angelegte Erosionsrisse; je zwei vereinigten sich, und die gesammelten Wassermassen schufen sich einen Weg — ein konsequentes Tälchen — zum Taltiefsten.

In der Folge bildeten sich diese Bachrisse durch schichtflächenparallelen Abtrag zu isoklinalen Stufenrandtälchen um.

In der Kaltzeit wirkte in gleicher Richtung auf den fluviatil geschaffenen Leitlinien die Solifluktion abschleifend, ausbrechend und übersteilend weiter; der Frostsprengung dürfte dabei in den z. T. übersteilten Kalken kein unerheblicher Anteil zugefallen sein.

Mit dem solcherart autochthon gebildeten floß auch das von den rückwärtigen Berghängen stammende allochthone Material in diese Tälchen und gelangte durch den vergleichsweise engen Auslaß — wo die morphologische Wirksamkeit sich entsprechend erhöhte — ins Haupttal. Die oben beschriebenen Kristallinblöcke sind Folge und Zeugen dieser Bewegungen, die dazu beitrugen, einen der interessantesten Taltypen des ganzen Längstales zu schaffen.

i) Die pleistozänen Schotterkegel des Lozoya-Tales

Infolge der starken glazigenen und periglazial-solifluidalen Schuttanlieferung schotterte jeder Bach beim Austritt aus seiner Gebirgsschlucht auf der Sohle des Lozoya-Grabens einen Schotterkegel auf, der in der Folgezeit unter Bildung eines jüngeren, distalwärts weiter vorgeschobenen Kegels zerschnitten wurde. Die solcherart entstandenen Terrassen konvergieren rasch nach unten zu, die gebildeten Talformen sind kleinere Entsprechungen der von TROLL (1926) aus dem bayerischen Alpenvorland beschriebenen Trompetentälchen.

Am schönsten ist die Konvergenz der beiden Terrassen — zumal bei Betrachtung von der Peñalara aus — am Schotterkegel des Río Lozoya zu studieren: maximal 12 bis 15 m über der unteren gelegen, senkt sich die obere rasch ab und hat sich der unteren bei Alameda del Valle schon bis auf 3 bis 4 m genähert; das zu erwartende völlige Abtauchen unterbleibt, weil die kretazischen Kalke hier auszustreichen beginnen (vgl. das auf Seite 68 über die T-Tälchen Gesagte). Unterhalb Lozoya setzen die Terrassen aus; der Fluß hat sich unter Bildung einer 10 und mehr Meter tiefen Schlucht in das hier weit ins Gebirge eingreifende pliozäne Pediment eingeschnitten.

Als einheitliche durchgehende Schotterflur erhalten und nach Art und Aufbau das Werk nur des Hauptflusses ist die höhere, ältere Aufschotterung nur auf der rechten Seite des Lozoya vom Aguilón-Bach abwärts (vgl. Abb. 9); der ganze linksseitige Talteil zwischen dem Nordfuß der Cabeza Mediana und Pinilla del Valle stellt eine Riedellandschaft von unterschiedlichem Aufbau (oligozäne konglomeratische Kalk- und Sand-schichten sowie pleistozäne Schotter) und stark wechselnden Höhenverhältnissen dar.

Besonderes Interesse verdient der Talschluß, dort, wo der Lozoya aus dem Kerbtal zwischen Cabeza Mediana und der Cuerda Larga heraustritt. Er fließt, nachdem er den Aguilón-Bach aufgenommen hat, zunächst noch mit einem Gefälle von etwa 1% einige hundert Meter in genauer

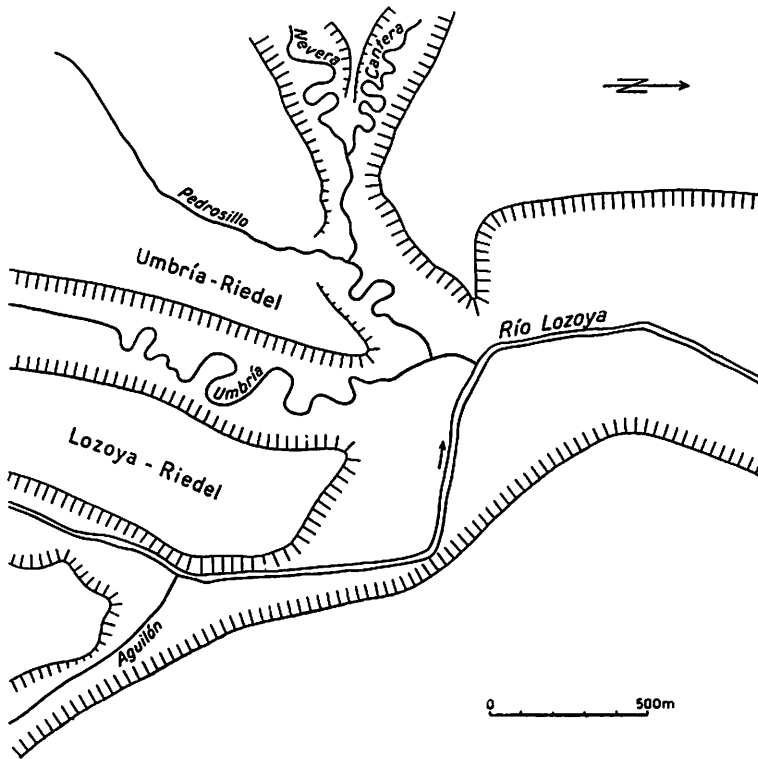


Abb. 9: Kartenskizze der Terrassen und Riedel des oberen Lozoya (von der Einmündung des Aguilón-Baches abwärts bis zum Kloster El Paular.

Nordrichtung, wendet sich dann — mit dem Eintritt in die Kreidekalke — in einer fast rechtwinkligen Linksschleife und fließt mit etwa 2% Gefälle ungefähr 500 m im Fallen der Kalke nach Westen. Dann biegt er scharf nach rechts und fließt einige hundert Meter wiederum in Nordrichtung an dem von ihm in früherer Zeit geschaffenen 10 bis 15 m hohen Erosionssteilrand, der in den Kalken ausgebildet ist, entlang, um dann allmählich bei stark vermindertem Gefälle (0,6 bis 0,7%) in die Nordostrichtung überzugehen.

Zu beiden Seiten begleiten ausgedehnte Schotterflächen den Fluß, auf der rechten Seite unzerschnitten, auf der linken durch die erodierende Tätigkeit der Nebenbäche in Riedel zerlegt, derart, daß der unmittelbar links des Flusses gelegene Lozoya-Riedel gleiche Höhe mit der rechtsseitigen Aufschotterung hat, während die sich westlich anschließende Schotterfläche (in der Skizze Umbría-Riedel genannt) etwa 8 bis 10 m tiefer liegt. Sie bildet keinen Riedel im strengen Sinne mehr, weil sie nur gegen die Umbría von einem maximal 10 m hohen Steilabfall begrenzt ist, sich nach Westen hingegen allmählich zum Ao. de Pedrosillo abdacht. Während der Lozoya-Riedel sich nur wenig nach Norden absenkt (Länge 1000 m; Absenkung von 1200 auf 1185 m), weist der Umbría-Riedel ein

sehr viel ausgeprägteres Süd-Nord-Gefälle (ca. 3%) und deutlich gestuftes Längsprofil auf (Länge 1800 m; Absenkung von 1220 auf 1170 m).

Eine vergleichende Untersuchung der oberflächennahen Schotter beider Niveaus (vor allem auf dem Lozoya- und Umbria-Riedel und im flußnahen Gebiet südöstlich und südlich Rascafría) im Hinblick auf ihren Verwitterungszustand ergab, daß die Schotter der oberen Terrasse eine 4—5 mm dicke limonitische Verwitterungszone besitzen und durch selektive Verwitterung ihrer leicht angreifbaren Mineralien eine Aufrauung der ursprünglich (durch den Abrieb) geglätteten Oberfläche erfahren haben. Demgegenüber erweisen sich die Schotter der unteren Terrasse nur zu einem Teil als frisch, bzw. erst von einer beginnenden Limonitisierung erfaßt, zum andern zeigen sie die gleichen Verwitterungshöfe wie die Schotter der höheren Terrasse. Dies läßt den Schluß zu, daß der untere Akkumulationskörper teilweise aus umgelagerten Schottern des höheren besteht.

Die quartäre Entwicklungsgeschichte des Lozoya-Tales:

Ausgehend von dem ausführlich dargelegten Formenschatz soll nun der Versuch unternommen werden, die sich als Wechselspiel von Erosion und Akkumulation darstellende junge Talgeschichte zu schildern.

Mit der postpontischen Heraushebung des eingerumpften miozänen Blockgebirges, die erst den morphologischen Gegensatz zwischen Meseta und Sierra schuf, begann die Abtragung. Die wiederbelebte Erosion (die noch nicht alle reifen Täler des vorhergehenden „Zyklus“ aufgezehrt hat) erzeugte einen starken Formengegensatz zwischen der nordwestlichen und der südöstlichen Flanke des Lozoya-Tales: während erstere durch eine Vielzahl kilometerlanger schluchtartiger Täler aufgelöst ist, verläuft letztere auf 15 km fast völlig geradlinig.

Die Ursache dieser auf den ersten Blick merkwürdigen Erscheinung dürfte m. E. darin liegen, daß damals wie heute die niederschlagsbringenden Winde hauptsächlich aus dem nordwestlichen Quadranten wehten; die niedrigere Cuerda Larga lag daher im Regenschatten der Montes Carpatanos.

Die zu erwartenden korrelaten tektonogenen Sedimente, vor allem oberpliozäne und altquartäre Schotter also, konnten im Haupttal ebensowenig wie klimatisch bedingte Akkumulationen älterer Kaltzeiten beobachtet werden. Wenn solche überhaupt entstanden sind, müssen sie wie jene infolge der Heraushebung gebildeten Schotter ziemlich rascher Aufbereitung — besonders der Granit vergrust sehr leicht — und Verfrachtung zum Opfer gefallen sein. Nur soviel steht fest, daß sich die wasserreicheren Bäche in den oligozänen Konglomeraten der linken Talseite ein Gleichgewichtsgefälle schaffen konnten. Durch die weiterwirkende seitliche Erosion entstanden danach die oftmals mehrere hundert Meter breiten Flächen, aus denen die einzelnen Rücken unvermittelt 20 bis 30 m aufsteigen; die Riedel wurden also durch Unterschneiden eingengt; die neue Gleichgewichtsebene breitete sich auf ihre Kosten aus (v. WISSMANN, 1951). Wie weit die Erosion in den Kreidekalken des Talschlusses wirkte, kann nicht festgestellt werden. Nicht alle Bäche hatten schon das Gleich-

gewichtesgefälle erreicht, als die letzte Kaltzeit einsetzte, und bei manchen hatte sich erst ein schmaler, ebensohligter Talschlauch ausgebildet.

In ihren höheren Teilen wurden die tief in das Kristallin eingegrabenen Schluchten der Nordwest-Kette die Stellen bevorzugter Schneeakkumulation. Dies hatte einerseits eine allgemeine Verstärkung der Solifluktion zur Folge und gab andererseits den Anstoß zur Entstehung zahlreicher Kargletscher.

Die starke Frostverwitterung des Periglazialbereichs und die Schuttanlieferung der Gletscher bedingten ein starkes Belastungsverhältnis der Bäche, und von ihren Austrittsstellen aus dem Kristallin — genauer, den Fußpunkten der Tiefenerosion — wurde vorwärts ins Haupttal und nach rückwärts in den Bereich der früheren Tiefenerosion akkumuliert; es entstand die oberste Schotterflur. Während die Schotterkegel der beiden rechten Nebenbäche (Ao. de Santa Ana und Ao. de Aguilón) sich in streng gesetzmäßiger Weise mit der Akkumulation des Hauptflusses verzahnen, die in Form der rechts des Lozoya liegenden Schotterebene erhalten ist, war auf der linken Talseite das Ausmaß der früheren (vorwürmeiszeitlichen) Ausräumung in den Oligozänschichten entscheidend für die Form und Mächtigkeit der kaltzeitlichen Aufschotterung. Je größer die Fläche, über die sich eine bestimmte Schottermenge verteilte, desto geringer war die Wachstumsgeschwindigkeit des Kegels sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. War das in den Konglomeratschichten angelegte Tal eng, so erreichte die Akkumulation bald die Höhe des Konglomeratrückens, und der hin und her pendelnde Bach schotterte selbst hier auf (Artiñuelo bei Rascafría). Hatte sich hingegen eine verhältnismäßig breite Ebenheit (mehrere hundert Meter) ausgebildet, so war der Schotterkegel nur wenig mächtig, und nur der Fuß der Konglomeratrücken wurde verhüllt. Nur der Lozoya sowie die Umbría mit ihren Tributärbächen vermochten das alte, in die Kreidekalke geschnittene Relief gänzlich zu überschottern; ein einheitlicher Schotterkegel zog sich von 1220 m Höhe hinab.

Mit dem sich in spätglazialer Zeit anbahnenden Klimawechsel nahm das Belastungsverhältnis ab; die Bäche schnitten sich auf das Niveau der unteren Schotterflur ein; dies führte der wasserreichere Lozoya zuerst aus, und auf ihn mußten sich dann die Nebenbäche als lokale Erosionsbasis einstellen. Es entstanden die Riedel, die für die linke Seite des Lozoya-Tales charakteristisch sind. In bedeutendem Maße prägten nun die oben schon für die Präglazialzeit aufgezeigten hydrographischen Gegensätze der Nordwest- und der Südostflanke des Haupttales auch die postglaziale Formung des Talgrundes. Zu morphologischer Wirksamkeit waren praktisch nur noch die Bäche der sehr viel feuchteren Nordwestflanke befähigt; dem einzigen größeren rechtsseitigen Bach, dem Ao. de Santa Ana, steht die Vielzahl der starken linksseitigen gegenüber (Artiñuelo bis Rio Chico).

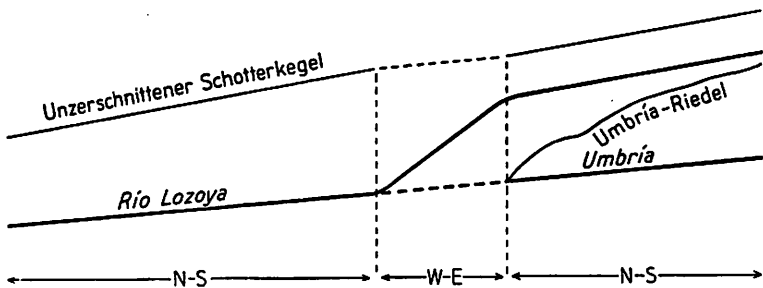
Beim Einstellen auf das neue, tiefere Gleichgewichtesgefälle mußten die Bäche erhebliche Schottermengen ausräumen, und durch diese starke einseitige Geschiebezufuhr wurde der Lozoya auf die rechte Talseite gedrängt und schuf durch Unterschneiden jenen markanten Steilrand, der besonders gut von der Peñalara aus sichtbar ist. Bei der schwachen Ge-

schiebeführung der Jetztzeit mäandrieren die Bäche frei auf diesen fluviatilen Ebenen bzw. in den Sohlen der Talauen; ihre morphologische Wirksamkeit erschöpft sich in reinem Unterschneiden. Dabei hat der Lozoya teilweise die im Zuge des spät- oder postglazialen Tieferschaltens von den linksseitigen Nebenbächen vorgeschütteten Schotterkegel abgestutzt, d. h. durch die Seitenerosion seiner Schlingen die Distalteile der Schotterkegel wegerodiert, deren Akkumulation ihn (in der vorletzten Phase der Talentwicklung) zunächst abdrängte.

Gewisse Modifikationen erfuhr der hier allgemein dargestellte Ablauf im Bereich des Zusammenflusses vom Umbría und Lozoya durch die verschiedene Widerständigkeit der von diesen Bächen durchflossenen Gesteine. Sobald der Lozoya im Verlauf der Eintiefung das Kristallin erreichte, konnte der Tiefenschurf nur noch sehr viel langsamer weitergehen, bei Eintritt in die weicheren bzw. weniger widerständigen Kalke hingegen wiederum sehr energisch wirken. Es entstand die etwa 500 m lange Gefällssteile, die der Lozoya im Schichtfallen hinabeilt, um dann — mit sehr viel geringerem Gefälle — in die Nordrichtung umzubiegen. Die solcherart rasch und ständig tiefergelegte Erosionsbasis des unterhalb der Steile mündenden Umbría-Baches bedingte eine weitgehende Entfernung der Schotter des Umbría-Riedels. Der Hauptfluß aber konnte nur wenig Schottermaterial wegerodieren, bevor er im Kristallin „festgelegt“ wurde.

Nach dem Durchsinken der Schotterbedeckung (im Südtteil der Akkumulation wegen der höheren Lage des Anstehenden früher als im Norden) erodierte die Umbría in den Kalken, und es entstand an der Grenze Kreide-Kristallin der maximal 10 m tiefe und 100 bis 200 m breite Tal-schlauch¹⁵⁾.

Zur besseren Veranschaulichung des oben Gesagten seien abschließend die Gefällsverhältnisse des Río Lozoya und des Umbría-Baches sowie des beiden gemeinsamen pleistozänen Schotterkegels (vor und nach seiner Zerschneidung) in einem halbschematischen Längsprofil wiedergegeben.



15) Freilich lassen die morphologischen Verhältnisse es offen, ob seine erste Anlage nicht schon vor der letzten Kaltzeit erfolgte.

2. Somosierra

a) Rasengirlanden

Die ausführliche Beschreibung der Rasengirlanden des Guadarrama gestattet, diese Formen der gebundenen Solifluktion in der Somosierra knapp abzuhandeln; dies umsomehr, als die Ausbildung nicht so flächenhaft ist wie dort. Im Gegensatz dazu stehen die größeren Formen der gebundenen Solifluktion, vor allem die Fließerdetrophen, die hier flächenhaft in optimaler Entwicklung angetroffen wurden, weil die edaphischen Voraussetzungen ungleich günstiger sind, wie an entsprechender Stelle ausführlich dargestellt wird.

Während im Guadarrama neben den in Hangrichtung konvex gebogenen Zungenformen, bei denen die Vegetationsränder mit den benachbarten Rasenwülsten zusammenhängen, noch zwei weitere Formen vorkommen¹⁶⁾, gehören die Rasengirlanden der Somosierra sämtlich diesem erstgenannten Typ an.

Am besten ausgebildet finden sie sich in 2070 m Höhe oberhalb des Garganta-Kars. Neben der klimatischen Gunst der hohen Lage ist noch eine edaphische Ursache für die Erklärung der guten Ausbildung, die an die Verhältnisse auf der Peñalara erinnert, heranzuziehen. Die Kuppe der Tres Provincias besteht aus mittelkörnigem Granit, dessen Verwitterung sandigen Lehm ergibt, während aus den metamorphisierten paläozoischen Schiefen ein sehr viel tonhaltigerer Boden hervorgeht. Diese durch die Ausgangsgesteine bedingte (auch chemische) Verschiedenheit der Böden macht sich in der Vegetation in frappanter Weise bemerkbar. Auf dem aus Granit hervorgegangenen Boden stockt Ginster, und in den weiten Zwischenräumen zwischen den Sträuchern kommen Gräser nur lückenhaft vor, auf den lehmigen Böden der Somosierra fehlt Ginster (zumindest in den höheren Lagen über 1900 m) und in den geschlossenen Grasfluren kann es wohl zu Auffriererscheinungen im Rasen (s. S. 37), kaum aber zur Girlandenbildung kommen.

Daher findet sich das andere Vorkommen zwar nur kleiner, aber gut ausgebildeter Rasengirlanden am Südenende des schon größtenteils verlandeten Sees im großen Lobo-Kar in 2100 m Höhe. Das hier auf dem durch Anschwemmung ständig erhöhten Boden wachsende Gras bildet zunächst Tupfen der oben (s. S. 35) geschilderten Art, die dann beim Abwärtswandern auf dem flachgeneigten Schwemmkegel zu kleinen Girlanden auseinandergezogen werden.

Rasengirlanden finden sich ferner auf der Endmoräne des Cerezuelo-Gletschers in 1770 m Höhe, in 1700 m Höhe auf dem links des Buitrera-Baches gelegenen Felsvorsprung, am unteren Ende der Moränen des Garganta-Gletschers in 1680 m und auf dem Calamorro genannten flachen Rücken (östlich Riaza) in 1870 m Höhe. Die maximal 50 cm Wulstabstand erreichenden Girlanden überziehen flache Schutttropfen, die so eine se-

16) Bei der zweiten ziehen die Rasenwülste über längere Strecken nicht zu den höhergelegenen Zungen hinauf, und die Flächen der Terrassen gleichen horizontalen Fußpfaden. Im dritten Fall bewirkt die zu starke Hangneigung ein Zerreißen der Rasengirlanden.

kundäre Gliederung erhalten. Die tiefstgelegenen Rasengirlanden finden sich in 1560 m Höhe auf der rechten Flanke des Garganta-Tales (gegenüber dem Kar). Im Süden des Gebirges wurden Rasengirlanden in 1620 und 1740 m Höhe auf der Loma de los Perdigos (südwestlich des Dörfchens La Vereda) beobachtet.

Eine Übergangsstellung zu den nun zu beschreibenden Auffriererscheinungen, die zur flächenhaften Zerstörung der Rasendecke führen, bildet ein Vorkommen girlandenartig deformierter Rasenbänder von geringer Ausdehnung auf dem links des Cerezuelo-Baches gelegenen Bergvorsprung in 1680 m Höhe und Nordexposition.

b) Rasenschälen

Das am Ende des vorigen Kapitels erwähnte Vorkommen konvexer Rasenbänder nimmt eine Mittelstellung ein zwischen den echten Rasengirlanden und den einfachen Auffriererscheinungen; eine detailliertere Beschreibung erübrigt sich daher, und nur der Vollständigkeit halber seien noch zwei entsprechende Bildungen aus dem Südteil der Somosierra erwähnt, die eine bemerkenswert geringe Höhenlage haben. Das eine Vorkommen wurde im Ursprung des Ao. de Valhondo in 1400 m, das andere etwas weiter westlich in 1640 m Höhe beobachtet.

Weit interessanter sind die ausgedehnten Auffriererscheinungen, die in 1700 m Höhe auf der flachen Einsattelung zwischen Colladillos und Rocín angetroffen wurden.

Den Untergrund bildet hier ein feinsandiger grauer Lehm von hoher Bindigkeit. Die darauf stockende Grasnarbe ist auf einer Fläche von über hundert Quadratmetern durch Kammeisabschälung zerstört. Das Zurückweichen des begrenzenden Rasens erfolgt dabei nicht in geschlossener Front, sondern geht so vor sich, daß zunächst Raseninseln übrigbleiben, die dann in zentripetaler Richtung aufgezehrt werden. Diese Inseln sind ein- oder zweistöckig ausgebildet, und zwar nimmt die Anzahl der zweistöckigen gegen den Rand der noch geschlossenen Rasendecke zu. Das unterste Stockwerk erhebt sich etwa 10 cm über den vegetationslosen ebenen Lehm Boden und ist von Moos und kurzer Grasvegetation bedeckt. Das zweite Stockwerk überragt das untere um 10 cm und stellt, wie die Höhenlage und Art des Bewuchses zeigen, den Rest der zerstörten Rasendecke dar. Jedes dieser Stockwerke erhebt sich mit einem deutlich ausgeprägten Kliff über das nächsttiefere Niveau. Die humose Oberkrume zeigt das für Kammeiswirkung charakteristische grobe Krümelgefüge (vgl. S. 37).

Zwei an dieser Stelle gemachte Beobachtungen sind für die Erkenntnis der Wirkungsweise des Kammeises bei der Rasenschälung auf bindigem Boden bedeutsam:

1. die zahlreichen Viehspuren zeigen, daß dem Viehtritt eine wichtige Rolle für das Ingangkommen des Rasenschälens und bei der fortschreitenden Zerstörung der Grasnarbe zukommt;
2. die überall gleichmäßige Ausbildung der Kliffe und vor allem die feste Oberfläche des gänzlich von Vegetation entblößten Bodens zeigen, daß der Windrichtung ein recht geringfügiger Anteil beim Abtransport des

durch Auffrieren bereitgestellten Lockermaterials zukommt. Stärker dürfte wohl die Spülwirkung des durch die Rasendecke sickern und im Kliff nach außen tretenden Schmelz- und Regenwassers sein.

Zusammenfassend kann man also sagen, daß in diesem Falle die zum Ingangkommen der Rasenerstörung notwendige Lückenhaftigkeit der Grasnarbe (zumindest zum Teil) auf Zerstörung durch Viehtritt zurückgeht. Wie die zweistöckige Ausbildung der Raseninseln zeigt, erfolgte nach der von mehreren Punkten gleichzeitig ausgehenden Zerstörung (daher Inselbildung) der ursprünglichen Vegetation eine rasche Neubesiedlung des so geschaffenen tieferen Niveaus. Diese Pioniervegetation (vor allem Moose) erlitt bald darauf das gleiche Schicksal; die Abhebung rückte abermals 10 cm tiefer und ließ einen völlig kahlen Boden zurück, auf dem kaum ein Anzeichen einer Neubesiedlung zu entdecken ist.

Im Zusammenhang mit dem Rasenschalen soll eine andere, zwar relativ selten auftretende, aber dafür umso interessantere Form der Rasenerstörung geschildert werden, die am Nordabhang des Colladillos genannten Rückens in 1710 m Höhe beobachtet wurde.

Es handelt sich um einige in Gefällsrichtung verlaufende, scharfumgrenzte Mulden, vergleichbar denen, die TROLL (1944) aus Abessinien und KLAER (1956) von Korsika als Abrißnischen beschrieben. Die am besten entwickelte Mulde (s. Bild 22) hat eine Länge von 6 m und eine Breite von 3 m; die Maximaltiefe von 40 cm wird in der Mitte des oberen Drittels erreicht, sonst ist die Mulde etwa 30 cm tief und verflacht sich unter gleichzeitiger Verschmälerung zum unteren Ende hin.

Die Begrenzung bilden Rasenkliffe, was ebenso wie die noch unvollständige Bewachsung des Bodens darauf hindeutet, daß die Bildung der Mulde noch nicht lange zurückliegt. Dichter ist hingegen die Pflanzendecke der sich unmittelbar unterhalb der Mulde anschließenden (korrelaten) Akkumulation, die etwa 5 m lang und nur unscharf gegen den älteren unterlagernden Boden abgegrenzt ist. Die wahrscheinlichste Deutung der Genese dieser Form ist die von TROLL (1944) gegebene, nämlich, daß es sich um eine solifluidale Abrißnische handelt.

c) Miniaturstreifenboden

Die in der Somosierra beobachteten Steinstreifen stellen Mikroformen dar; sie wurden nur zweimal, 750 m südlich des Calamorro in 1880 m und am Westhang des Cerro de Mesa Peñota in 1940 m Höhe angetroffen. Nur das letztgenannte Vorkommen soll wegen der modellartig klaren Ausbildung genauer beschrieben werden (Bild 23).

Der mittelmäßig geneigte Hang des Bergzuges ist überzogen von einem flachlagernden Haufwerk feinplattiger Schiefer, das mit Annäherung an das materialliefernde Anstehende, den aus blankem Fels bestehenden Kamm, immer mächtiger wird. An einigen Hangstellen, wo die Schuttbedeckung lückenhaft ist, und die Vegetation fehlt, hat sich ein Miniaturstreifenboden entwickelt. Das größte geschlossene Vorkommen bedeckt eine Fläche von etwa 30 qm; einige andere kleinere sind von minderer Bedeutung.

Es handelt sich offenbar um eine extrazonale Bildung im Sinne TROLLS

(1944), deren Ursache einmal in der geringen Tiefenlage des Anstehenden zu suchen ist, das dann bekanntlich die Stelle der Tjäle vertreten kann, zum anderen in der Zusammensetzung des Bodens.

Am oberen Ende, wo die Streifen in die geschlossene Schuttbedeckung des Hanges übergehen, sind die schwach konvexen Feinerdstreifen 4 bis 5 cm, die sie trennenden Steinstreifen 2 bis 3 cm breit; weiter unten überwiegt die Breite der Steinstreifen (7 bis 8 cm); gleich bleibt nur die Tiefe der Rinnen, in denen die durchschnittlich erbsengroßen Schieferbruchstücke liegen. Der feuchtere Boden unter den Steinchen zeigt genau die gleiche Zusammensetzung wie die Erdstreifen und weist keinerlei Korngrößenänderung auf.

Der Verlauf der einzelnen Steinstreifen ist nur wenig geschwungen und stets in Gefällsrichtung; die Länge der einzelnen Steinstreifen schwankt dabei stark, das beobachtete Maximum liegt bei 2 m. Ein Umfließen größerer Steine wurde nicht, oder nur sehr schwach angedeutet, beobachtet. Abschließend muß noch die Frage nach der Genese dieser Formen gestellt werden.

Der Hangneigung entsprechend deformierte Trockenrißsysteme (FURRER, 1954), in die Schutt — evtl. durch Kammeis oder einfach durch Frosthub — eingelagert wurde, liegen nicht vor. Es bleibt als wahrscheinlichste Annahme, die Steinstreifen genetisch als Homologe der Steinnetze zu betrachten, denn der Übergang von Steinnetzen in Steinstreifen ist durch zahlreiche Beispiele belegt (POSER, 1933 und vor allem TROLL, 1944).

d) Rezente Fließerdezungen

In der Somosierra erreichen Fließerdezungen größere Ausdehnung als im Guadarrama. Am besten entwickelt sind sie im oberen Teil des Ursprungstrichters des Buitrera-Baches von 2040 m aufwärts, wo sie den gesamten Hang überziehen, so daß ein auffallendes, mehrere Kilometer weit sichtbares Mikrorelief entsteht (s. Bild 24). Die mittlere Höhe dieser Zungen, die aus blockreichem, feinsandigem bis schluffigem Lehm bestehen, beträgt 50 bis 70 cm. In der Regel sind sie miteinander randlich verschmolzen, so daß Terrassen von sehr verschiedener Stirnhöhe und stark wechselndem Verlauf zustandekommen. Die Zungen bzw. Terrassen sind wieder von Rasengirlanden überzogen, wodurch sie eine sekundäre Gliederung erhalten.

e) Fossile Fließerdeterrassen

Sehr schön ausgebildete Fließerdeterrassen finden sich in der Nähe der Ermita de Montanares in 1440 m Höhe. Sie zeichnen sich durch die stellenweise 1,5 m erreichende Stirnhöhe und fast völlige Geradlinigkeit des Verlaufs aus; daneben kommen kleinere Formen vor, die den rezenten, oben beschriebenen, in jeder Weise entsprechen.

f) Ungegliederte (fossile) Wanderschuttdecken

Einen guten Einblick in Aufbau, Mächtigkeit und Verbreitung des ungegliederten Wanderschutts bieten die Aufschlüsse entlang der im Bau befindlichen Ca. Riofrío de Ríaza — Peñalba de la Sierra.

Auf Grund dieses ununterbrochenen, 8 km langen Anschnitts ergibt sich einwandfrei, daß meterdicke Wanderschuttdecken die Hänge bis zum Rio Riaza hinab bedecken. Der innere Aufbau bietet das gewohnte Bild der schichtungslosen Verteilung ungerundeter \pm eingeregelter Gesteinsbruchstücke der verschiedensten Größe (Bild 25).

Die vor der letzten Kaltzeit fluviatil angelegten Tälchen erfuhren durch diesen Solifluktionsschutt eine Verhüllung. Dabei wurde allerdings nur die Steilheit der Hänge, nicht aber die Form des Talquerschnittes selbst verändert, das V-Tälchen wurde nicht zum Muldental. Offenbar war also die abkommende Wassermenge bei dem starken Gefälle in der Lage, den von beiden Seiten her solifluidal zugeführten Schutt im Talweg abzutransportieren, so daß die flache V-Form erhalten blieb. Erst ganz oben, im ebenfalls fluviatil angelegten Ursprungstrichter, nimmt die solifluidale Talverhüllung Muldenform an; also auch hier lediglich eine relieffolgende Überlagerung, keine neue Form.

Von besonderer Bedeutung wegen seiner unmittelbaren räumlichen Verknüpfung mit den im nächsten Kapitel zu behandelnden asymmetrischen Tälchen ist das Vorkommen einer geschlossenen Wanderschuttdecke von mehr als 1,5 m Mächtigkeit in 1150 m Höhe an der rechten Flanke des Tales des Ao. del Río Chico (nördlich Alquité). Obgleich die Hangneigung etwa 22° beträgt, beweist die Existenz eines ungestörten jungen Bodenprofils einwandfrei, daß der unterlagernde Wanderschutt fossiler Natur ist. Auch an anderen Stellen dieses vorwiegend aus Quarzit aufgebauten Rückens, der einen flachen Härtling des hier unter die ziegelroten Miozän-schichten abtauchenden Pediments darstellt, finden sich derartige Wanderschuttdecken, wiewohl von geringerer Mächtigkeit.

g) Periglaziale Talasymmetrien.

Das insbesondere in der Umgebung von Riaza klassisch ausgebildete ziegelrote Miozän zeichnet sich gegenüber den petrographisch \pm gleichartigen in der Umgebung von Tamajón dadurch aus, daß alle in ihm liegenden Täler ein asymmetrisches Querprofil aufweisen, eine Tatsache, auf die m. W. bisher nur BIROT-SOLE SABARIS (1954) aufmerksam machten. Abgesehen von einer einzigen mir bekannt gewordenen Ausnahme handelt es sich stets um W-Asymmetrie (sekundäre Asymmetrie im Sinne POSERS, 1947), d. h. der westexponierte Hang ist der steilere. Dabei beginnt die Asymmetrie bei den im Gebirge bzw. dem vorgelagerten Pediment wurzelnden Tälern unmittelbar beim Eintritt des Baches in das rote Miozän; liegt der Ursprung im Tertiär, so bildet er eine längliche Mulde von symmetrischem Querschnitt.

Die Größe der asymmetrischen Tälchen kann sehr erheblich sein: der flache und darum landwirtschaftlich genutzte Hang erreicht nicht selten eine Breite von mehr als 1 km bei ganz geringer Neigung ($\leq 5^\circ$), wohingegen der Steilhang über 20 m hoch sein kann¹⁷). Er ist in der Regel von niedriger Strauchvegetation bestanden und stets von tiefen, im Unterlauf ebensohligen Runsen zerschlitzt, die maximal 10 m tief sind und flache

17) Mittlerer Asymmetriegrad (LÖSCHE, 1930, 1938) ≤ 3 .

Schwemmschuttfächer auf die Talsohle vorschütten (Bild 26). Diese besteht aus wohlgeschichteten Bachsedimenten (Bild 27), die im wesentlichen Umlagerungsprodukte des Tertiärs darstellen und sich vom Ausgangsmaterial leicht durch die hellere Färbung unterscheiden lassen; gelegentlich treten auch Einschaltungen gröberer Materials auf, die aber auch nur zum (geringen) Teil aus dem nahen Gebirge stammen. Die rezenten, periodisch abkommenden Gewässer sind 1 bis 2 m tief in diese Talsohle eingeschnitten.

Was BÜDEL (1944) für die asymmetrischen Tälchen des Hochterrassenfeldes des bayerischen Alpenvorlandes zeigen konnte, gilt auch hier in vollem Umfang: Schichtfallen, tektonische Schiefstellung scheiden wegen der söhligem Lagerung der Miozänschichten als Ursachen der Asymmetrie ebenso aus wie Flußverschleppung wegen des angenähert parallelen Verlaufs der Bäche.

Es bleibt also zu ihrer Erklärung nur die von BÜDEL (1944) und POSER (1947) entwickelte Vorstellung, nach der die Asymmetrie auf folgende Weise zustande gekommen ist: Der Wind häufte Schnee bevorzugt auf den Westflanken (Lee) auf. Infolgedessen war hier die Wasserdurchtränkung des Bodens größer und die dementsprechend verstärkte Solifluktion bewirkte ein Abdrängen des Baches gegen die früher und stärker auftauende, aber wegen der geringeren Schneebedeckung auch früher abtrocknende Ostflanke, die dadurch allmählich unterschritten wurde.

Freilich gelang es nicht, ein ganz einwandfreies Anzeichen kryoturbater Schichtstörung in den Miozänschichten zu finden; stets streichen die Schichten horizontal aus, nur von einer geringmächtigen durch die rezenten Denudationsvorgänge geschaffenen Lage ungeschichteten Lockermaterials überdeckt. Die Ursache ist m. E. in dem starken Bodenabtrag in diesem besonders erosionsgefährdeten tonreichen Lockermaterial zu suchen, der mit hoher Wahrscheinlichkeit jene unmittelbaren Zeugen der periglazialen Denudation schon abgetragen hat. Daß die klimatischen Voraussetzungen für einen starken solifluidalen Massentransport in dieser Höhe (1050 bis 1150 m) gegeben waren, zeigen die vorstehend beschriebenen meterdicken Wanderschuttdecken, die von den Quarzithärtlingen des Pediments ausgehen, und die durch die dichte Vegetationsbedeckung vor der Abtragung bewahrt blieben. Da die Täler in miozänen Schichten entstanden sind, muß im übrigen mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die Talbildung schon präglazial begann und die Asymmetrie nicht das Werk nur einer Kaltzeit ist.

Daß keine asymmetrischen Tälchen in den entsprechenden Schichten bei Tamajón auftreten, hat seinen Grund wohl darin, daß die sich hier eintiefenden Flüsse sehr viel wasserreicher sind (die meisten kommen aus dem Gebirge) und daher auch bei der kaltzeitlichen Mehrbelastung ihr Einschneiden fortsetzen konnten. Die innerhalb des Tertiärs beginnenden Bäche und Rinnsale mußten sich auf diese großen Flüsse als Abfluß- und Erosionsbasis einstellen und erhielten so ein recht steiles Gefälle, wodurch die Transportkraft entsprechend zunahm, so daß bei vorwiegender Tiefenerosion ein symmetrisches Querprofil erhalten blieb.

h) Anhang: Die Trockentälchen in der Kalkmeseta von Rello (Soria)

Die aus kretazischen Kalken aufgebaute Meseta in der Umgebung von Rello erhält ihr Gepräge durch den starken Gegensatz zwischen weitgespannten Ebenheiten (Resten der oberpliozänen M_2 -Fläche SCHWENZNERS) und den sie trennenden, tiefeingeschnittenen steilwandigen breit-ebensohligen Tälern der Wasserläufe (Ao. de la Hocecilla, Río Escalote). Vielfach sind diese Kalkhochflächen durch wenig eingetiefte Trockentälchen weiter gegliedert, besonders ausgeprägt beiderseits des periodisch wasserführenden Ao. de la Hocecilla, der bei Rello in den Río Escalote mündet. Für die vorliegende Untersuchung sind sie wegen der Überformung, die sie in der letzten Kaltzeit erfuhren, von Bedeutung. Bei vollständiger Entwicklung weisen sie folgende Abschnitte von jeweils charakteristischem Querprofil auf:

1. Einen länglichen flach-muldenförmigen Anfang, dessen Länge gleich der doppelten Breite werden kann.
2. Unter allmählicher Verschmälerung geht dieser in ein symmetrisch-muldenförmiges Tälchen über, das oft mehr als 1 km lang ist. Der Eintiefungsbetrag nimmt nur langsam und insgesamt wenig zu.
3. Unter rascherer Eintiefung nimmt im vorletzten Abschnitt das Tälchen einen flach-kerbförmigen Querschnitt an.
4. Die letzte Talstrecke bildet ein sich rasch vertiefender schluchtartiger Einschnitt, der von der Hochfläche zum Talboden des Hocecilla-Tales hinabführt.

Die Hänge der Tälchen sind in den oberen drei Abschnitten von einem schichtungslosen Gemisch von allochthonem Kalksteinbraunlehm mit Kalksteinbruchstücken verschiedenster Größe überzogen, das in der Tiefenlinie seine größte Mächtigkeit erreicht. Der Schuttanteil nimmt mit Annäherung an die gestufte Mündung der Tälchen, d. h. mit steigender Eintiefung und damit Verteilung der Hänge zu. Im untersten Talabschnitt ist die Akkumulation ebensohlrig, fast ganz auf die Tiefenlinie beschränkt und stellenweise mehr als 5 m mächtig; sie erfüllt Strudellöcher und verzahnt sich einerseits mit den lehmreichen Schutthalden der Steilhänge, andererseits mit den ebensohligen Ablagerungen des Hocecilla-Tales.

Die rezente Zerschneidung des Lockermaterials durch die periodisch und episodisch abkommenden Gerinne beginnt im vorletzten stärker geneigten Talabschnitt und ist im untersten am stärksten. Die korrelierten Sedimente dieser rezenten Zerschneidung sind als ziemlich mächtige Schwemmschutfächer auf der Aue des Hocecilla-Tales abgelagert, wo sie schon zwei Drittel der gesamten Talbreite einnehmen und dadurch den in die Talau wenig eingetieften Bach abdrängen.

Wie die Verzahnung der Lockersedimente der Trockentälchen mit den Ablagerungen des Haupttales zeigt, sind beide gleich alt, wie die rezente Zerschneidung beider beweist, sind es Vorzeitformen. In Anbetracht ihres Aufbaues (Schichtungslosigkeit und Schuttreichtum, der mit der Versteilung der Hänge zunimmt) sind sie daher als würmeiszeitliche Wanderschuttdecken aufzufassen. Die Ebensohlrigkeit der Ablagerungen im untersten Talabschnitt zeigt an, daß — trotz der großen Menge des anfallenden

Schuttes — hier infolge des steilen Gefälles der passive Schutttransport durch das fließende Wasser stärker war als das aktive solifluidale Schuttwandern.

Die Ausfüllung von tiefen Strudellöchern, die heute nur geringfügig weitergebildet werden, läßt darauf schließen, daß zumindest der unterste Talabschnitt vorwürmeiszeitlich ist; Entsprechendes möchte ich auch für die auf den Hochflächen gelegenen Teile der Trockentälchen annehmen. Ihr muldenförmiger Querschnitt deutet darauf hin, daß sie unter semiariden Klimabedingungen entstandene Spülrinnen darstellen, die ihre Ausformung durch periodisch niedergehende größere Wassermassen erfuhren (vgl. TRICART, 1952, über die ähnlich gestalteten Trockentälchen im Ostteil des Pariser Beckens), bei deren erheblicher Fließgeschwindigkeit die Durchlässigkeit des Kalkes nicht sonderlich ins Gewicht fiel. Als Entstehungszeit kommt daher am ehesten das Jungtertiär oder Altquartär in Frage, während in den jüngeren Interglazialen wohl ebenso wie heute die Niederschläge schwächer waren und deshalb bei der Durchlässigkeit des Kalkes morphologisch kaum wirksam werden konnten.

Es ist freilich auch nicht ganz ausgeschlossen, daß sich während einer Kaltzeit ein wasserstauender Dauerfrostboden im Kalk ausgebildet hat, wodurch ein oberflächlicher Abfluß und damit die Bildung der jetzt funktionslosen Tälchen möglich wurde (vgl. CORBEL, 1954, 1957; HEMPEL, 1955).

3. Die rezente und würmeiszeitliche Untergrenze des Subnivalbereichs

Der in den beiden vorigen Kapiteln beschriebene Formenschatz ist bezeichnend für die Subnivalstufe der Gebirge und gestattet, sie nach unten, gegen die Montanstufe, abzugrenzen.

Aus den oben (s. S. 40 f.) dargelegten Gründen kommt dabei der Verbreitung der Schutthalden nur eine sehr bedingte Bedeutung zu, umso größere aber den Solifluktionsformen (POSER, 1933, 1957; BÜDEL, 1937); ihr geschlossenes Verbreitungsgebiet — und damit die heutige Subnivalstufe — beginnt im östlichen Kastilischen Scheidegebirge in rd. 2000 m Höhe.

Diese Angabe beinhaltet natürlich die Elimination störender lokaler Einflüsse in prinzipiell der gleichen Weise wie bei der Bestimmung der klimatischen Schneegrenze aus den lokalen Werten (s. S. 33); denn im einzelnen erweist sich die Untergrenze der Solifluktion als Resultierende aus dem von Ort zu Ort wechselnden Zusammenspiel von Relief, Mikroklima, Boden und Vegetation, wobei wieder ± komplizierte Wechselbeziehungen diese einzelnen, komplexen Faktorengruppen untereinander verknüpfen.

Aus der Fülle der aufgezeigten Beispiele fossiler solifluidaler Denudationswirkungen folgt, daß die Massenbewegungen in der Würmeiszeit so intensiv waren, daß selbst tonnenschwere Blöcke bis ins Tal tiefste, d. h. unter 1100 m hinab, zu wandern vermochten. Daß am Nordfuß des Guadarrama eine Blockstreu, die sich stellenweise zu einem kleinen Blockmeer zusammenschließt, vorkommt und auch die gigantischen Blockschutthalden am Südfuß der Sierra de la Cabrera auf dem fließungünstigen Granitgrus in geringem Maße zu Schleppen auseinander-

gezogen wurden, beweist, daß ähnliche Klimabedingungen wie im Längstal auch noch in der Meseta geherrscht haben.

Man kann also 1100 m als mittlere Untergrenze der Blockmeererscheinungen des östlichen Kastilischen Scheidegebirges annehmen¹⁸⁾; unterhalb dieser Höhengrenze war der solifluidale Abtragungsprozeß nicht mehr genügend kräftig, um schweres Blockmaterial transportieren zu können. Die Untergrenze wirksamer Solifluktion hat aber sicherlich noch wesentlich tiefer gereicht; dies lehrt schon ein Vergleich mit den heutigen Verhältnissen. Heute kommen Rasengirlanden flächenhaft bis etwa 2000 m und Blockbewegungen bis 2300 m hinab vor; die letzten Wirkungen des flächenhaft ausgebildeten Bodenfließens reichen also 300 m unter die Zone der Blockbewegungen hinab, und ähnliche Verhältnisse sind für die Eiszeit anzunehmen.

Man darf natürlich nicht einfach aus den heutigen Verhältnissen extrapolieren und als Untergrenze der pleistozänen Solifluktion einen etwa 300 m unter der Zone der Blockmeere (d. h. 1100 m) liegenden Grenzsaum annehmen; so könnte die 800 Meter-Isohypse nur einen Grenzwert darstellen, und das Problem besteht darin, zu einer genaueren Abgrenzung zu gelangen.

Eine Bestätigung dieser Ableitung darf man in dem Vorkommen von Wanderschuttdecken bei Rello (1050 m Höhe) sowie klimabedingter asymmetrischer Täler im Raum von Riaza zwischen 1050 und 1150 m Meereshöhe erblicken. Gleiche Talformen von offenbar gleicher Entstehung finden sich ferner in der Nähe von Salamanca in nur 800 bis 900 m Höhe (freundl. mündl. Mitteilung von Herrn FERNANDEZ-ALONSO). Ferner wird noch ein asymmetrisches Tälchen von FERNANDEZ-NAVARRO und GOMEZ de LLARENA (1916) aus dem nördlichen Neukastilien (600 bis 700 m Meereshöhe) beschrieben, das mit einiger Wahrscheinlichkeit ebenfalls als Zeuge für ein Periglazialklima gelten kann. Wenn man der Form dieses Tälchens, die damals noch nicht befriedigend erklärt werden konnte, keine Beweiskraft zubilligt, so ist in diesem Zusammenhang die von IMPERATORI (1955) und anderen Forschern (vgl. RIBA, 1957) in der oberen (mindeleiszeitlichen) und mittleren (rißeiszeitlichen) Manzanares-Terrasse bei Madrid (650 m Meereshöhe) gemachte Beobachtung kryoturbater Wellungen, Zusammenfaltungen und Stauchungen von Tonschichten von umso größerer Bedeutung (s. Bild 28).

Daß es sich nicht um würmeiszeitliche Flußablagerungen handelt, beeinträchtigt die Bedeutung der Texturen als paläoklimatische Kriterien kaum. Denn es ist ja bekannt, daß sich auf der Iberischen Halbinsel die Würm- im Rahmen der Rißeiszeit hielt. Das bedeutet aber, daß bei gleichen Zirkulationsverhältnissen die Temperatur im Würmglazial etwa gleich oder nur wenig höher war als in der Rißeiszeit. Damit waren die klimatischen Bedingungen für das Zustandekommen von Solifluktionsbewegungen in der Meseta etwa bis 700 m Meereshöhe gegeben.

18) SALOMONS (1926) Auffassung, die noch von KLAER (1956) übernommen wird, daß solifluidaler Blocktransport bis 600 m Meereshöhe hinab stattgefunden habe, entspricht also nicht den Tatsachen.

Dieses Ergebnis gilt zunächst für Neukastilien; in Altkastilien ist jedoch mindestens das Gleiche zu erwarten, wahrscheinlich lag die Untergrenze aber noch tiefer.

Wegen der allzu geringen Zahl der bisher vorliegenden Beobachtungen ist es nicht möglich, den Verlauf dieser bedeutsamen klimamorphologischen Grenze auch in den übrigen Teilen der Iberischen Halbinsel in ähnlicher Weise festzulegen. Die folgenden Ausführungen stellen daher nur einen ersten Versuch dar, ausgehend von den Verhältnissen Zentralspaniens, auf ganz Iberien zu extrapolieren.

Sichere Kryoturbationserscheinungen fast im Meeresniveau wurden aus Galizien genannt (freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. FRANZ); LLOPIS LLADO (1957) beschreibt aus dem gleichen Raum mehrere Vorkommen, die nach Ansicht anderer Forscher indes nicht eindeutig sind. Aus dem südlichen Pyrenäenabfall wurde mir nur ein tiefgelegenes Vorkommen einwandfreier pleistozäner Solifluktion (800 bis 900 m ü. M.) bekannt (freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. MASACHS-ALAVEDRA). Auf der Pyrenäenexkursion des V. INQUA-Kongresses wurden im Cardós-Tal (NE von Llavorsí) in 800 bis 900 m Höhe eine mächtige Wanderschuttdecke sowie bei Tírvia Kryoturbationserscheinungen in etwa 1000 m Höhe beobachtet (BUTZER und FRÄNZLE, 1958). Für die Sierra Nevada gibt HEMPEL (1958) als Untergrenze der pleistozänen Wanderschuttdecken 1000 m an.

Unter Benutzung dieser Höhenangaben wurde Karte 6 entworfen (Abb. 11); sie bestätigt im wesentlichen die nicht auf Geländeuntersuchungen beruhenden Annahmen BÜDELS (1951).

Ob das hier für die Iberische Halbinsel abgeleitete Ergebnis mit einiger Wahrscheinlichkeit zutrifft, läßt sich bis zu einem gewissen Grade durch einen Vergleich mit den aus benachbarten Mediterrangebieten (Mallorca, Frankreich, Italien, Korsika und Marokko) gefundenen paläoklimatischen Grenzlinien entscheiden.

Nach den Angaben MENSCHINGS (1955) lag die Untergrenze der Solifluktion auf Mallorca in 500 m Meereshöhe. In der französischen Mittelmeerregion haben MARCELLIN (1950) und TRICART (1952) bis zum Meeresniveau hinab einen mannigfaltigen periglazialen Formenschatz und verbreitet periglaziale Ablagerungen, wie Löss, Flugsande, Solifluktions- und Kryoturbationshorizonte und periglaziale Schutthalden nachgewiesen. Aus dem Fehlen fossiler Eis- bzw. Lehmkeile ist allerdings der Schluß zu ziehen, daß dieses Periglazialklima nicht so streng war wie in den nördlichen und westlichen Teilen Frankreichs; es dürfte kein Dauerfrostboden, sondern nur jahreszeitliche Gefrorenis vorgelegen haben. Ergänzend sei mitgeteilt, daß RAYNAL (MENSCHING, 1955) demgegenüber als Untergrenze der würmeiszeitlichen Solifluktionsdecken in den französischen Westalpen 200 bis 300 m Meereshöhe angibt.

BÜDEL (1951) fand in Südtalien auf flachen Hängen vielfach bis 1200 m Höhe hinab fossilen Solifluktionsschutt. Es handelt sich also nicht um die Untergrenze geschlossener Solifluktionsdecken größerer Mächtigkeit, sondern wohl um die Untergrenze der wirksamen pleistozänen Solifluktion überhaupt. Nach Norden zu senkt sich die Grenze der Periglazialerschei-

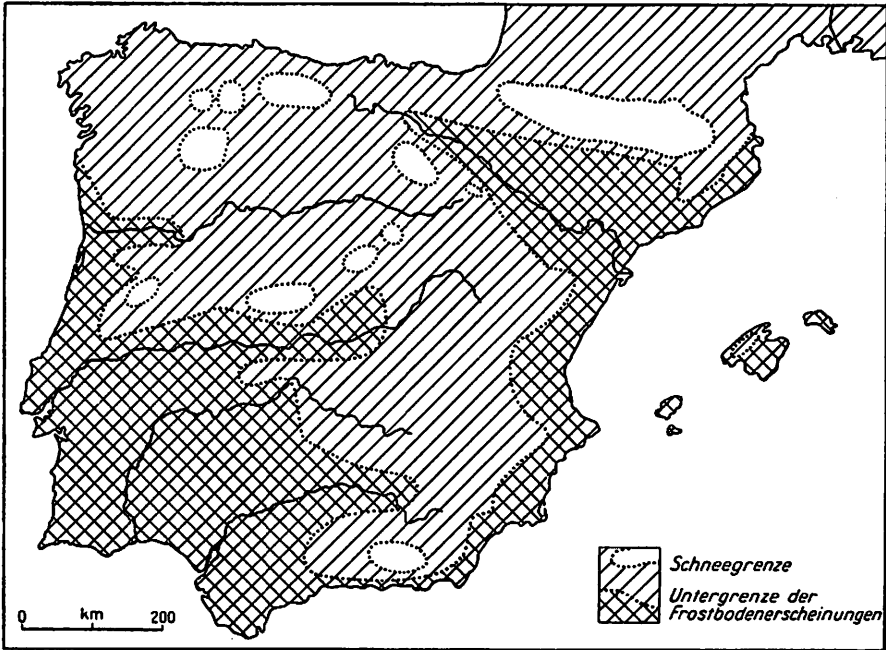


Abb. 11: Die Iberische Halbinsel in der Würmeiszeit.

nungen ab, verläuft in Umbrien in weniger als 550 m Höhe (TRICART und CAILLEUX, 1956) und dürfte in Ligurien den Meeresspiegel erreicht haben.

Auf Nordkorsika sollen die pleistozänen Solifluktionsbildungen nach TRICART bis ins Meeresniveau reichen, während sie nach BÜDELS (1953) und KLAERS (1956) Beobachtungen in Mittel- und Südkorsika nur bis 500 m Meereshöhe hinabgehen. Nach BÜDEL (freundl. mündl. Mitteilung) gilt indes TRICART's Beobachtung nur für die Küstengebiete, nicht jedoch für das Innere, so daß man als Untergrenze des tiefgreifenden solifluidalen Massentransports auf Korsika 500 m annehmen darf.

Im West-Rif bestimmte MENSCHING (1955) die Untergrenze der pleistozänen Solifluktion mit 800 bis 1000 m, im trockeneren Ost-Rif mit 1000 bis 1200 m. Legt man als Mittelwert 1000 m Höhe zugrunde, so muß man sich stets vor Augen halten, daß bis in diese Höhe die heute noch flächenhaft erhaltenen Hangschuttdecken reichen, die zahlreiche Blöcke von 2 m Durchmesser aufweisen; die gebundene Solifluktion hat also sicherlich noch erheblich tiefer gereicht.

Zusammenfassend kann man also feststellen, daß die als Untergrenze würmeseiszeitlicher Solifluktion in Zentralspanien erhaltene Höhenstufe von 700 m sich recht gut dem allgemeinen Bild der letzteiszeitlichen Klimaverhältnisse im westlichen Mittelmeerraum einpaßt.

C. Zur Frage einer vorwürmeiszeitlichen Vergletscherung.

Es erscheint zweckmäßig, einleitend alle in diesem Zusammenhang wichtigen Tatsachen noch einmal aufzuführen.

1. Es besteht kein zwingender Grund, die Moränen des Peñalara-Gebietes und die wenigen ihnen vergleichbaren Bildungen unterhalb des Nevero- und Mediano-Kares sowie des Hoyo Cerrado in Alt- und Jungmoränen im Sinne OBERMAIERS und CARANDELLS (1917) zu untergliedern. Aus mehreren Gründen (vgl. S. 15) erscheint vielmehr die von v. KLEBELSBERG (1948) geäußerte Auffassung wahrscheinlicher, daß die verschiedenen Moränenwälle Zeugen mehrerer Phasen ein- und derselben Vereisung darstellen.
2. Eine Untersuchung der Schotter der Lozoya-Terrassen zeigte, daß diese oberflächlich etwa ebenso stark angewittert sind wie die Erratika der Moränen. Es liegt nahe, aus diesem Befund auf ein (angenähert) gleiches Alter von Schotter und Moränen zu schließen. Reste älterer, weitgehend zersetzter Schotter fanden sich nur in einigen wenige Meter langen Aufschlüssen in Prallhängen des Cantera- und Pedrosillo-Baches. Der paläoklimatische Aussagewert dieser Schottervorkommen wird aber stark durch die Tatsache eingeschränkt, daß sie einen Großteil des Jahres unter Grundwassereinfluß stehen.
3. Es erhebt sich angesichts der Tatsache, daß keine einwandfrei rißeiszeitlichen Moränen und Schotter gefunden wurden, die Frage, ob solche nicht wenigstens in den verbreitetsten Eiszeitbildungen, den periglazialen Wanderschuttdecken, anzutreffen sind. Ein Beispiel hierfür stellt der auf S. 46 f. ausführlich diskutierte Blockstrom oberhalb des Nevera-Baches dar, aus dessen Zersetzungsgrad unter Berücksichtigung aller für den Verwitterungsablauf wichtigen Faktoren ein höheres als Würmalter zu erschließen ist.

Wenn hier also ein Zeugnis vorwürmeiszeitlicher Solifluktion vorliegt, erhebt sich die Frage, warum eine Kaltzeit, die derart intensive solifluidale Denudationswirkungen ermöglichte, keine (einwandfreien) Glazialbildungen hinterließ.

Jeder Erklärungsversuch muß dabei berücksichtigen, daß wir auf Grund der Befunde in den Pyrenäen anzunehmen haben, daß die Rißvereisung hier mindestens ebenso stark war wie die letzte. Wenn dem in der Sa. de Guadarrama nicht so ist, so gibt es dafür zwei Erklärungsmöglichkeiten.

Entweder war das Gebirge im Prävüwm noch nicht hoch genug, um eine Vergletscherung hervorzubringen, oder aber die ältere hielt sich in etwa in den Grenzen der letzten, so daß eine Trennung der Formen und Ablagerungen nicht durchführbar ist. Man könnte sich dies zwanglos so vorstellen, daß die ältere Vereisung die Kare schuf; ihre Ausweitung und damit Schaffung der heutigen Hohlformen erfolgte in der letzten Kaltzeit. Die Vergrößerung des Einzugsgebietes hatte dann — *ceteris paribus* — ein Vorstoßen der Zungen zur Folge, wodurch ältere Moränen überfahren und zerstört wurden.

Der Nachweis, daß die letztgenannte Möglichkeit wahrscheinlicher ist, soll nun in mehreren Abschnitten geführt werden:

1. Die Vielzahl und das frische Aussehen der aus dem Entretérminos-, Cerradillas- und Calderuelas-Tal (s. S. 18, 23 und 43) sowie aus allen Teilen der Somosierra (s. S. 30) beschriebenen embryonalen Karformen zeigt, daß sie zumindest im Würm recht energisch ausgebildet wurden.
2. Daß sie ausschließlich Bildungen der letzten Kaltzeit darstellen, erscheint unwahrscheinlich in Anbetracht der intensiven Temperaturabsenkung, die allein schon aus der Existenz tiefreichender vorwürmeiszeitlicher Solifluktionsbewegungen zu folgern ist.
3. Rein theoretisch könnten alle oben geschilderten Befunde auch durch die Annahme einer jungen (interglazialen) Gebirgshebung gedeutet werden, aber es erscheint mir untunlich, eine Hypothese aufzustellen, für die — abgesehen von ihrer Möglichkeit — kein anderes positives Kriterium beizubringen ist.

Das hier für die Sa. de Guadarrama i. w. S. abgeleitete Ergebnis steht in ausgezeichneter Übereinstimmung mit den Beobachtungen LAUTENSACHS (1942) aus der Serra da Estrela, PASCHINGERS (1954) aus der Sierra Nevada (es besteht kein zwingender Grund, die vorliegenden Formen und Ablagerungen in riß- und würmeiszeitliche unterzugliedern, wie es HEMPEL [1958] getan hat) und SUTERS (1939) aus dem Apennin. Demgegenüber beschreiben folgende Autoren Spuren einer vorwürmeiszeitlichen Vergletscherung, die allerdings nur zu einem Teil eindeutig sind: OBERMAIER (1914) aus dem Kantabrischen Gebirge, LLOPIS-LLADO (1957) aus Nordwestspanien (vgl. dagegen VOSSELER [1931]), F. HERNANDEZ-PACHECO aus der Serrota (zit. aus WOLDSTEDT, 1958), MENSCHING (1955) und RAYNAL (1956) aus dem Atlas. Eine vergleichende Untersuchung des Problems der vorwürmeiszeitlichen Vergletscherung ist unter diesen Umständen dringend erwünscht.

V. Die rezente Formbildung im Vergleich zur pleistozänen

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die periglazialen Denudations- und Erosionsvorgänge und die durch sie erzeugten Formen beschrieben; abschließend sollen nun die rezenten Abtragungsvorgänge untersucht werden im Hinblick auf die Frage, wie sie sich von jenen fossilen nach Art und Intensität unterscheiden.

a) Die rezente Denudation

Im Pleistozän gehörte das gesamte Untersuchungsgebiet — mit Ausnahme der dauernd schnee- bzw. eisbedeckten Teile über der Schneegrenze — zur „Bodenflußzone“ (BÜDEL, 1948). Eine Unterteilung in eine Frostschutt- und eine Tundrenzzone im Sinne BÜDELS (1948) ist auf Grund des vorhandenen Formenschatzes möglich: Als Frostschuttzone kann die Stufe von 1100 m bis zur Schneegrenze (1950 bzw. 2000 m) gelten, denn mindestens bis 1100 m hinab erfolgte der Transport tonnenschwerer Blöcke noch auf außerordentlich sanften Hängen; was darunter liegt — bis 700 m

Höhe — entsprach der Tundrenzone; als Charakterform hat sie die asymmetrischen Tälchen bei Riiza und Salamanca hinterlassen.

Die seit der spätglazialen Klimaveränderung erfolgte Verschiebung der klimamorphologischen Höhengrenzen beschränkte den Subnivalbereich auf die Gebirgstelle über 2000 m; sie unterliegen seit dem Spätglazial bis heute solifluidaler Denudation, die durch Linearerosion und Flächenspülung verstärkt wird. In tieferen Lagen besorgen ausschließlich letztere die Ausbildung des rezenten Formenschatzes.

Ihre Intensität hängt vom Relief, der Vegetation und der Bodenbeschaffenheit ab; daher kann der Boden bei Kenntnis seiner mechanischen Eigenschaften als (empfindlichster) Indikator für die rezenten Denudationsvorgänge dienen. Dabei gilt allgemein: je geringer der Abtrag, umso vollkommener die Profilausbildung.

Die ungestörte Pedogenese beginnt mit einer Initialform, durchläuft mehr oder minder rasch eine Reihe von Entwicklungsphasen und erreicht in der Klimaxbildung die vollkommenste Anpassung an die jeweiligen Standortverhältnisse. Solange diese konstant bleiben, solange erfolgen im Boden nur geringfügige Veränderungen. In Gebieten mit starker Erosion kommt es dagegen häufiger vor, daß die Bodenentwicklung noch vor dem Erreichen des Klimaxstadiums unterbrochen wird, ja, nicht selten bleibt sie im Jugendstadium stecken. Wann die Zerstörung beginnt, hängt von dem erreichten Grad der Erodierbarkeit ab, der für die einzelnen Entwicklungsglieder verschieden ist (KUBIENA, 1948).

Nach diesen einführenden Vorbemerkungen soll nun das Ausmaß der Erosionsschäden in den verschiedenen Bodentypen¹⁹⁾ des Untersuchungsgebietes unter Berücksichtigung des Vegetationsschutzes dargestellt werden; damit ist die Voraussetzung für die Abschätzung der heutigen Denudationsintensität gegeben.

Am stärksten wirkt die Abspülung auf den Pediments und den mancherorts ausgebildeten Vorhügeln des Gebirges. Die führende Bodenbildung stellt hier die meridionale Braunerde dar, dazu kommen ihre Vorstufen, Ranker verschiedener Ausprägung. Die Erodierbarkeit der Braunerde ist wegen des geringen Schlammstoffgehaltes und des Fehlens stabiler Bindstoffe beträchtlich. Da in der Regel eine geschlossene Pflanzendecke fehlt, zeigen sich fast immer starke Erosionsspuren.

Die Abspülung hat schon vielfach die durch Kryoturbation und Solifluktion nicht mehr gestörte präglaziale (oder zumindest vorwürmeiszeitliche) Zersatzzone der Pediments erreicht. In den niedrigen Randlagen des Gebirges bedingte also die Heftigkeit der Niederschläge infolge der leichten Erodierbarkeit der hier als Klimaxbildung auftretenden Bodenform bei geringer Vegetationsbedeckung schon eine Zerstörung der geringmächtigen letzteiszeitlichen Ablagerungen, und nur die mächtigeren blieben bis heute erhalten.

Das Klima der nächsthöheren, montanen Stufe, die bis etwa 2000 m reicht, bewirkt, daß unter der großenteils geschlossenen Vegetation (Laub- und Nadelwald mit vornehmlich *Pinus silvestris*) mitteleuropäische Braun-

19) Wegen bodentypologischer Details vgl. KUBIENA (1953).

erde als Klimaxbildung auftritt. Ihre im Vergleich zur vorigen höhere Krümelstabilität und die Vegetationsbedeckung bewirken, daß die flächenhafte Abtragung hinter den bodenbildenden Vorgängen zurückbleibt. Die hier vornehmlich das Substrat der rezenten Bodenbildung darstellende würmeiszeitliche Fließerde wird daher im Vergleich zur Fußzone des Gebirges wenig abgetragen; Ranker treten nur an den steileren Stellen auf, wo die Bodenerosion durch die Ungunst des Reliefs besonders stark ist.

Die Böden des Subnivalbereichs (alpine Rasenbraunerde und vor allem Ranker) unterliegen der Abspülung und der Solifluktion²⁰⁾, die sich gegenseitig in ihrer Wirkung verstärken. Die Abtragung der fossilen Wanderschuttdecken ist daher am größten; Klippen, Steinpanzer und Blockanhäufungen, die durch die Entfernung des Feinmaterials entstanden sind, geben der Subnivalstufe des Gebirges ihr Gepräge.

Ganz außerordentlich verstärkt wird diese flächenhafte Abtragung noch durch die zahlreichen 1 bis 2 m tiefen, steilwandigen Spülrunsen, die oftmals bis in die höchsten Teile der solifluidal überprägten, sanft gerundeten Rücken hineinreichen. Für sich genommen stellen sie zwar Erosionsformen dar, doch läßt ihre Häufung — oft sind sie wildbachartig verzweigt — es gerechtfertigt erscheinen, sie nach dem Vorgange BÜDELS (1948a) den flächenhaften Vorgängen zuzurechnen.

In den roten tonigen Miozänschichten von Rianza und Tamajón steigert sich die Abspülung auf vegetationslosen Flächen (Äckern) schon bei sehr geringer Hangneigung bis zur Kerbspülung, d. h. bis zur Ausbildung vieler nicht tief aber steil eingeschnittener Kerben und Racheln.

Da nicht zu entscheiden ist, ob die Schichtungslosigkeit des oberflächennahen Materials (s. S. 60) auf periglaziale Solifluktion oder rezente Umlagerungen (im Gefolge der Abspülung) zurückgeht, lassen sich keine Aussagen darüber machen, ob die pleistozänen Wanderschuttdecken schon der allgemeinen Abtragung zum Opfer gefallen sind. Nur soviel steht fest, daß man sich vor einer Überschätzung der bisher erfolgten Umgestaltung durch die postglaziale Denudation und Erosion hüten muß; denn die eindeutigen klimabedingten Vorzeitformen, die Talasymmetrien, sind als Ganzes ja in aller Schärfe erhalten.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in der Kalkmeseta von Rello. Auch hier ist nicht auszumachen, wie intensiv die postglaziale Abtragung und Umlagerung der leicht erodierbaren Kalksteinlehme (Terra fusca und Terra rossa) war; sicher ist indes, daß die Eiszeitformen durch die seitherige Denudation nur relativ geringfügig verändert wurden.

b) Die rezente Erosion

Wie oben gezeigt, ist es nicht möglich, genaue Aussagen über das Ausmaß der rein würmeiszeitlichen Talbildung zu machen, weil damit zu rechnen ist, daß die Talbildung schon präglazial begann und die Asymmetrie nicht nur das Werk der letzten Kaltzeit ist (s. S. 60). Sicher ist jedenfalls daß die postglaziale Erosion im Vergleich zur gesamten eiszeitlichen Ausräumung (maximal mehr als 20 m Tiefe und 1 km Breite) sehr gering ist,

20) Von besonderer Bedeutung ist dabei das Auffrieren von Gesteinsschutt.

denn die Bäche haben sich nur 1 bis 2 m tief in die eiszeitlichen Schottersohlen eingeschnitten, und ihre ganze erosive Tätigkeit beschränkt sich auf dieses schmale Bett.

Dieses an den asymmetrischen Tälchen in der Umgebung von Riaza abgeleitete Ergebnis gilt auch für die übrigen Gewässer innerhalb und außerhalb des Gebirges mit Ausnahme des Miozängebietes von Tamajón, wo die typisch etesische Talform, die Torrente, vorherrscht. Dies hat m. E. nicht so sehr eine klimatische — sonst müßten Torrenten auch in anderen Lockergesteinen südlich der Sierra auftreten — als vielmehr eine morphologische Ursache.

Wegen der Schrägstellung des Somosierra-Blockes ist das Einzugsgebiet der nach Süden entwässernden Flüsse sehr viel größer als das der nordseitigen. Die daraus resultierende stärkere Wasserführung befähigt sie, tiefe Schluchten zu schaffen, die sich beim Eintritt in die miozänen Lockergesteine zu Torrenten verbreitern. Die innerhalb des roten Tertiärs beginnenden Bäche müssen sich auf diese großen, tiefeingeschnittenen Flüsse als Erosionsbasen einstellen und erhalten so ein recht steiles Gefälle, wodurch die Transportkraft sich entsprechend erhöht, so daß die Schottersohlen in voller Breite tiefergelegt werden können. Die Torrentenbildung ist also bei den großen Flüssen eine Folge des Wasserreichtums; daß sie auch bei den kleineren und entsprechend wasserärmeren Bächen auftritt, ist durch die tiefe Lage ihrer Erosionsbasen, d. h. eben jener großen Flüsse, bedingt.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß die postglazialen Erosions- und Denudationsvorgänge im allgemeinen (vor allem Verstärkungen, die auf menschliche Eingriffe zurückgehen, bleiben hier unberücksichtigt) nicht imstande waren, großräumig einen den heutigen Klimaverhältnissen entsprechenden Formenschatz entstehen zu lassen (vgl. BÜDEL, 1944, über die morphologische Wirksamkeit der rezenten Abtragungsvorgänge in Mitteleuropa).

Aber nicht nur die dem Pleistozän entstammenden Formen, sondern sogar die gleichaltrigen Ablagerungen, Fließerdedecken und Schotter, sehr viel vergänglichere Bildungen also, sind innerhalb der oben gezogenen Grenzen, d. h. unterhalb der heutigen Subnivalstufe, auf nicht zu steilen Hängen und abseits der Wasserläufe größtenteils erhalten.

Die Sierra und ihr Vorland sind zwar keine „tote“ (SALOMON, 1918), aber doch nur eine relativ wenig verjüngte Landschaft.

VI. Zusammenfassung

I. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, zu entscheiden, wie sich das pleistozäne Klima in seinen morphologischen Auswirkungen qualitativ und quantitativ anders verhielt als das holozäne. Die Untersuchungen betreffen also die vertikale Verschiebung der klimamorphologischen Höhenstufen und die dadurch bedingte Erweiterung ihres Wirkungsbereiches.

II. Es wurden folgende Gebiete untersucht (Abb. 1)- Guadarama, Somosierra und die Kalkmeseta von Rello.

III. Das Iberische Hauptscheidegebirge ist ein aus einer Vielzahl verschieden stark gegeneinander verstellter Schollen bestehendes Blockgebirge; seine Entwicklung (als Gebirge im orographischen Sinne) begann im Alttertiär und ist charakterisiert durch fortgesetzte Verstellung der während langer Zeiten tektonischer Ruhe geschaffenen Verebnungen.

IV. Im ersten Hauptteil dieses Kapitels werden die Kare des Guadarrama und der Somosierra beschrieben (Abb. 2 und 3). Ihre detaillierte Schilderung liefert die Grundlage für die Synthese, welche die würmeiszeitliche Schneegrenze (1900—2000 m) und die Abhängigkeit der Vergletscherung von der Wind- und Strahlungsexposition behandelt.

Der zweite Hauptteil ist dre Darstellung der Periglazialbildungen des Gebirges und seines Vorlandes gewidmet (Abb. 2 und 3). In der abschließenden Zusammenschau wird die rezente (2000 m) und die würmeiszeitliche (700 m) Untergrenze des Periglazialbereiches abgeleitet und der Versuch unternommen, auf ganz Iberien zu extrapolieren (Abb. 11). Der Vergleich mit den in benachbarten Mediterrangebieten (Mallorca, Südfrankreich, Italien, Korsika und Marokko) gefundenen paläoklimatischen Grenzlinien zeigt, daß die als Untergrenze würmeiszeitlicher Periglazialerscheinungen in Zentralspanien erhaltene Höhe von 700 m sich recht gut dem allgemeinen Bild der letzteiszeitlichen Klimaverhältnisse im westlichen Mittelmeerraum einpaßt.

Die Tatsache, daß wohl Spuren intensiver vorwürmeiszeitlicher Solifluktion, aber nicht gleichaltrige Moränen vorhanden sind, führt zur Frage einer älteren Vergletscherung. Wahrscheinlich trug die Sierra de Guadarama schon im Prävüwm Gletscher, deren Kare in der letzten Eiszeit ausgeweitet wurden; diese Vergrößerung des Nährgebietes hatte ein weiteres Vorstoßen der Gletscher und damit Überfahren älterer Moränen zur Folge.

V. Die rezente Formbildung (durch flächen- und linienhafte Abtragung) wird in ihrem Intensitätsverhältnis mit der würmeiszeitlichen verglichen. Es ergibt sich, daß die postglazialen Erosions- und Denudationsvorgänge im allgemeinen nicht imstande waren, einen den heutigen Klimaverhältnissen entsprechenden Formenschatz entstehen zu lassen. Aber nicht nur die pleistozänen Formen, sondern auch die gleichaltrigen Ablagerungen (Fließberdedecken und Schotter) sind unterhalb der heutigen Subnivalstufe, auf nicht zu steilen Hängen und abseits der Wasserläufe größtenteils erhalten.

Summary

I. This paper is to elucidate how far the pleistocene climate differed, both qualitatively and quantitatively, in its morphological activities from the holocene. In other words, the present study is concerned with the vertical shifting of the climato-morphological altitudinal belts, and with the thereby caused extension of their sphere of influence.

II. The following regions were surveyed (fig. 1): Guadarrama, Somosierra and limestone-meseta near Rello.

III. The Iberian Cordillera Central are fault-block mountains consisting of numerous horsts and grabens; their development (as mountains in the orographic sense of the term) commenced in the Early Tertiary and is characterized by a continuous uplifting of the erosion surfaces created during long periods of tectonic stability.

IV. The first part of this chapter deals with the glacier cirques of the Guadarrama and the Somosierra (figs. 2 and 3). Their detailed description is the basis of a synthesis concerning the Würm age snow-limit (1900—2000 m) and the dependence of the glacial phenomenon on wind and solar exposure.

The second part describes the periglacial phenomena of the Cordillera and its foreland (figs. 2 and 3). The final synopsis gives the lower limit of the recent (2000 m) and the Würm age (700 m) periglacial zone. In addition an attempt is made to extrapolate on the whole of the Iberian Peninsula (fig. 11). The comparison with the corresponding paleo-climatic limits found in the neighbouring Mediterranean regions (Mallorca, Southern France, Italy, Corsica and Morocco) proves that the altitude of 700 m, computed as the lower limit of the Würm age periglacial zone in the centre of the Peninsula, is in good coincidence with the general picture of the climatic conditions of the western Mediterranean area during the last glacial period.

The existence of traces of intensive pre-würmian solifluction, and — on the other hand — the absence of moraines of the same age raises the question of an older glaciation. The Sierra de Guadarrama is likely to have borne pre-würmian glaciers, the cirques of which were enlarged in the Würm age. The extension of the alimentary areas caused a farther advance of the glaciers, the result of which was an overriding and removal of the older glacial deposits.

V. The recent morphogenesis (by linear and areal erosion) is compared in its intensity with that of the Würm age: In general the postglacial erosion processes have been incapable of creating landforms corresponding to the present climate. Not only the pleistocene forms, however, but also the respective deposits (soliflual material and gravels) are preserved below the recent periglacial belt, on moderate slopes, and away from the present water-courses.

Resumen

I. El presente trabajo se propone dirimir en qué medida existe una diferencia — tanto cualitativa como cuantitativa — entre el clima pleistoceno y el holoceno en sus repercusiones morfológicas.

II. Han sido objeto de estudio las siguientes zonas (Fig. 1): Guadarrama, Somosierra y la meseta caliza de Rello.

III. La Cordillera Central ibérica pertenece al tipo de montañas de fractura y está integrada por numerosos horsts y fosas. Su desarrollo (como montañas en sentido orográfico) se inició en el Eogeno, y se caracteriza por un constante desplazamiento vertical de las superficies de aplanación formadas durante los períodos de calma tectónica.

IV. En la primera parte de este capítulo se describen los circos glaciares de Guadarrama y Somosierra (Figs. 2 y 3). Este detallado análisis suministra las bases de la síntesis que estudia el límite nival wurmiense (1900—2000 m) y la dependencia de los fenómenos glaciares con su orientación solar y eólica.

La segunda parte se dedica al estudio de las formaciones periglaciares de la Cordillera y de su piedemonte (Figs. 2 y 3). En la síntesis final se deducen los límites inferiores reciente (2000 m) y wurmiense (700 m) del dominio periglacial, llevándose a cabo un intento de extrapolación de este último para toda la Península Ibérica (Fig. 11). La comparación con los límites paleoclimáticos determinados en zonas mediterráneas vecinas (Mallorca, Francia meridional, Italia, Córcega y Marruecos) pone de manifiesto que la altitud de 700m determinada en el centro de la Península como límite inferior de los fenómenos periglaciares wurmienses no desdice del cuadro general del clima de la última fase glacial en el Mediterráneo occidental.

El hecho de que existan huellas de una intensa soliflucción prewurmiense, pero no morrenas de la misma época, plantea el problema de una glaciación anterior. Probablemente la Sierra de Guadarrama tuvo ya glaciares en el prewurmiense, cuyos circos aumentaron de tamaño durante la última glaciación. Este ensanchamiento de la cuenca de alimentación tuvo como consecuencia un nuevo avance de los glaciares, los cuales pasaron así por encima de las morrenas más antiguas.

V. La génesis del relieve reciente (mediante erosión horizontal y lineal) se compara, en sus condiciones de intensidad, con la del wurmiense. De esta comparación se infiere que los procesos de denudación y erosión postglaciares no estaban en general en condiciones de originar un relieve correspondiente al clima actual. Pero no sólo las formas pleistocenas, sino también los depósitos (mantos detríticos solifluidales, cantos rodados) de la misma época se han conservado en su mayor parte por debajo del actual límite subnival, en las pendientes moderadas y lejos de los cursos de agua.

Literaturverzeichnis

- Ackermann, E.:** Thixotropie und Fließigenschaften feinkörniger Böden. Geol. Rdsch. 36, 1948.
- Ahnert, F.:** Zur Frage der rückschreitenden Denudation und des dynamischen Gleichgewichts bei morphologischen Vorgängen. Erdkunde 8, 1954.
- Alía Medina, M., Menéndez Amor, J., Vidal Box, C.:** Guadarrama, Massif de Peñalara. Livret-guide de l'ex. C₃ et C₄. V. Congr. Intern. INQUA Madrid - Barcelona, 1957.
- Alía Medina, M. et Oriol Riba:** Manzanares et Tolède. Livret-guide de l'ex. centre C₄. V. Congr. Intern. INQUA Madrid - Barcelona, 1957.
- Altmen, H., Pontboté, J. M., Solé Sabaris, L.:** Pyrénées. Livret-guide de l'ex. N₁. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona, 1957.
- Altmen, H., Solé Sabaris, L., Virgili, C.:** Comparaison des formations glaciaires des versants méridional et septentrional des Pyrénées. Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA Madrid - Barcelona, 1957.
- Andersson, J. G.:** Solifluction, a component of subaerial denudation. Journ. of Geol. 14, 1906.
- Arnold, H.:** Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. Diss. Breslau 1938.
- Baedecker, D.:** Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahresber. aus Österreich, 12, 1922.
- Baysselance, A.:** Quelques traces glaciaires en Espagne. Ann. du Club Alpin Français, 10, 1883.
- Beaujeu-Garnier, J.:** Modèle périglaciaire dans le Massif Central français. Rev. de Géomorph. Dyn. 4, 1953.
- Biro, P.:** Le relief de la Sierra de Alto Rey et sa bordure orientale. Bull. Assoc. Géogr. Français, 70, 1933.
- Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama Occidental. Ann. de Géogr., 46, 1937.
- Solé Sabaris, L.: Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. Madrid, 1954.
- Blackwelder, E.:** Exfoliation as a phase of rock weathering. Journ. of Geol. 33, 1925.
- Bleahu, M.:** Periglacial Formations and Karst in the Bihor Mountains (Roumania). Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA. Madrid - Barcelona, 1957.
- Bout, P.:** Prismations et divisions polygonales régulières. Rev. de Géomorph. Dyn. 5, 1953.
- Bowman, J.:** The Andes of Southern Peru. New York 1916
- Brandt, B.:** Beiträge zur Kenntnis der Rasenabschälung. Geogr. Ztschr. 23, 1917.
- Brauch, W.:** Rezente und eiszeitliche Schnee- und Waldgrenzen als Klimazeugen. Diss. Mainz 1953.
- Brinkmann, R.:** Über fossile Inselberge. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. 1932.
- Abriß der Geologie. 2 Bde. Stuttgart 1954, 1956.
- Brusch, M.:** Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika. Diss. Göttingen 1949.
- Bryan, K.:** The Erroneous use of Tjaele as the Equivalent of Perennially Frozen Ground. Journ. of Geol. 59, 1951.
- The Study of Permanently Frozen Ground and Intensive Frost-Action. Mil. Eng. 40, 1948.
- Büdel, J.:** Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 229, 1937.
- Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, 1944.
- Das System der klimatischen Morphologie. Deutscher Geographentag München 1948a.
- Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde 2, 1948b.
- Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart 1, 1951.
- Klima-morphologische Beobachtungen in Südtalien. Erdkunde 5, 1951.
- Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika. Erdkunde 6, 1952.

- Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdkunde* 7, 1953.
- SINAI, „Die Wüste der Gesetzesbildung“, als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüstenmorphologie. *Veröff. d. Akad. f. Raumforsch. u. Landespl.* 28, 1954 (Mortensen-Festschrift)
- Buen, O. de: Nuevo resumen de Geología general y de España. Madrid, 1912.
- Butzer, K. W. und Fränzle, O.: Der V. Internationale Quartär-Kongreß in Madrid und Barcelona 1957. *Erdkunde* 12, 1958.
- Cabanas, R.: Las terrazas cuaternarias del Guadalquivir y sus afluentes, en la provincia de Jaén. *Rev. Real Acad. Cienc. Exact. Fisic. y Nat.* 51, 1957.
- Cailleux, A., Tricart, J.: Un type de solifluction: Les coulées boueuses. *Rev. de Géomorph. dyn.* 1, 1950.
- Carandell, J.: Las calizas cristalinas del Guadarrama. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Série Geol.* 8, 1914.
- La topografía glaciär del macizo del Trampal-Calvitero (Béjar). *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.* 45, 1924.
- Nota acerca del cuaternario de Torreledones. *Bol. Real Soc. Hist. Nat.* 28, 1928.
- Gómez de Llarena, J.: El glaciärismo cuaternario en los Montes Ibéricos. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Série Geol.* 22, 1922.
- Carlé, W.: Zeugen einer diluvialen Vereisung in Spanisch-Galicien. *Natur und Volk* 87, 1947.
- Champier, L.: Die Schuttdecken der Kalkmassive des südlichen Burgund (Beaujolaïs Mânnais, Chalonnais). *Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona*, 1957.
- Corbel, J.: Les phénomènes karstiques en climat froid. in: *Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde* 8, 1954.
- Hydrologie et morphologie du Nord-Ouest américain. *Rev. de Géomorph. Dyn.* 8, 1957.
- Cortázar, D. de: Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Bol. Com. Mapa Geol. España* 17, 1891.
- Dege, W.: Geomorphologische Forschungen im nördlichen Andréeland (Nordspitzbergen). *Diss. Münster* 1938.
- Über Schneefleckenerosion. *Geogr. Anzeiger* 41, 1940.
- Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. *Peterm. Geogr. Mitt.* 87, 1941.
- Derrueau, M.: Les formes périglaciaires du Labrador-Ungava central comparées à celles de l'Islande centrale. *Rev. de Géomorphol. Dyn.* 7, 1956.
- Dorywalski, M.: Soil erosion in areas of low relief as the expression of the anthropogenic phase of Holocene morphogeny. *Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona*, 1957.
- Douvillé, R.: La Péninsule Ibérique-Espagne. *Hdb. Reg. Geol.* 3, 3. Heidelberg 1911.
- Dresch, J.: De la Sierra Nevada au Grand Atlas. *Mélanges Gautier, Tours* 1937.
- Drygalski, E. v., Machatschek, F.: *Gletscherkunde*. Wien 1942.
- Ebers, E.: Die Periglazial-Erscheinungen im bayerischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. *Gött. Geogr. Abh.* 15, 1954.
- Enquist, F.: Der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher. *Uppsala* 1916.
- Fernández Navarro, L.: Monografía geológica del valle del Lozoya. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Sér. Geol.* 12, 1915.
- Sobre falsas huellas del glaciärismo en la Sierra de Guadarrama. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 15, 1915.
- Le glaciärisme quaternaire dans la Péninsule Ibérique. *Rev. Gen. Sc.* 27, 1917.
- Gómez de Llarena: Datos topológicos del Cuaternario de Castilla la Nueva. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Sér. Geol.* 18, 1916.
- Fezer, F.: Schuttdecken, Blockmassen und Talformen im nördlichen Schwarzwald. *Gött. Geogr. Abh.* 14, 1953.
- Flohr, E. F.: Beobachtungen und Gedanken über Bodenzerstörung im europäischen Rußland. *Erdkunde* 8, 1954.
- Flückiger, O.: Schuttstrukturen am Killmandscharo. *Peterm. Geogr. Mitt.* 80, 1934.
- Fontboté, J. M. y Ribá, O.: Observaciones sobre la geomorfología y sobre los fenómenos periglaciales cuaternarios y actuales de los altos valles del Ter y del Fre-

- ser (Pirineo Catalán). Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona, 1957.
- Franz, H.:** Tiergeographische Beiträge zur Paläoklimatologie der Iberischen Halbinsel. Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona, 1957.
- Frödin, J.:** Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfließen in den alpinen Regionen des Schwedischen Lappland. Lunds Univ. Arsskr., N. F. Aod. 2, 14, Nr. 24, 1918.
- Furrer, G.:** Solifluktförmern im Schweizerischen Nationalpark. Erg. wiss. Unters. d. Schweiz. Nationalparks. N. F., 4, 29, 1954.
- García Sainz, L.:** Morfología glaciär y preglaciär de la región de la Noguera (cuena Cinca-Segre). Bol. Real Soc. Geogr. Nac. 75, 1935.
- Las superficies de erosión que preceden a los glaciares cuaternarios del Pirineo Central y sus reciprocas influencias. Estud. Geogr. 1, 1940.
 - Las fases epiglaciares del Pireneo Español. Estud. Geogr. 2, 1941.
 - El glaciärismo cuaternario de Sierra Nevada. Estud. Geogr. 4, 1943.
 - El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación. Valencia 1947.
- Gregory, J. W.:** Stone Polygons beside Loch Lomond. Geogr. Journ. 76, 1930.
- Hay, Th.:** Stone stripes. Geogr. Journ. 87, 1936.
- Hellmann, G.:** Der südlichste Gletscher Europas. Verhdl. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 8, 1881.
- Hempel, L.:** Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. Gött. Geogr. Abh. 18, 1955.
- Zur geomorphologischen Höhenstufung der Sierra Nevada Spaniens. Erkunde 12, 1958.
- Hernández-Pacheco, E.:** Los cinco rios principales de España y sus terrazas. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Sér. Geol. 1928.
- Datos geológicos de la meseta toledanocacereña y de la fosa del Tajo. Mem. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 15, 1929.
- Hernández-Pacheco, F.:** El glaciär cuaternario de tipo pirenaico de la Buitrera, Riaza (Segovia). Assoc. Española para el Progr. de las Cienc. X. Congr. de Coimbra, 6, 1926.
- Sobre localizaciones de glaciares en el Guadarrama. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 30, 1930a.
 - Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal Isabel II. Mem. del Canal de Isabel II, 1928, Madrid 1930b.
 - Fisiografía e historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja. Publ. Univ. Valladolid, 1930c.
 - El glaciärismo cuaternario en la Serrota (Avila). Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 33, 1933.
 - Fisiografía, geología y glaciärismo cuaternario de las montañas de Reinosa. Mem. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. y Nat. 10, 1944.
 - Glaciärismo de la Sierra de Queija. Res. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona. 1957.
 - Gredos. Livret-guide de l'excursion C₁ V. Congr. Inter. INQUA, Madrid - Barcelona 1957.
 - Las formaciones de raña de la Peninsula Hispánica. Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona 1957.
 - Vidal Box, C.: El glaciärismo cuaternario de la Serrota. Publ. Junta Ampl. Estud. e Invest. Cient., Com. Invest. Geogr., Geol. y Prehist., mem. 1, 1934.
- Höfer, H. v.:** Gletscher- und Eiszeitstudien. S. B. Ak. W. Wien, Math. Phys. Kl. I, 79, 1879.
- Högbom, B.:** Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala 12, 1914.
- Höhl, G.:** Die untere Grenze von Strukturformen in den Gurktaler und Seetaler Alpen. Eiszeitalter und Gegenwart 6, 1955.
- Hollingworth, S. E.:** Some Solifluction Phenomena in the Northern Part of the Lake District. Proc. Geol. Assoc. London 45, 1934.
- Hövermann, J.:** Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet (bayerische Vor-alpen). Gött. Geogr. Abh. 15, 1954.
- Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. Gött. Geogr. Abh. 14, 1953.

- Huxley, J. S.:** Les „sols polygonaux“ et l'évolution des phénomènes de dénudation dans les pays arctiques. *Ann. de Géogr.* 34, 1925.
- **Odell, N. E.:** Notes on Surface Markings in Spitsbergen. *Geogr. Journ.* 63, 1924.
- Imperatori, L.:** Documentos para el estudio del cuaternario madrileño: Fenómenos de crioturación en la terraza superior del Manzanares. *Estud. Geol.* 26, 1955.
- Jaranoff, D.:** Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs. *Geol. Rdsch.* 34, 1944.
- Jessen, O.:** Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. *Ztschr. d. Ges. f. Erdk.* Berlin 1938.
- Kaufmann, H.:** Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig 1929.
- Kellersohn, H.:** Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. *Kölner Geogr. Arbeiten* 1, 1952.
- Kinzl, H.:** Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. *Peterm. Geogr. Mitt.* 74, 1928.
- Klaer, W.:** Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. *Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H.* 261, 1956.
- Klebeisberg, R. v.:** Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. *Ztschr. f. Gletscherkunde* 20, 1932.
- *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 2 Bde. Wien 1948, 1949.
- Klute, Fr.:** Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. *Ztschr. f. Gletscherkunde* 16, 1928.
- Kobayashi, K.:** Periglacial Morphology in Japan. *Biul. Perygl.* 4, 1956.
- Kolb, A.:** Quantitative Untersuchungen über diluviale Gebirgsbildungs- und Abtragungsvorgänge im toskanischen Vorapennin. *Forsch. u. Fortschr.* 19, 1933.
- Krebs, N.:** Talnetzstudien. *Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Kl.,* Berlin 1937.
- Kubiena, W. L.:** Entwicklungslehre des Bodens. Wien, 1948.
- *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.* Stuttgart 1953.
- Lantier, M.:** Un type d'évolution en pays calcaire: les „Gouffres de Thémines“. *Rev. de Géomorph. Dyn.* 8, 1957.
- Lautensach, H.:** Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). *Ztschr. f. Gletscherkunde* 17, 1929.
- Spanien und Portugal. in: *Hdb. Geogr. Wiss.: Südost- und Südeuropa.* Potsdam 1931.
- Interlaziale Terrassenbildung in Nordportugal und ihre Beziehung zu den allgemeinen Problemen des Eiszeitalters. *Peterm. Geogr. Mitt.* 87, 1941.
- Portugal in der Eiszeit. *Ztschr. f. Gletscherkunde* 28, 1942.
- Lehmann, H.:** Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. *Erdkunde* 2, 1948.
- Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. *Erdkunde* 8, 1954.
- Lewis, W. V.:** Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. Journ.* 94, 1939.
- Nivation, rivergrading, and shore-line development in South-East-Iceland. *Geogr. Journ.* 88, 1936.
- Lliboutry, L.:** Sols striés et polygonaux non péri-glaciaires. *Rev. de Géomorph. Dyn.* 7, 1956.
- Llopis Lladó, N.:** Contribución al conocimiento del glacialismo cuaternario de la Sana-bria (Zamora-España). *Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona* 1957.
- La plataforma costera de la costa asturiana entre Cabo Busto y el Eo, y sus depósitos. *Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona* 1957.
- López Gómez, A. y Riba, O.:** El glacialismo cuaternario en la Sierra de Neila (Provincia de Burgos). *Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona* 1957.
- Lösche, H.:** Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten diluvialen Vorzeitformen rekonstruieren? *Arch. d. Dt. Seewarte* 48, 1930.
- Die Talungleichseitigkeit im Erzgebirgsbecken. *Geogr. Anz.* 1938.
- Lotze, F.:** Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges. *Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangeb.* 7, 1929.
- Über Analogien zwischen den Faziesverhältnissen des Tertiärbeckens von Calatayud und des deutschen Zechsteinbeckens. *Ztschr. d. dtsh. Geol. Ges.* 80, 1928.

- Louis, H.:** Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel. Mitt. Bulgar. Geogr. Ges. 1, 1933 (Ischirkoff-Festschrift)
- Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Geol. Rdsch. 34, 1944.
 - Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 1952.
 - Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenb. 1954/55.
- Ložek, V., Kukla, J.:** Das Profil holozäner Gehängesedimente in Velká Chuchle bei Prag (V Dolich). Anthropozoikum 5, 1955.
- Lundquist, G.:** De svenska fjällens natur. Stockholm 1948.
- The orientation of the block material in certain species of flow earth. Geogr. Ann. 31, 1949.
- Machatschek, F.:** Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression. Geol. Rdsch. 34, 1944.
- Macpherson, J.:** Fenómenos glaciares en San Ildefonso (Segovia). Act. Soc. Esp. Hist. Nat. 22, 1893.
- Mallada, L.:** Explicación del mapa geológico de España. Mem. Com. Mapa Geol. Esp. t. 7, 1911.
- Marcellin, P.:** Phénomènes du vent et du froid au Quaternaire Supérieur dans la région Nimoise. Bull. Soc. Lanquedoc. de Géogr. 2, 1950.
- De Martonne, E.:** Le rôle morphologique de la neige en montagne. La Géogr. 34, 1920.
- La dyssymétrie des glaciations régionales et ses facteurs. Geogr. Ann. 31, 1949.
- Masachs Alavedra, V., Montoriol Pons, J.:** Las formas periglaciares del Port de la Bonaigua y del circo de Els Erculls (Pirineo de Lérida). Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona 1957.
- Matthes, F. E.:** Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. U. S. Geol. Survey, Ann. Rep. 1899/1900. No. 2.
- de Mazarredo, C.:** La cuenca de abastecimiento del Canal de Isabel, y medios para aumentar y regularizar su caudal. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 10, 1910.
- Meinardus, W.:** Arktische Böden. in: Blanck, E.: Handbuch der Bodenlehre 3, 1930.
- Mensching, H.:** Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. Gött. Geogr. Abh. 14, 1953.
- Morphologische Studien im Hohen Atlas. Würzburger Geogr. Arbeiten 1, 1953.
 - Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 256, 1955.
 - Karst und Terra rossa auf Mallorca. Erdkunde 9, 1955.
 - Morphologische Studien im zentralen Mittleren Atlas. Abh. Deutsch. Geogr.-Tag Essen 1953, Essen 1955.
- Morawetz, S.:** Zur Frage der Schneegrenzverschiebungen. Peterm. Geogr. Mitt. 87, 1941.
- Mortensen, H.:** Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 209, 1930.
- Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. Ztschr. f. Geomorph. N. F. 1, 1957.
- Müller, K.:** Das Klima Neukastiliens auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906—1925. Diss. Gießen 1933.
- Nussbaum, F.:** Morphologische Studien in den östlichen Pyrenäen. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1930.
- Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragon. Pireneos 5, 1949.
- Obermaier, H.:** Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Sér. Geol. 9, 1914.
- Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens. Peterm. Geogr. Mitt., 1921.
 - Beiträge zur Kenntnis der quartären Vereisung der Iberischen Halbinsel. Ztschr. f. Gletscherkunde 20, 1932.
 - Carandell, J.: Datos para la climatología cuaternaria en España. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 15, 1915.
- Obermaier, H., Carandell, J.:** Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Sér. Geol. 19, 1917.
- Nuevos datos para la extensión del glaciario cuaternario en la Cordillera Central. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 17, 1917.
 - Sierra de Guadarrama. Exc. B-2, XIV. Congr. Géol. Intern. Madrid 1926.

- Oehme, R.:** Die Rafias. Eine spanische Schuttlandschaft. Ztschr. f. Geomorph. 9, 1935.
- Panzer, W.:** Talententwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien. Abh. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 39, 1926.
- Die eiszeitlichen Erdmoränen von Puigcerdá (Ostpyrenäen). Ztschr. f. Gletscherkunde 20, 1932.
- Paschinger, H.:** Morphologische Studien in der Hauptgruppe der spanischen Sierra Nevada. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 99, 1957.
- Passarge, S.:** Die Vorzeitformen des deutschen Mittelgebirges. Peterm. Geogr. Mitt. 1919.
- Penck, A.:** Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. Ztsch. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1894.
- Die „Picos de Europa“ und das Kantabrische Gebirge. Geogr. Ztschr. 3, 1897.
- Philippson, A.:** Grundzüge der Allgemeinen Geographie. Bd. II, 2. Leipzig 1924.
- Piwowar, A.:** Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Diss. Zürich 1903.
- Popov, A. I.:** Le thermokarst. Biul. Perygl. 4, 1956.
- Poser, H.:** Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rdsch. 22, 1931.
- Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. om Grönland 94, 5, 1932.
- Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rdsch. 24, 1933.
- Talstudien in Westspitzbergen und Ostgrönland. Ztschr. f. Gletscherkunde 24, 1936.
- Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturw. 34, 1947a.
- Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit. Naturw. 34, 1947b.
- Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde 2, 1948.
- Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). Gött. Geogr. Abh. 15, 1954.
- Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Ztschr. f. Geomorph. N. F. 1, 1957.
- de Prado, C.:** Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta Gen. de Estad. 1864.
- Quelle, O.:** Beiträge zur Kenntnis der spanischen Sierra Nevada. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1908.
- Rapp, A.:** Studien über Schutthalden in Lappland auf Spitzbergen. Ztschr. f. Geomorph. N. F. 1, 1957.
- Rathjens, K., Wissmann, H. v.:** Oberflächenformen und Eisböden in Lappland. Peterm. Geogr. Mitt. 75, 1929.
- Raynal, R. et coll.:** Deux exemples régionaux de glaciation quaternaire au Maroc: Haut Atlas et Moyen Atlas septentrional. Act. IV. Congr. Intern. INQUA, I, Rom 1956.
- Riba, O.:** Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. Livret-guide de l'exc. C₂, V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona 1957.
- Royo y Gomez, J.:** Tertiaire continental de Burgos. Führer, herausgegeben aus Anlaß des XIV. Congr. Intern. Géol. Madrid 1926.
- Edad de las formaciones yesíferas del terciario ibérico. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. 26, 1926.
- Rožanski, G.:** Stone-centered polygons. Journ. of Geol. 51, 1943.
- Saenz Clemente:** Restos glaciares de Castro-Valnera. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 35, 1935.
- Salomon, W.:** Felsmeere und Blockstreuungen. Sitz. Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Kl. 1926.
- Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. Sitz. Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Kl. 1918.
- Scheffer, Fr., Schachtschabel, P.:** Bodenkunde. Stuttgart 1956.
- Schenk, E.:** Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. d. Hess. Landesamtes f. Bodenforsch. 13, 1955.
- Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. Eiszeitalter und Gegenwart 6, 1955.

- Schmieder, O.:** Die Sierra de Gredos. Mitt. d. Geogr. Ges. München 10, 1915.
- Schmidt-Thomé, P.:** Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im westlichen Zentralspanien (Prov. Salamanca u. Cáceres) Geotekt. Forsch. 6, 1945.
- Schriel, W.:** Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangeb. 4, 1930.
- Schroeder, E.:** Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien). Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangeb. 5, 1930.
- Schwarzbach, M.:** Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1950.
- Schwenzner, J. E.:** Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. Diss. Bonn 1936.
- Sermet, J.:** Sobre unos vestigios de topografía glaciär en la Sierra Tejada. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 34, 1934.
- Sierra Nevada. Estud. Geogr. 3, 1942.
- Sölich, J.:** Über die Schwemmkegel der Alpen. Geogr. Ann. 31, 1949.
- Solé Sabarís, L.:** España. Geografía física. (I und II) in: M. d. Terán: Geografía de España y Portugal. Barcelona 1952. 1954.
- Llobet, S.: Formations quarternaires du Vallés et du Besós (Barcelone). Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona, 1957.
- Stickel, R.:** Observaciones de morfología glaciär en el NO. de España. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 29, 1929.
- Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschließlich von Alt-kastilien. Verh. Dt. Geogr. Tag Magdeburg 1929. Breslau 1930.
- Suchel, A.:** Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes. Gött. Geogr. Abh. 17, 1954.
- Tricart, J. L. F.:** La partie orientale du Bassin de Paris. Bd. I, II. Paris 1949, 1952.
- Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi Méditerranéen. Eiszeitalter und Gegenwart 2, 1952.
- Les actions périglaciaires du Quaternaire récent dans les Alpes du Sud. Biul. Perygl. 3, 1956.
- Tricart, J., Cailleux, A.:** Action du froid Quaternaire en Italie Péninsulaire. Act. IV. Intern. INQUA, I, Rom 1956.
- Troll, C.:** Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rdsch. 34, 1944.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde 1, 1947.
- Der subnivale und periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde 2, 1948.
- Troll, K.:** Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. z. Deutsch. Landes- u. Volkskunde 24, 1, 1926.
- Twidale, C. R.:** Vallons de gélivation dans le centre du Labrador. Rev. de Géomorph. Dyn. 7, 1956.
- Vidal Box, C.:** Los glaciares cuaternarios del a Sierra de Bohoyo (Avila). Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 34, 1934.
- Observaciones sobre glaciärismo extinguido en las cabeceras de los dios Sil y Luna. Cordillera Cantábrica (León). Rés. des Comm. V. Congr. Intern. INQUA, Madrid - Barcelona 1957.
- Visser, Ph. C.:** Von den Gletschern am obersten Indus. Ztschr. f. Gletscherkunde 16, 1928.
- Vosseler, P.:** Eiszeitstudien im nordwestlichen Spanien. Ztschr. f. Gletscherkunde 19, 1931.
- Weinberger, L.:** Die Periglazial-Erscheinungen im österreichischen Teil des einseitlichen Salzach-Vorlandgletschers. Gött. Geogr. Abh. 15, 1954.
- Wernert, P.:** Diluviale Vergletscherungsspuren in der Cuerda Larga, der Südkette der Sierra Guadarrama (Spanien). Ztschr. f. Gletscherkunde 20, 1932.
- Wiche, K.:** Klimabedingte Formengestaltung im Mittelabschnitt des Hohen Atlas. Abh. Dt. Geogr.-Tag Essen 1953, Essen 1955.
- Wissmann, H. v.:** Über seitliche Erosion. Coll. Geogr. 1, 1951.
- Wolansky, D.:** Strukturböden und arktische Bodenformen. Geol. Rdsch. 23, 1932.
- Woldstedt, P.:** Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart 2, 1952.
- Das Eiszeitalter. I, II. Stuttgart 1954, 1958.
- Zeuner, F. E.:** Schwankungen der Sonnenstrahlung und des Klimas im Mittelmeergebiet während des Quartärs. Geol. Rdsch. 30, 1939.

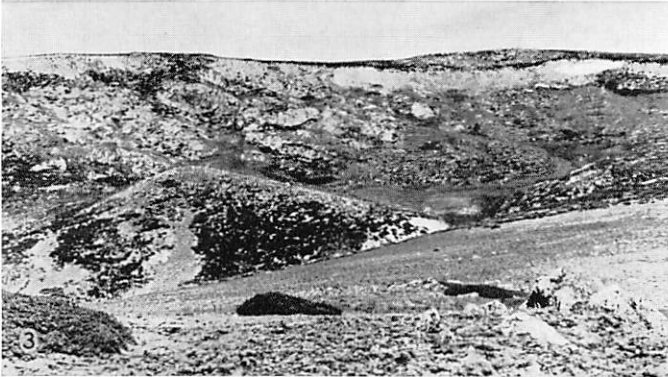
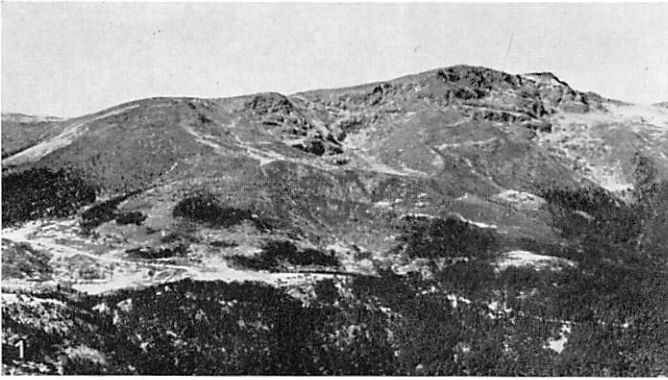


Abb. 1: Karregion des Peñalara-Massivs, Blick von der Cabeza de Hierro nach NNW.

Abb. 3: Calderuelas-Kar, Blick vom E-Hang des Calderuelas-Tales nach W.

Abb. 2: Nevera- und Cantera-Kar (rechts), Blick vom Lozoya-Tal oberhalb El Paular nach W.

Abb. 4: Hoyo Cerrado und Hoyo Borrocoso (links), Blick vom Lozoya-Tal (Oteruelo) nach N.



Abb. 5: Hoyo Cerrado, Blick vom Karrant nach S ins Zungenbecken.

Abb. 7: Peñacabra-Kar, Blick aus dem Zungenbecken nach N auf die Karrantwand.

Abb. 6: Hoyo Borrocoso, Blick vom Karrant nach S ins Zungenbecken.

Abb. 8: Peñacabra-Kar, Blick vom Karrant nach SE ins Zungenbecken. Man beachte, daß im rechten (ostexponierten) Karsegment die Exaration sehr viel stärker war als im linken!

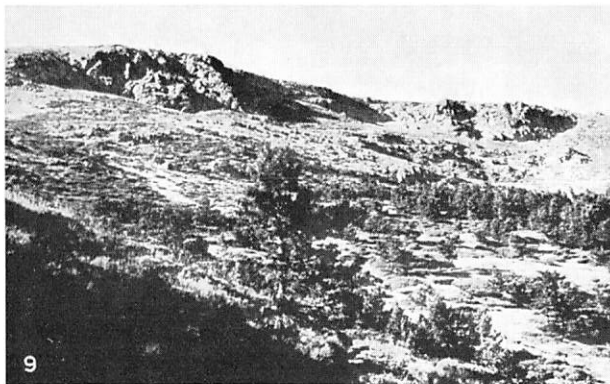


Abb. 9: Alto del Puerto-Kar, Blick aus dem Zungenbecken (rechte Moräne) nach NW auf die Rückwand des Kars.

Abb. 11: Guarramas-Kar, Blick vom Km 10 der Ca. Rascafría-Cercedilla nach SSW.

Abb. 10: Alto del Puerto-Kar, Blick vom Karrand nach SE ins Zungenbecken.

Abb. 12: Mediano-Kar, Blick von der Loma de los Bailanderos nach SW. Im hydrographisch rechten (nordexponierten) Karsegment sehr viel stärkere Exaration als im linken!



Abb. 13: Großes Lobo-Kar, Blick vom Collado de Hoyo Redondo nach SW. Starke Exaration im (hydrographisch) rechten Karsegment!

Abb. 15: Rasengirlanden bei einer Hangneigung von etwa 10°; unmittelbar südwestlich des Hoyo de la Laguna de Peñalara in 2200 m Höhe.

Abb. 14: Doppelter Rasenkranz auf ebenem Untergrund; Westhang der Cabeza de Hierro in 2150 m Höhe.

Abb. 16: Wanderblock in der Mattenregion des Peñalara-Südhanges in 2200 m Höhe. Die völlig vegetationslose Ausbruchsnische (Kompaß) beweist den rezenten Charakter der Fließbewegung.

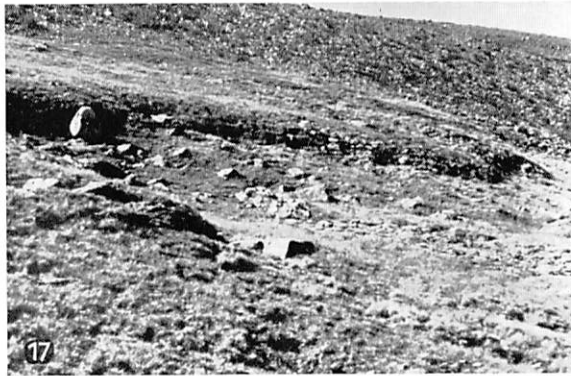


Abb. 17: Fließerdeungen im ostexponierten Hang der Ursprungsmulde des Ao. de Hoyoclavelses (2040 m).

Abb. 19: Fossile Blockzungen (2 m Höhe, 10 bis 15 m Länge) im Felsmeer des linksseitigen Schlusses des Artiñuelo-Tales in 2000 m Höhe.

Abb. 18: Nivationsnische im Osthang der Hoyoclavelses-Mulde (2080 m).

Abb. 20: Blockstreu (Gangquarz) auf dem Oligozän-Rücken zwischen Oteruelo und Alameda (1180 m).

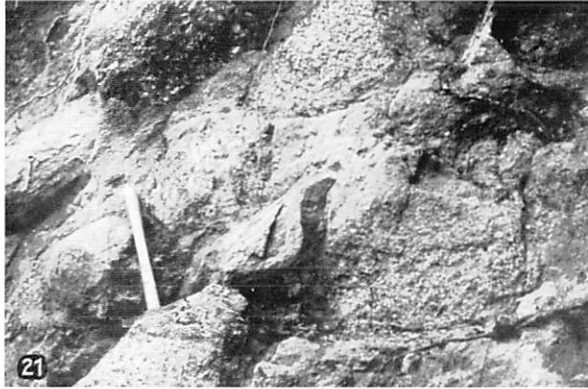


Abb. 21: Alter, unter Erhaltung der Form vollständig zersetzter Blockstrom oberhalb des Ao. de la Nevera (1215 m).

Abb. 23: Miniaturstreifenboden am Westhang des Cerro de Mesa Peñota in 1940 m Höhe.



Abb. 22: Solifluidale Abrißnische am Nordabhang des Colladillos-Rückens in 1710 m Höhe. Blick hangab.



Abb. 24: Fließdeterrassen im (nordexponierten) Ursprungstrichter des Ao. de Buitrera.

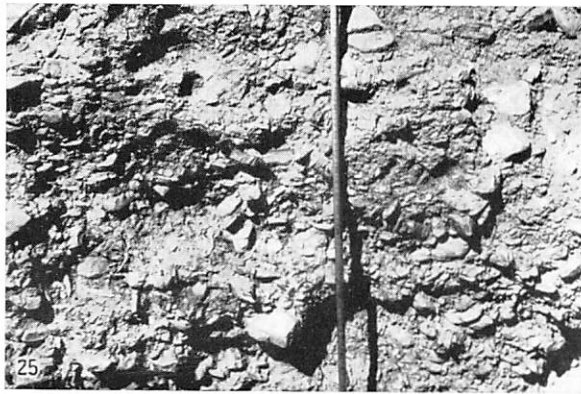


Abb. 25: Wanderschutt auf der rechten Flanke des Riaza-Tales unterhalb Riofrio de Riaza in 1280 m Höhe. Gesamtmächtigkeit 5 m.

Abb. 27: Asymmetrisches Tal im roten Miozän, nordöstlich von Alquité. Rezipienter Bacheinschnitt in den geschichteten eiszeitlichen Ablagerungen der Talsohle.

Abb. 26: Asymmetrisches Tal im roten Miozän nordöstlich von Alquité. Blick talab nach N. Im Vordergrund tiefe Hangrunse im Steilhang.

Abb. 28: Kryoturbate Zusammenfaltungen in tonigen Schichten der Mittelterrasse des Manzanares östlich von Villaverde (8 km südlich Madrid).

