

Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste

(Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien I)

Von KARL-OTTO KOPP, München

Mit 4 Abbildungen im Text

Herrn Professor Paul SCHMIDT-THOMÉ gewidmet

Zusammenfassung: Aus dem ostkantabrischen Gebirge Nordspaniens werden Vereisungsspuren beschrieben. In der Sierra de Aralar (Provinz Guipuzcoa) reicht die Endmoräne eines 4-5 km langen Würm-Talgletschers bis 825 m hinab. Die klimatische Schneegrenze lag damals 1050 m hoch; heute läge sie theoretisch in 2400 m Höhe. Am Nordostfuß des gleichen Gebirges reicht eine Endmoräne unbekanntes Alters bis 460 m hinunter. Lokale Faktoren: Exposition, sommerliche Trockenheit und ein Vormittagsmaximum im täglichen Bewölkungsgang drückten dort auf einem 1700 m langen „Schneewächtegletscher“ die Schneegrenze auf 650 m Höhe, d. h. 400 m unter die klimatische hinab.

Die eiszeitlichen Monatsmitteltemperaturen San Sebastians betragen etwa $+8^{\circ}$ im Sommer und -5° im Winter. Sie waren gegenüber den heutigen um 11° im Sommer und um $12-13^{\circ}$ im Winter abgesenkt. Die jährliche Niederschlagsmenge kann nach der von A. KLEIN (1953) angegebenen Methode auf ungefähr $\frac{2}{3}$ der heutigen geschätzt werden. Ihre jahreszeitliche Verteilung, und damit auch die des Luftdrucks und der Winde, war von der heutigen nicht sehr verschieden.

Resumen: El autor describe huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (provincia de Guipuzcoa, España). En el valle de Arritzaga (=“Arroyo de Amavirgina“) la morrena frontal de un glaciar würmiense, con cantos netamente estriados, descende hasta 825 metros de altitud. El límite de las nieves perpetuas, hoy teóricamente a 2400 metros de altitud, entonces era situado a 1050 metros de altitud. Al flanco noreste de la sierra hay morrenas hacia 460 metros abajo; el límite de acumulación de hielo había bajado hacia 650 metros, es decir 400 metros bajo su nivel medio en aquella región. Esa discrepancia no tiene que explicarse por una glaciación anterior, sino por sequedad de veranos con mañanas nubosas.

Las temperaturas medias en San Sebastian eran $+8^{\circ}$ en agosto y -5° en febrero, es decir 11° menos que hoy en verano y $12-13^{\circ}$ menos en invierno. Según una calculación indicada por A. KLEIN (1953) la precipitación anual bajaba hacia $\frac{2}{3}$ de la cantidad actual. Su distribución por las estaciones no ha cambiado mucho desde entonces; tampoco lo harán hecho, por lo tanto, la presión atmosférica y los vientos.

Résumé: L'auteur décrit les traits d'une glaciation quaternaire dans la montagne d'Aralar (province de Guipuzcoa, pays basque espagnol). Dans la vallée d'Arritzaga (=“Arroyo de Amavirgina“) la moraine terminale d'un glacier würmien de 4 ou 5 kms. de longueur, avec des blocs nettement striés, descend jusqu'à 825 m. Au flanc nord-est de la même montagne des moraines d'âge inconnu se trouvent jusqu'à 460 m; la limite inférieure de l'accumulation de glace était située à 650 m., soit 400 m. au-dessous de son niveau moyen dans cette région. Cet abaissement extraordinaire ne doit pas être expliqué par une glaciation antérieure, mais par des étés relativement secs à matins nouageux.

Les températures moyennes à Saint-Sébastien étaient $+8^{\circ}$ en août et -5° en février, c'est-à-dire 11° plus basses qu'aujourd'hui en été et $12-13^{\circ}$ plus basses en hiver. D'après une calculación indiquée par A. KLEIN (1953) les précipitations annuelles n'acquièrent que $\frac{2}{3}$ de la quantité d'aujourd'hui. Leur distribution aux saisons n'a pas beaucoup changé désormais, et, par conséquence, la pression atmosphérique et les vents seront été les mêmes comme ils sont à nos jours.

Inhalt

Zusammenfassung; Resumen; Résumé

Vorwort

A. Vereisungsspuren im Kantabrischen Gebirge

1. Allgemeine Angaben über die Sierra de Aralar
2. Barranco de Arritzaga
3. Azcárate
4. Valnera-Gruppe

B. Klimatologische Folgerungen

1. Die Absenkung der Schneegrenze
2. Temperaturen und Niederschläge in San Sebastian
3. Die Rolle sommerlichen Strahlungsklimas

Angeführte Schriften; benutzte Tabellenwerke; Karten.

Vorwort

In den Jahren 1940 ff. hatte P. SCHMIDT-THOMÉ Gelegenheit, zahlreiche neue pleistozäne Gletscherspuren in verschiedenen Teilen Nord-, Nordwest- und Zentralspaniens kennenzulernen und aufzunehmen. Die meisten seiner damaligen Geländeunterlagen gingen durch die Kriegsereignisse verloren und blieben unveröffentlicht. Obgleich inzwischen einige der Moränen durch den Inqua-Kongreß Madrid 1957 bekannt wurden, sind doch die meisten von ihnen unbekannt oder unzureichend untersucht geblieben. Weil sie auch heute noch neue geologische und klimatologische Erkenntnisse für das spanische Quartär versprechen, sollen sie, durch im Herbst 1961 begonnene Neuaufnahmen ergänzt, in dieser und weiteren „Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien“ vorgelegt werden.

Die im Kapitel A 2 beschriebene Moräne im Innern der Sierra de Aralar wurde 1940 und 1943 von P. SCHMIDT-THOMÉ gefunden und aufgenommen. Aus seinen damaligen Aufzeichnungen, die ich nach Abschluß meines Manuskripts einsah, geht folgendes hervor: Eine Endmoräne (mit Schriffkehle und gekritzten Geschieben) reicht mit einem Gefälle von 10—15% 75 m unter das Minenhaus der Kupfermine, also bis fast auf 800 m Höhe herab. Ein auf 2,5 km Länge geschätzter Gletscher erfüllte ein weit über 200 m breites Trogtal, war weit über 100 m mächtig und endete an einer von Unterkreidekalk gebildeten Steilkante. Die Schneegrenze schätzte P. SCHMIDT-THOMÉ auf 1100 m. Unabhängig davon und ohne die Moräne zu erwähnen, machte GOMEZ DE LLARENA (1948) 4 km oberhalb von ihr auf ein U-Tal aufmerksam. Eine Nachbegehung durch den Verf. führte 1961 außerdem zur Entdeckung, besser: Umdeutung der Glazialbildungen von Azcarate (Kap. A 3).

Herr Professor SCHMIDT-THOMÉ regte die erwähnte Nachbegehung an und förderte die vorliegende Studie auf die selbstloseste Art. Ich widme sie ihm als Ausdruck meines Dankes.

Herrn Dr. A. BAUMGARTNER, Meteorologisches Institut der Universität München, danke ich für verständnisvoll schonende Korrektur des klimatologischen Inhalts. Kritische Bemerkungen und Hinweise verdanke ich ferner den Herren Prof. Dr. H. FLOHN (Bonn) und Dr. K. KAISER (Köln). Der Compañía Petrolífera Ibérica danke ich für die Erlaubnis, Ausschnitte von Kartierungsergebnissen aus ihrem Konzessionsgebiet veröffentlichen zu dürfen.

A. Vereisungsspuren im Kantabrischen Gebirge

1. Allgemeine Angaben über die Sierra de Aralar

An der baskischen Steilküste Nordspaniens köpft das Meer hochgelegene Talreste (GOMEZ DE LLARENA 1960): es dringt gegen das Land vor. Junge Wasserläufe stürzen ihm entgegen, unterschneiden ihrerseits alte, dem Ebro tributäre Hochflächensysteme und haben zwischen Santander und San Sebastian die atlantisch-mediterrane Wasserscheide bereits um 20—40 km von der heutigen Küste zurückverlegt. Gute Bilder vom Kampf um die Wasserscheide gab G. WAGNER (1960).

Die Wasserscheide fällt mit einer scharfen Grenze des Klimas und der Flußdichten ungefähr, doch nicht genau zusammen. Wo das Gebiet starker Bewölkung und hoher Niederschläge ausnahmsweise über die Wasserscheide hinweggreift, tun dies auch die hohen Flußdichten. Diese sind also nicht nur eine Begleiterscheinung der jungen, von Nor-

den herdringenden Zertalung, sie hängen auch nicht nur von der Gesteinsdurchlässigkeit ab, sondern sind in erster Linie durch die örtliche Niederschlagsverteilung bedingt.

Flächenreste, Grat- und Gipffluren der alten Hochflächen sind in den erst jüngst eroberten Gebieten hie und da noch zu erkennen. Sie liegen südlich San Sebastian 600—700 m hoch und schließen an ein sanft nach Südosten abfallendes Entwässerungsniveau an, das jenseits der Talwasserscheide von Albiazu (617 m), südöstlich Betelu, noch mit breiten, ausgereiften Talformen erhalten ist. Es wird von Kalkhärtingen, im Norden seltener, im Süden häufiger, überragt. Einer dieser Härtinge ist die Sierra de Aralar, 40 km südlich San Sebastian gelegen; sie ist hier die erste größere und höhere Aufragung über das 700 m-Niveau. Sie bildet eine 6 bis 12 km breite, im Südosten 800—1000 m, im Nordwesten 1100—1300 m hohe, verkarstete, plateau-artige Erhebung, der bis 120 m höhere Schichtstufen-Gipfelketten aufgesetzt sind.

Asymmetrisch wie sein tektonischer Bau ist der orographische Querschnitt dieses Gebirgszuges (Abb. 1 und 2). Jura- und Unterkreidekalke bauen einen breiten, meist flachgeböschten Hang nach Süden und einen steilen, tektonisch gar überkippten Abfall nach Norden. Der tektonische Nordflügel setzt sich nur im Westabschnitt aus der vollständigen Schichtenfolge zusammen; vor der Osthälfte des Gebirgszuges ist nur ein schmales Band von Urgo-Apt-Kalk vorhanden. Ein plötzliches Anschwellen dieses Kalks sowie das Einsetzen der übrigen Schichtglieder gegen Westen bewirken, daß dort ein Hochplateau erkerartig nach Norden vorspringt (Abb. 1). Hier finden sich die steilsten Abstürze der Sierra; sie blicken nach Nordwesten, Norden und Nordosten. Eckpfeiler dieses Erkers, aus mächtigen, steilgestellten Urgo-Apt-Kalken, sind der Txindoky (1341 m) im Nordwesten und der Balerdikoaitze (1265 m) im Nordosten. Die Vereisungsspuren liegen in dem zwischen diesen beiden Bergen eingeschnittenen Tal „Barranco de Arritzaga“ (nach der topographischen Karte 1 : 50 000: „Arroyo de Amavirgina“) und am Nordostfluß des Balerdikoaitze, bei Azcárate (Abb. 1).

2. Barranco de Arritzaga

a. Beschreibung

Der Barranco de Arritzaga (Arroyo de Amavirgina) ist der kürzeste Zugang vom tiefgelegenen Vorland (190 m) zur Hochregion der Sierra de Aralar. Der Tallauf ist aus mehreren ungleichen Teilen zusammengesetzt, von denen jeder eine eigene, gegen die des nächsten scharf abgeknickte Gefällskurve besitzt (Abb. 2).

1. Der oberste Abschnitt ist ein verkarstetes Trockental in schwach geneigten Malm- und Doggerkalken. Es reicht von Refugio Igarratza (um 1220 m) bis Fuente de Pardelus (1020 m). Die Gefällskurve ist denkbar unausgeglichen und zeichnet das Schichtstufenrelief des Hochplateaus abgeschwächt nach. GOMEZ DE LLARENA machte auf den U-förmigen Querschnitt des Tales aufmerksam (1948, Taf. 21). Längs- und Querprofil dieses Talabschnitts sind also nicht durch lineare Erosion entstanden. Schlucklöcher haben den Talboden unregelmäßig erniedrigt (GOMEZ DE LLARENA 1948, Fig. 2).

2. Der zweite Abschnitt beginnt dicht unterhalb Fuente de Pardelus an der Einmündung eines wasserführenden rechten Nebentals dort, wo das Tal in die Tone und tonigen Kalke des Lias eintritt. Wasserstauende Schichten des Lias und des Neocoms begleiten diesen Abschnitt und bedingen eine muldenförmige Ausweitung der Talhänge in ihrem Bereich, unterbrochen nur durch schmale, weil steilgestellte Kalkrippen des Doggers und des Malms. In den Boden dieser Talweitung hat der Bach eine V-förmige Kerbe eingeschnitten (GOMEZ DE LLARENA 1948, Taf. 21 und Fig. 1) und eine schon ausgeglichene Gefällskurve geschaffen.

3. Beim Eintritt in den Urgo-Apt-Kalk (820 m) knickt der Bach scharf nach unten ab und schießt auf dem Kalk und dem vor ihm aufgehäuften Schwemmkegel fast geradlinig

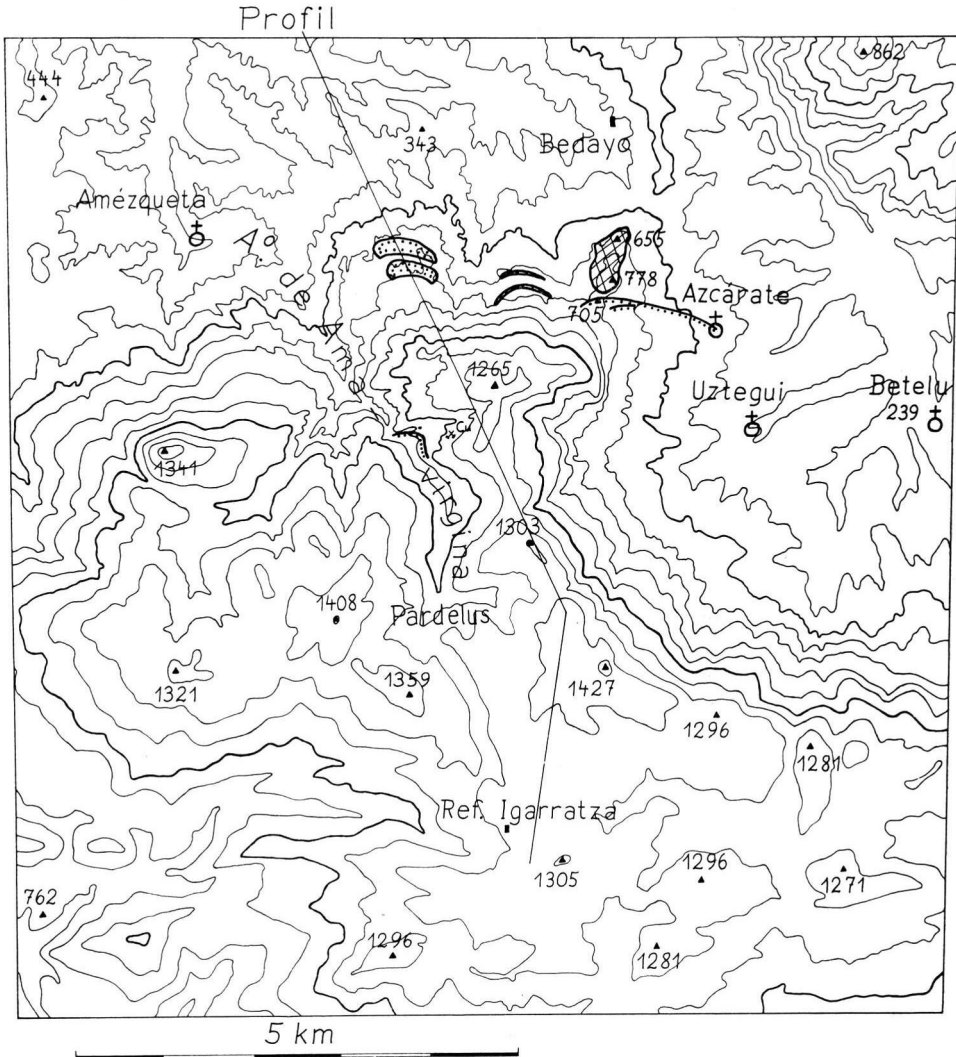


Abb. 1. Topographische Skizze der höchsten Erhebungen der Sierra de Aralar. Nach der spanischen Karte 1 : 50 000, die auf den Höhen westlich des Abschnitts 2 (vgl. S. 3) des Arroyo de Amavirgina, aber nur dort, nicht frei von Fehlern ist.

Punkt- und Walsignatur: Moränen und schneebedingte Blockanhäufungen.

Kreuzschraffiert: Kalkklippe der Urreagaña.

in die Tiefe. Ebenfalls mit einem deutlichen Gefällsknick setzt sich die Oberkante der V-Kerbe aus Abschnitt 2 in den Kalk fort und läßt auch dort leistenförmige Hangverflachungen an den Talflanken stehen (Abb. 2). Diese laufen auf eine nördliche Fußfläche des Gebirges aus, welche, soweit sie die Erosion des Arroyo de Bedayo noch nicht zerstört hat, kurze, bogenförmige Blockwälle trägt (S. 6).

4. Vor dem Fuße des Schwemmkegels beginnt bei Amézqueta (200 m) der Unterlauf mit flachem, ausgeglichenem und auf den Rio Oria eingespieltem Gefälle. Er ist in steilgestellte, tonige und feinsandige Schiefer des Alb und des Cenomans eingeschnitten.

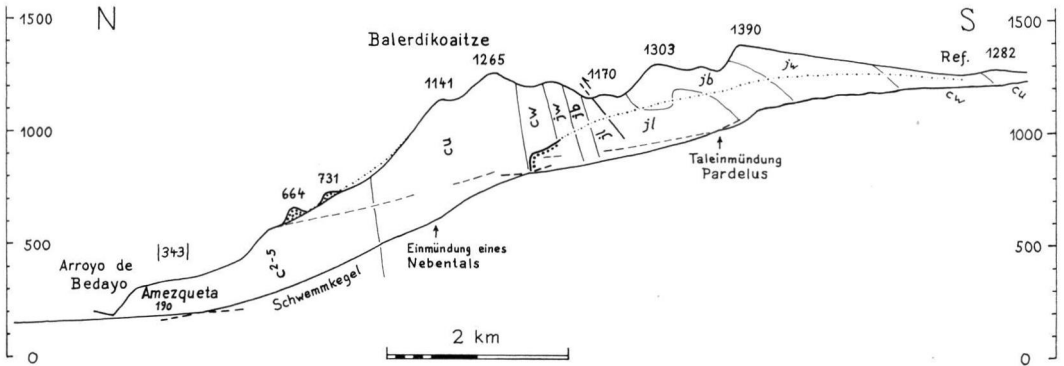


Abb. 2. Barranco de Arritzaga: Geologisches Profil und Gefällskurve. $2\frac{1}{2}$ -fach überhöht; dadurch sind Einfallswinkel und Schichtmächtigkeiten ungleichmäßig verzerrt. Schnittpunkte zweier Gefällskurvenabschnitte sind durch virtuelle Verlängerung beider Äste verdeutlicht.

Gestrichelt: Oberkante der V-Kerbe in Abschnitt 2 und 3; feinpunktiert: Vermutete höchste Eisoberfläche; kräftig punktiert: Blockwälle. - c²⁻⁵ = Alb- und Cenomanschiefer; cu = Urgo-Apt-Kalk mit Kalkmergelzwischenlagen; cw = Dunkle, schwach kalkige Schiefer des Neocoms i. w. S.; jw = Stink- und Flaserkalke; Malm; jb = Graue Kieselkalke und Kalkmergel; Dogger; jl = Dunkle Tone und tonige Kalke; Lias, an der Basis Dolomite und Rauhwadken des Infralias.

Im zweiten Abschnitt setzt an der Malmkalkrippe des östlichen Talhangs in 970 m Höhe ein Endmoränenwall an. 20—40 m über der Oberkante der V-Kerbe zieht er in leicht geschwungenem Bogen bis vor die Unterkunftshäuser für die Wachmannschaft der nahen Kupfergrube, dort eine muldenförmige Verebnung in 900 m Höhe nach Westen scharf begrenzend (Abb. 3). Hier biegt er scharf nach Westen um, schmiegt sich dem Südhang der untersten Urgo-Apt-Kalkrippe an und erreicht mit dieser bei 825 m, nur 5 m über dem Bach, fast die Sohle der V-Kerbe. Das Nebenbächlein, das die in den weichen Neocommergeln entstandene Einmündung des östlichen Talhangs entwässert, folgt unterhalb 900 m nicht mehr ihrer natürlichen Mittellinie, die auch der Serpentinweg zu den Häusern benutzt (in Abb. 3 nahe der unteren Hälfte des rechten Bildrandes), sondern es zwängt sich zwischen Endmoräne und Kalkrippe in einer schmalen Kerbe zu Tal (Abb. 3). Dieser Einschnitt hat den Kamm der Moräne gratartig zugeschärft (Abb. 3) und ihn bis 15 m tief unterschritten. Heute benutzt ihn nach Regenfällen ein winziges Rinnsal; seine Wasserarmut steht zu den Abmessungen des Einschnitts in keinem Verhältnis.

Der an seiner Außenseite bis 15 m hoch erscheinende Moränenwall besteht aus groben Blöcken (Abb. 3) und kleineren Geschieben aus dunklen Jura- und Urgo-Apt-Kalken. Die Komponenten sind unklassiert, im allgemeinen leidlich bis gut gerundet und mit einem kalkig-tonigen Bindemittel lose verbacken. Gekritzte Geschiebe fanden sich an mehreren Stellen; ein 23 cm langes, bei 870 m gefundenes (Pfeil in Abb. 3) wird im Institut für Geologie der Technischen Hochschule München aufbewahrt. Die Striierung weist in allen Fällen von Osten nach Westen ins Haupttal hinunter.

Innerhalb des Moränenwalls ist der Talhang von einer lehmigen, geschiebehaltigen, verwitterten ?Grundmoränen-Decke überkleidet. Sie reicht auch auf der westlichen Tal-seite bis 900 m herauf; dort sind indessen keine Wallbildungen zu erkennen.

b. Deutung

Aus dem Vorigen folgt, daß im Tal von Arritzaga (Amavirgina) ein 4—5 km langer Talgletscher bis auf 825 m ü.d.M. hinabreichte. Hätte die vom Balerdikoaitze nach Westen ins Tal vorspringende Urgo-Apt-Kalkrippe seine Zunge nicht aufgestaut und sie durch Zustrahlung und Reflektion mittäglicher Sonnenstrahlung hier kräftig abtauen helfen

(daher die bis 15 m tiefe Schmelzwasserklamm), so wäre er vermutlich noch weiter talab vorgedrungen. Seine Zunge wird hier 100—200 m dick gewesen sein.

Die Moräne erfüllt eine präglaziale Talweitung sowie ein junges, in sie eingeschnittenes V-Tal bis fast auf dessen Sohle. Unter die Endmoräne sind nur fünf Meter (talauf wahrscheinlich mehr) postglazial eingeschnitten. Der Gletscher gehörte also der letzten Vereisungsperiode an.

Hält man mit GOMEZ DE LLARENA (1948) die V-Einkerbung unterhalb Pardelus für jünger als die U-Form des Talabschnitts oberhalb 1100 m, so würde letztere gar eine weitere Vereisung bezeugen, älter als jene, die auch die V-Kerbe erfüllte. Doch besteht dazu kein zwingender Grund. Denn die V-Einkerbung kann an der Fuente de Pardelus schon lange ihre Obergrenze gegen das Karstgebiet der Dogger- und Malmkalke gefunden haben und unter dem Eise erhalten geblieben sein.

Wenn der Gletscher auf der Hochfläche des Gebirges Spuren hinterlassen hat, sind sie dort intensiver Karstverwitterung zum Opfer gefallen. Sein Einzugsgebiet muß zwischen Irumugarrieta (1427 m), Gambu (1408 m), Höhe 1359 und Refugio Igarratza gelegen haben. Unterhalb des letzteren war über einen 1200 m hohen Paß eine Transfluenz nach Westen möglich. Eine Eisscheide als rückwärtige Grenze des nach Norden abfließenden Eisanteils nördlich dieses Passes kann also höchstens ca. 1280 m hoch gewesen sein. Das untere Zungenende hätte, ungestaut, wahrscheinlich bis gegen 700 m hinabgereicht. Nach der mittleren Höhe der damaligen Eisoberfläche, die wie der Talboden oben flacher als unten verlief (Abb. 2), kann die Schneegrenze auf etwa 1050 m Höhe geschätzt werden.¹⁾ Diese Lage dürfte der klimatischen Schneegrenze ziemlich nahe kommen, weil es sich weder um eine niederschlagsexponierte Schattenseite noch um die südexponierte Leeseite des Gebirges handelt.

3. Azcárate

a. Beschreibung

Am nördlichen Steilabfall des Balerdikoaitze (1265 m) liegt die Grenze des Urgo-Apt-Kalks gegen die dunklen Schiefer des Alb-Cenomans zwischen 700 und 800 m hoch. Vor ihr senkt sich eine Fußfläche, gegen welche der älteste Talboden des Barranco de Arritzaga (S. 4) konvergiert, bis auf knapp 600 m hinab; ihre nördliche Fortsetzung hat der Arroyo de Bedayo zerstört (Abb. 2). Die unzerstörten Reste dieser Fußfläche tragen an zwei Stellen (Abb. 1 und 2) je zwei hintereinanderliegende, bogenförmige, breite, aber im einzelnen unregelmäßig gestaltete Anhäufungen von grobem, zertrümmertem, kalkig und fest verbackenem Blockschutt aus Urgo-Apt-Kalk. Ihre Außenseite ist steil, ihre Innenseite flacher; zwischen ihr und einem schmalen Schuttkranz unmittelbar vor dem Balerdikoaitze-Kalk ist auf dem Albienschiefer kaum eine Blockbestreuung anzutreffen.

Den östlichen Abschluß dieser Fußfläche bilden die Urreagaña (Peñas de Oro), ein von Norden nach Süden 800 m langes, quer dazu 300 m breites Kalkmassiv. Es besteht aus zusammenhängendem, jedoch von feinen, scharfen Rissen durchzogenem und an ihnen, besonders an der Basis, fein zertrümmertem Urgo-Apt-Kalk. Seine Gipfel sind, von Süden nach Norden, 778, 722, 665 und 646 m hoch; seine Untergrenze senkt sich in gleicher Richtung von 720 auf 580 m. Es ist also 120 m hoch und schwimmt, wie LAMARE (1936, S. 407) hervorhebt, als wurzellose Decke auf der mittelcretacischen Schieferunterlage. Eine 400 m breite, von den Schiefen gebildete Einsattelung (705 m) trennt es von der nordöstlichen Ecke des Balerdikoaitze-Kalkes, dessen Hangendgrenze hier scharf nach Süden umbiegt und eine morphologische Steilkante nunmehr nach Ostnordosten und Osten kehrt. Oberhalb von ihr lehnen sich in 850—1050 m Höhe, unterhalb des Gipfels, zwei halbkreisförmig und breit ausgeschliffene Nischen in den Berg. Sie sind in dieser gleichmäßig gerun-

¹⁾ Dies geschah unabhängig von der im Vorwort erwähnten Schätzung.

deten Form sicher nicht durch Wassergerinne entstanden. Balerdikoaitze und Urrea-gaña krönen mit ihren Steilabstürzen einen gras- und heidebewachsenen Schieferhang, der mit einer mittleren Neigung von 12° nach Osten in den Talkessel von Betelu abfällt und von dorthier, im Süden schneller (Uztegui: 300 m hoch) als im Norden (Azcarate: 350 m und mehr), allmählich versteilt und zurückverlegt wird. Ostexposition und Schatten des Balerdikoaitze nehmen Azcarate täglich mehrere Stunden nachmittäglichen Sonnenscheins; und durch den Sattel 705 bläst der Wind, woher er auch wehe, wie durch eine Düse und macht ihn durch das ganze Jahr zu einem der kältesten und zugigsten der ganzen Gegend.

Westlich des Sattels 705 löst sich von den Schrofen der Balerdikoaitze-Nordwand ein Schuttwall, zieht schräg über den Hang hinab zum Sattel und teilt ihn in zwei ungleiche Abschnitte. Den südlichen, kürzeren, erfüllt ein rundes, in die Schiefer (also keine Doline!) eingetieftes Loch, reichlich 100 m im Durchmesser und ohne seitlichen Abfluß. Der Schuttwall schließt es im Westen 50—30 m hoch, im Norden 20—15 m hoch ab; den Ostrand bildet ein 7—10 m hoher Wall aus anstehendem Schiefer, über welchen in Abb. 4 links die Wipfel eines Buchenwäldchens hinweglugen, das sich im Windschutz der Höhlung angesiedelt hat. Erst 150 m weiter östlich zieht ein zweiter Schuttwall schräg nach Nordosten über den Hang auf die Fortsetzung des Haupt-Blockwalls zu, knickt, sich diesem anschmiegend, nach Osten ab und läuft alsbald in eine nach unten verbreiterte, buschbewachsene Zunge aus (Blockfeld II).

Der Haupt-Blockwall zieht vom Sattel 705 aus 300-400 m in östlicher Richtung abwärts und biegt dann nach Ost-zu-Süd (105°) ab. Abb. 4 blickt diesen unteren Abschnitt

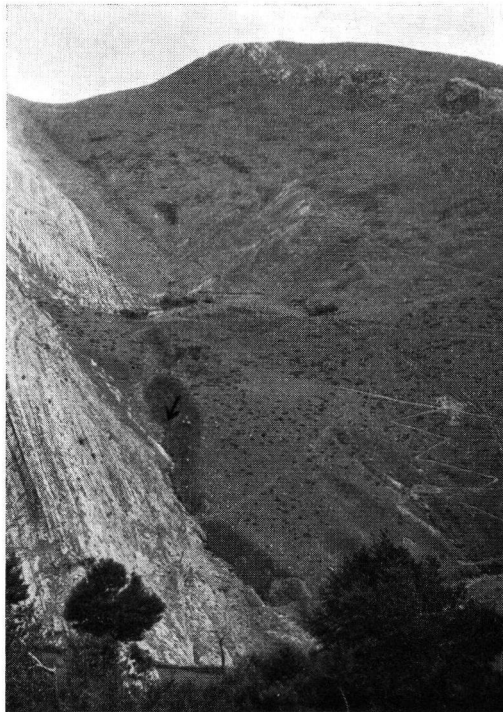


Abb. 3. Blick vom westlichen Talhang des Barranco de Arritzaga aus 920 m Höhe auf das Gebiet der Neocommergel der östlichen Talseite. Rechts oben Malmkalk, links unterste Urgo-Apt-Kalkrippe. Die Endmoräne zieht in halber Bildhöhe vor der Baumgruppe und dem Haus (900 m) vorbei und ist von dort an abwärts an ihrem scharfen Grat kenntlich. Unten ist beiderseits der breitästigen Buche die Talsohle sichtbar. Pfeilspitze: Fundstelle dreier gekritzter Geschiebe; die Striemung weist auf den Betrachter.



Abb. 4. Blick auf dem Haupt-Blockwall entlang nach Westen gegen den Sattel 705 (linke Bildhälfte). Ganz links, buschbestanden, beginnt der Nordfuß des Balerdikoaitze, davor das S. 7 erwähnte Buchenwäldchen. Hinten rechts südlichster Gipfel der Peñas de Oro (Urrea-gaña). Im Vordergrund rechts blockfreies Schiefergelände, dem der Wall mit scharfer Grenze aufgesetzt ist. Links läuft ein steilwandiger, trockengefallener Wasserriß parallel an ihm entlang.

entlang und verdeutlicht so die Umbiegungsstelle. Zwischen ihm und der Zunge des zuvor genannten und niedrigeren Blockfeldes II liegt ein heute wasserloser, bis 6 m tiefer Bacheinschnitt, dessen Querschnitt unterhalb dieses Blockfeldes asymmetrisch wird: mit einem steilen südblickenden und einem flachgeböschten nordblickenden Hang wiederholt er das ungleichseitige Querprofil des Riedels, auf den der Haupt-Blockwall aufgesetzt ist: die Oberfläche des anstehenden Schiefers, in Abb. 4 unmittelbar rechts neben dem Betrachter und dem Bäumchen im Vordergrund ausstreichend, bildet außerhalb des hinter den ersten Zaunpfählen am rechten Bildrand sichtbaren Tals einen sanft nach Südwesten ansteigenden Hang und reicht hier mehrere Meter höher hinauf als südlich des Blockwalls, wo sie von dem trockengefallenen Bacheinschnitt nicht erreicht wird, also steiler nach Süden abgetaucht sein muß. Im Rücken des Betrachters biegt innerhalb Azcarates der Blockwall bogenförmig nach Südosten um und endet unter der Kirche des Dorfes in 460 m Höhe nach insgesamt 1700 m Länge. Wenn eine Fortsetzung bestanden hat, ist sie von der jungen, von Betelu her heraufgreifenden Talübertiefung abgeschnitten worden. Häuser- und Gartenmauern queren den Wall und zeigen, daß sein Material nicht mehr wandert.

Nur unterhalb des Sattels 705 folgt der Hauptwall auf 300-400 m Länge der Linie stärksten Gefälles. Er weicht von ihr unterhalb der auf Abb. 4 sichtbaren Umbiegung immer weiter nach Süden ab.

Beide Wälle bestehen ausschließlich aus kantigen Urgo-Apt-Kalkblöcken jederlei Größe und Gestalt und aus ihnen durch Vergrusung und Zerfall hervorgegangenem Trümmaterial. Tonige oder sandige Komponenten fehlen. Ein rein karbonatisches Bindemittel hat die Blöcke fest miteinander verbacken. Mehr als 8 m³ große Blöcke sind besonders auf dem Sattel 705 und unterhalb von ihm aufeinandergetürmt. Doch folgt die Korngrößenverteilung in den Wällen keinerlei Regeln. Kyklopische Blöcke sind hier gehäuft, fehlen dort, stellen sich unten an der Kirche aufs neue ein und sind stets mit kleineren Komponenten in beliebigen Mengenverhältnissen vergesellschaftet.

Die Blockwälle sind gegen Norden scharf begrenzt. Die vorgelagerten Hänge tragen auf den Schiefen nur eine dünne Lehmhaut und nicht einen einzigen Kalkbrocken (Abb. 4,

rechts des Bäumchens). Die Grenze gegen Süden, obgleich morphologisch auffallender, ist lithologisch unscharf. Kalkbrocken sind auf einem ca. $\frac{1}{2}$ km breiten, bis an die Südwestecke von Azcarate reichenden Riedel verstreut, soweit er von jüngerer Taleintiefung noch verschont ist. Sie sind im ganzen kleiner, nicht so dicht gepackt wie die der Wälle und schwimmen in einem zähen, bindigen, grauen Lehm. Auf einem dieser Blöcke, 80 cm lang und 30 m oberhalb des letzten Wohnhauses an dem von der Kirche genau nach Westen hinauf-führenden Weg in 480 m Höhe gelegen, ist ein 40 x 20 cm großer, leicht eingemuldeter Ausschnitt seiner Oberfläche blank poliert und mit dichten Schrammen bedeckt. Diese streichen in der Mitte der Fläche 45° , an den Rändern 36° bzw. 60° , so daß sie fächerförmig nach Nordosten divergieren.

b. Deutung

P. LAMARE (1936, S. 407) hat den Kalk von Urreagaña und die westlich von ihm gelegenen bogenförmigen Trümmerhaufen zutreffend als Bergsturzmassen (grands éboulements et glissements) beschrieben. Die Vorstellung, eine mehr als 5 Millionen Kubikmeter große, zusammenhängende Kalkmasse sei auf einer höchstens 20° geneigten Fläche mehr als 1200 m weit gerutscht, ohne dabei in ein Trümmermeer auseinandergebrochen zu sein, befriedigt jedoch nicht ganz, solange man nicht ein Schmiermittel annimmt, welches das Gleiten erleichterte. Daß sich am Nordfuß des Balerdikoaitze Schneeflecken gebildet hatten und durch ein Frost-Wechselklima gelockerte und abgesprengte Gesteinsmassen auf ihrem Rücken abwärts gleiten ließen, ist an diesen Schuttbildungen nicht zu beweisen. Es wird jedoch im Zusammenhang mit dem folgenden sehr wahrscheinlich.

Den Blockwall vom Sattel 705 (Gurdillo-ko-Iepoa) bis Azcarate beschrieb LAMARE (a.a.O., Fig. 285 und S. 407) als Blockstrom ("coulée de blocs"). Fast alle Autoren fassen Blockströme als Solifluktionsbildungen eines periglazialen Frostschutt Klimas auf; die Blöcke werden von der weichen Fließerde schon bei sehr geringem Gefälle fortgetragen (H. WEBER 1958, S. 195, 249/50). Indirekt wäre damit auf die Möglichkeit einer Gebirgsvereisung hingedeutet. Von den beschriebenen Vorkommen vermag Verf. jedoch nur den unteren, zungenförmig verbreiterten Abschnitt des kleineren, südlichen Walls (S. 7) als Blockstrom anzusehen. Nur hier ähnelt seine Form der einer flachen Gletscherzunge und zeigt die tropfenförmig-konvexe Hangverteilung an seiner Stirnseite, die für Blockströme als typisch gilt (H. WEBER, a.a.O.; H. JÄCKLI 1957, S. 41-46; E. K. GERBER 1959, S. 197/98). Der obere Abschnitt dieses Walls und der größte Teil des Hauptwalls zeigen nicht Zungen- oder Tropfen-, sondern langgestreckte, manchmal gratartige zugespitzte Kammformen, und sie folgen nicht, wie es bei Strömungen nach der Schwere zu erwarten wäre, dem steilsten Gefälle. Mögen die lithologischen Befunde auch durch Solifluktion erklärt werden können, so weisen doch die morphologischen auf direkte Eiswirkung hin:

Die schneebringenden West- bis Nordwinde fingen sich zwischen der Nordwand des Balerdikoaitze und Urreagaña und mußten die Lücke zwischen beiden beschleunigt passieren. In Lee, druckentlastet, müssen sie Schneewächten abgeladen haben, die örtlich wohl mehr als doppelt so hoch gewesen sein mögen wie die Schneedecke auf freiem Feld. (Ähnliche Verhältnisse bewirkten im Frühjahr 1962 im Starnberger Endmoränengebiet — Bayrisches Alpenvorland, 670 m hoch —, daß der während der Februarstürme gefallene Schnee sich nach dem Ende der Frostperiode an Nordhängen nur 3-4 Tage, an Osthängen aber 3 Wochen — bis zum 17. April — hielt.) Auch an der nach Ostnordost und Ost gekehrten Steilwand des Balerdikoaitze mag in den rundlichen (Bergsturz-?) Nischen Schnee reichlich zusammengeweht worden sein, von welchem entweder Lawinen herabstürzen oder Firnzungen ausgehen und in den Schiefeln des Gebirgsfußes aktiv Löcher ausschürfen konnten; beides vermehrte die östlich des Sattels angesammelten Schneemassen. Daß hier ein aktiver kleiner Gletscher daraus wurde, geht aus folgendem hervor. Die vor ihm aufgestürzten Blöcke sind nicht einzeln oder in Gruppen auf seiner Oberfläche herunterge-

rutscht und unregelmäßig verteilt liegegeblieben, wo gerade das Gefälle zu gering wurde, sondern sie wurden an der Front des Eises zu einem gleichmäßig hohen, schmalen und scharf begrenzten Wall zusammengeschoben. Vor diesem ragt die Felsoberfläche höher auf als hinter ihm, wo sie die periphere Schmelzwasserrinne eines ersten Rückzugstadiums nicht mehr anschneidet (S. 8); hier lag der Rand eines flachen Zungenbeckens. Die Rinne konnte nur vor einem Eisrand so viel Wasser führen, daß sie den äußeren Wall steil unterschneidet. Dessen lehmiges Material war während des Höchststandes ausgewaschen und als dünne, geröllfreie Lehmhaut vor ihm ausgebreitet worden. Innerhalb von ihm blieben Blöcke und Lehm als Grundmoräne im Verband. Die oben beschriebenen Ritzungen können nicht tektonische Harnische sein, weil sie in eine flache, ausgeschliffene Eindellung eingreifen und in ihr divergieren: es sind Gletscherschrammen, Zeugen aktiver, nach Nordosten gerichteter Eisbewegung in 480 m Höhe! Die beschriebenen Wälle sind also mehr Seiten- als Endmoränen, und Ablagerungen der rechten Gletscherflanke sind südlich Azcárates der dortigen jungen Talübertiefung zum Opfer gefallen.

Die rückwärtige Begrenzung des Gletschers lag an der Südflanke des Sattels 705 in ca. 750 m Höhe. Die darüber aufragenden Steilwände trugen weniger zur Schneeanammlung bei als die Windwirkung am Sattel selber. Darum muß das Gebiet des Sattels bis unter 700 m hinab noch zum Nährgebiet der bis zur Kirche 1300 m langen Gletscherzunge gehört haben, und die Grenze zwischen Eisakkumulation und überwiegender Ablation — die hier selbstverständlich nicht der klimatischen Schneegrenze entspricht — wäre etwa in 650 m Höhe zu suchen.

Das Alter der Moräne ist ungewiß. Ihre frischen Wallformen scheinen für junges Würm-Alter zu sprechen, können jedoch infolge der festen Kalkverkittung auch längere Zeiten überdauert haben.

4. Valnera-Gruppe

F. LOTZE berichtet 1962 über pleistozäne Vergletscherungen in der Valnera-Gruppe, 140 km westlich der Sierra de Aralar, 300 m höher als sie und ebenfalls auf der kantabrischen Wasserscheide gelegen. Diese wird hier von mehreren Schichtstufen aus mächtigem Urgo-Apt-Kalk gebildet, die (im Nährgebiet der Gletscher) Nord-Süd streichen, Steilabfälle nach Westen kehren und sich nach Osten sanft abdachen. Die vordere, westliche Kante (Pizarras-Valnera) trägt 1500-1707 m hohe, die hintere, östliche (Lusa-Gruppe) knapp über 1500 m hohe Gipfel. Zwischen beiden dehnte sich nach LOTZE eine 4-5 km breite und im ganzen über 30 km² große Firnmulde aus, in der ein 200-300 m dicker Eiskuchen lag. Der Schichtenneigung folgend, floß die Hauptmasse des Eises nach Südosten durch das breite Trueba-Tal ab und brachte Blöcke und Moränen bis Espinosa de los Monteros (780-750 m ü.d.M.). Dieser Eisstrom entzog den anderen Gletscherzungen, die über Einschnitte in den erwähnten Schichtstufen nach Westen und Osten hinunterhingen, einen großen Teil ihres Nachschubes. Deshalb mußten vor allem die beiden Ausläufer am Osthang der Lusa-Gruppe kurze, steile Hängegletscher bleiben. Ein Bustalveinte-Gletscher unter gleichen Expositionsbedingungen, aber mit eigenem, geschlossenen Einzugsgebiet, konnte dagegen seine Moränen um 400 m tiefer nach Osten vorschieben, tiefer sogar als die niederschlagsexponierte und noch aus zusätzlichen Karen ernährte Mieratalzunge des Hauptgletschers.

Diese und einige weitere Moränen-Endlagen reichen bis 600-550 m ü.d.M. LOTZE ermittelte daraus eine 1000-1100 m hohe Schneegrenze. Nach der Übereinstimmung der heutigen Niederschlagsmengen in beiden Gebieten (Niederschlagskarte LAUTENSACHS, 1951) überrascht es nicht, daß auch die damalige Schneegrenze hier ebenso niedrig lag wie in der Sierra de Aralar.

Zwar möchte LOTZE alle Endmoränen seines Gebietes, die unter 800 m Höhe hinabreichen, der Reiß-Vereisung zuschreiben; nur die beiden erwähnten kurzen Moränengirlanden der Lusa-Ost-

seite sollen Würmaler haben, weil sie nur bis 950-1130 m hinabreichen und frischere Formen zeigen (LOTZE, S. 160). Solange aber andere und stratigraphische Gründe für solche Alterstrennung nicht beigebracht werden, erscheint sie aus folgenden Gründen zweifelhaft:

1. In keinem Tal beschreibt LOTZE Riß- und Würm-Ablagerungen übereinander.
2. Die abweichende Höhenlage der Lusa-Endmoränen scheint mir, auch wenn sie ebenso alt sind wie die übrigen Moränen (LOTZES Abbildungen 3 und 7 legen diese Lesart recht nahe), durch die eingangs gegebene Erklärung hinreichend begründet.
3. Der Rio Miera, im Unterlauf in eine steile Talkerbe kräftig eingeschnitten, hat sich im Oberlauf noch nicht merklich unter das Niveau des U-Tals und der Moräne eingetieft (LOTZE, Abb. 5).
4. Die Frische der Wallformen ist im allgemeinen ein weniger zuverlässiges Mittel. Die Mieratal-Seitenmoräne scheint mir nach Bild 5, Tafel III, ebenfalls recht gut erhalten und wenig eingeebnet; die von ihr aufgestaute Laguna de Brenascobar (Abb. 5) ist noch nicht einmal verlandet. Wenn trotzdem die Lusa-Moränen einen frischeren Eindruck machen als die übrigen, so könnte man vielleicht mit der Möglichkeit rechnen, daß kurze, kleine Formen ihre Frische, d. h. ihre größeren Böschungswinkel, leichter behalten als breite, große, und daß ein kurzes, über einen Paß hinweghängendes seitliches Anhängsel einer großen Gletschermasse auf geringe Schwankungen in dessen Eishaushalt nicht unbedingt so empfindlich zu reagieren braucht wie die weit vorgeschobene Hauptzunge. Die steilen Lusa-Zungen könnten deshalb länger als die größeren Zungen in ihrer Endlage verharrt und dort steilere Wälle aufgehäuft haben. Ohne eigene Anschauung will ich über diesen Punkt jedoch nicht urteilen; die Einwände 1. bis 3. sollten ohnedies genügen, um alle von LOTZE beschriebenen und abgebildeten Vereisungsspuren im Valnera-Gebiet in die letzte Eiszeit zu stellen.

B. Klimatologische Folgerungen

1. Der Betrag der Schneegrenzabsenkung

Die klimatische Schneegrenze der Würmeiszeit in der Sierra de Aralar liegt ungefähr 400 m tiefer als bisher auf Grund von Interpolationen erwartet. Denn sie liegt 400 m unter den bisher bekannten Vorkommen der weiteren Nachbarschaft: Berge von Reinosa (HERNANDEZ - PACHECO 1944), Picos de Europa (OBERMAIER 1914) und Pic d'Orhy in den Pyrenäen (ALIMEN, FONTBOTÉ & SOLÉ SABARIS 1957). Verhält es sich mit der heutigen Schneegrenze ebenso, sind also die baskischen Berge gegenüber den Pyrenäen und Asturien auch heute klimatisch benachteiligt? (Und läge deshalb auch die heutige Waldgrenze, nach HERMES 1955, S. 50, hier um 600-800 m tiefer?) Oder litten sie nur in den Kaltzeiten unter besonderer Ungunst, die die Schneegrenzen stärker herabdrückte als anderswo?

A. KLEIN (1953) errechnete aus Daten von rezenten Gletschern, daß in Nordwest-, Mittel- und Südwesteuropa die Höhe der Schneegrenze von der Summe des jährlichen Schneeniederschlags und der sommerlichen Schmelzwärme allein abhängt. Andere Klimafaktoren, die den Eishaushalt beeinflussen, wie Strahlung, Albedo, Dampfdruck der Atmosphäre u. a., sollen im ozeanischen Mittel- und Westeuropa in die genannten beiden Faktoren so unmittelbar eingehen, daß sie nicht eigens berücksichtigt zu werden brauchen. Sei h die Höhe der Schneegrenze in 100 m, ΣT^+ die Summe der Monatsmitteltemperaturen über 0°C an der Schneegrenze und N_s der jährliche Schneeniederschlag in mm ebendort, so läßt sich das Ergebnis KLEINS in folgende Gleichung zusammenfassen:

$$(1) \quad h - \frac{\Sigma T^+}{2.1} = 26.5 - \frac{N_s}{150}$$

Ist statt ΣT^+ nur das Temperaturmittel des wärmsten Monats (T_{max}) bekannt, so kann nach KLEINS Angaben im ozeanischen West- und Mitteleuropa ΣT^+ durch $3T_{max}$ ersetzt werden:

$$(2) \quad h - \frac{T_{max}}{0.7} = 26.5 - \frac{N_s}{150}$$

An dieser von KLEIN (1953) gefundenen empirischen Beziehung sind mir Zweifel bisher nicht bekannt geworden. Deshalb soll im folgenden ihre Richtigkeit unterstellt werden.

Wie hoch liegt nach dieser Regel die heutige Schneegrenze über der Sierra de Aralar? Als mittlerer vertikaler Temperaturgradient sei für den Sommer $0,5^{\circ}/100$ m eingesetzt (Tabelle 4, Zeile 5). Als mittlerer vertikaler Niederschlagsgradient wurden 9% der Jahressumme der Tiefenstation je 100 m gewählt. Nach LAUTENSACH (1951) ist er in tieferen Lagen wesentlich größer, in höheren kleiner (vgl. S. 14). Unter diesen Voraussetzungen läge die Schneegrenze heute 2400 m hoch und wäre zur Würmeiszeit um 1350 m abgesenkt gewesen. Zum Vergleich: Am Pic du Midi liegt sie heute 2800 m, damals 1600 m hoch, war also um 1200 m abgesenkt (KLEIN 1953). In der Sierra de Aralar wäre die Schneegrenze demnach erstens heute niedriger, zweitens zur Würmzeit stärker abgesenkt gewesen als in den Hohen Pyrenäen. Ist heute eine klimatische Ungunst vorhanden, so liegt es nahe, ihr auch für die Schneegrenzabsenkung einen verstärkten Einfluß zuzuschreiben. Eine thermische Benachteiligung gegenüber den östlichen und westlichen Nachbargebieten fällt heute nicht ins Gewicht. Dagegen liegt in und westlich vor den Westpyrenäen ein Gebiet maximaler Niederschläge (LAUTENSACH 1951). Sie bestimmen hier mehr als andere Faktoren die Flußdichte (S. 2/3). Die klimatische Ungunst liegt also, zumindest heute, in einer Exposition gegen Westwinde.

Mag dieser Versuch, eine theoretische Schneegrenzlage durch Extrapolation über große und nur gedachte Höhen abzuschätzen, allerhand Zweifeln begegnen, so werden doch die folgenden Schritte von diesem ersten unabhängig, Höhenabstände und damit Fehlergrenzen enger, und Kontrollen auf anderen Wegen möglich sein.

2. Temperaturen und Niederschläge in San Sebastian

Wieweit vermag der in Abschnitt A gewonnene geologische Befund bisherige Vorstellungen über das würmeiszeitliche Klima der baskischen Küste zu ergänzen oder zu modifizieren?

Für die würmeiszeitlichen Mitteltemperaturen San Sebastians ergeben sich durch sinn-gemäße Interpretation und Interpolation älterer Angaben, die sich auf die nähere und weitere Umgebung beziehen, die Schätzungen der Tabelle 1.

Tabelle 1

Erschlossene Mitteltemperaturen ($^{\circ}\text{C}$) für San Sebastian während des Maximums der letzten Vereisung aus Angaben der Autoren.

Autor	Jahr	Januar	Ju'i
POSER	1948	8	+3
KLUTE	1951	3	-6,5
BÜDEL	1951	keine Angaben	10,5
KLEIN	1953		
KAISER	1960	± 0 oder etwas darunter	keine Angaben

Mein eigener Rekonstruktionsversuch geht folgendermaßen vor:

1. Die nördliche Waldgrenze lag nach BÜDEL (1953) weit südlicher als bis dahin angenommen, nämlich im Duero- und Ebrobecken. An der nordspanischen Küste muß deshalb $t_{max} < 10^{\circ}$ gewesen sein.

N. B. Größere Abweichungen der Waldgrenze von der 10° -Juliisotherme, wie sie in extrem ozeanischen und kontinentalen Gebieten vorkommen, scheinen mir in Nordspanien

nicht ohne weiteres zu erwarten und würden sich jenseits der Kantabrischen Klimascheide ohnehin kaum auf die obige Schätzung auswirken. Vgl. hierzu auch WEISCHET 1954, S. 104.

2. Die Jahresmittelschätzungen für San Sebastian zeigen sinkende Tendenz, seit Funde von Frostbodenanzeigern in Mittel- und Südwestfrankreich häufiger werden. Die letzte Schätzung (freundliche briefl. Mitt. K. KAISERS in Ergänzung seiner Angabe: -2° bei Bordeaux, 1960) berücksichtigt also die meisten und neuesten Unterlagen. Sie diene deshalb als Ausgangspunkt. Mißt man mit WEISCHET (1954, S. 106-110) Dauerfrostbodenerscheinungen eine weniger eindeutige Aussagekraft in Bezug auf die Jahrestemperatur zu, so wird man ein Jahresmittel von etwas über 0° annehmen.

3. Die Jahresamplitude der Monatsmittel beträgt heute $11,7^{\circ}$ und dürfte während der Glazialzeit wegen der (auch damals) Nähe des ausgleichenden Meeres nicht wesentlich größer gewesen sein. Immerhin kann man eine geringfügige Erhöhung der Amplitude annehmen. Besonders kalte Jahre der Jetztzeit, die nach FLOHN (1952) als Modell für die eiszeitliche Luftzirkulation gelten können, lehren nämlich, daß im außertropischen ozeanischen Klimagebiet die Wintertemperaturen stärker abzusinken pflegen als die des Sommers, die durch die Insolation auf einer gewissen Höhe gehalten werden. Ganz allgemein werden in Europa die eiszeitlichen Temperatursenkungen im Winter größer beziffert als im Sommer (WOLDSTEDT 1961, S. 319); das Klima war kontinentaler geworden. Deshalb möchte Verf. die eiszeitliche Jahresschwankung San Sebastians auf $13-14^{\circ}$ schätzen.

4. Ein rezentes Vergleichsbeispiel, in dem die Bedingungen 1. bis 3. heute verwirklicht sind, bietet das nördliche Lappland. Der jährliche Temperaturgang Vardös (Tabelle 4, Zeilen 2 und 3) mag daher den eiszeitlichen San Sebastians in einiger Annäherung wiedergeben. (Vielleicht lagen die Sommertemperaturen etwas niedriger.) Der tägliche Gang bleibe außerhalb des Vergleichs, weil Dauer und Einfallswinkel der Sonneneinstrahlung an beiden Orten zu verschieden sind. Der geringeren Wärmeeinstrahlung in Lappland steht dort eine geringere Niederschlagssumme (Tabelle 4, Zeile 6) gegenüber, so daß in beiden Fällen die Schneegrenze in gleicher Höhe liegt. Sie steigt auch in beiden Fällen stark gegen das Binnenland an (NUSSBAUM & GIGAX 1953, AHLMANN 1933, 1948), weil eine küstennahe und -parallele Gebirgswasserscheide einen schmalen ozeanischen Küstensaum von einem kontinentalen Hinterlande scharf trennt. Die niederschlagsbringenden Winde wehten wahrscheinlich damals in Kantabrien wie heute in Nordlappland diesem Küstengebirge ungefähr parallel (vgl. S. 15), und Vardö hat etwa gleichen Jahresgang der Niederschlagsverteilung wie San Sebastian. Ausgewiesen durch diese klimatologischen und physiographischen Ähnlichkeiten, mag im folgenden Lappland als Vergleichsfall seine Dienste tun.

5. Unter 1. bis 3. wurde der eiszeitliche Temperaturgang San Sebastians abgeschätzt. Die eingeschlagenen Wege waren voneinander unabhängig und sind es auch von der im folgenden versuchten Kontrolle. Diese besteht darin, die erschlossenen Temperaturen in die Formel nach KLEIN einzusetzen und zu sehen, ob das Rechenergebnis für die Niederschläge sich mit unseren sonstigen Vorstellungen verträgt, oder ob für Temperaturen oder Niederschläge andere Rechengrößen eingesetzt werden müssen, um zu widerspruchsfreien Ergebnissen zu gelangen — immer die Gültigkeit der Regel nach KLEIN (1953) vorausgesetzt. Hierin gehen die Höhengradienten der Temperatur und des Niederschlags als Voraussetzungen ein. Sie sind nicht orts-, sondern luftmassentypische Werte (WEISCHET 1954, S. 99). Deshalb soll nicht so sehr von den heutigen Kantabriens (S. 14 und Tab. 4 Zeile 5), sondern mehr von denen des lappländischen Vergleichsbeispiels ausgegangen werden, mit der Einschränkung, daß winterliche Temperaturinversionen in dem stark zertalten baskischen Küstengebiet wohl häufiger als heute gewesen sein mögen, doch wahrscheinlich nicht so häufig wie in der zerlappten Fjordlandschaft von Alten, aus der die

lappländischen Höhenmessungen stammen, und die schon merklich kontinentaleren Jahresgang hat als Vardö (Tab. 4 Zeile 4).

6. Versucht man nun nach den obigen Voraussetzungen (Tab. 4 Zeilen 2-5; $t_{würm}$ San Seb. sei = t_{rez} Vardö) den jährlichen Temperaturgang an der eiszeitlichen Schneegrenze in der Sierra de Aralar abzuschätzen, so ergeben sich die Zahlen der ersten Spalte in Tabelle 2. Nach den rezenten Vergleichsbeispielen erscheinen die Werte plausibel. Sie würden allerdings etwas kontinentaleren Verhältnissen entsprechen als oben unter 3. für San Sebastian angenommen. Möglicherweise liegt der Fehler im Rechenansatz. Vielleicht aber herrschten tatsächlich kontinentalere Bedingungen an der baskischen Schneegrenze: Kapitel B 3 greift diese Frage wieder auf.

Tabelle 2
Mitteltemperaturen (°C) an eiszeitlichen (1.) und heutigen (2.-4.) Schneegrenzen

	(1) Sierra de Aralar, W_m 1050 m	(2) oberhalb Halddé 1100—1150 m	(3) unterhalb Vassitjälko 1200 m	(4) Sonnblickgipfel (Tauern) 3106 m
Jahr	-3½ bis -4	- 4.4	- 4.0	- 6.4
wärmster Monat	4	7.0	4.3	+ 0.7
kältester Monat	-9	-10.5	-11.0	-12.8
Amplitude	13	17.5	15.3	13.5

Quellen und Erläuterungen zu Tabelle 2:

1. W_m : „Würm-Maximum“, Zeit der äußersten Würm-Endmoränen in Kantabrien. Ableitung im Text.
2. Linear extrapoliert nach TW 2. Lage der Stationen siehe Erl. Tab. 4 Zeile 4. Schneegrenzhöhe nach AHLMANN 1948.
3. Vassitjälko: zwischen Narvik und Torneträsk, 1372 m hoch. Temp. linear interpoliert nach den Angaben TROLLS (1956, S. 824) für Vassitjälko und denen von TW 6 für Äbisko am Torne-träsk (393 m). Die Schneegrenze liegt an dem 2 km² großen Kårsa-Gletscher, 17 km westlich Äbisko, in Jahren ausgeglichenen Eishaushalts um 1200 m hoch (AHLMANN 1948, S. 4, 42, 50).
4. Die Sonnblick-Gipfelstation liegt nach TROLL (1956) 250 m über der Schneegrenze. Dort liegt nach WEISCHET (1954, S. 101) das Jahresmittel etwas über -5°. Schneegrenzen ozeanischerer Klimate haben höhere Jahresmittel: Säntis und Zugspitze -2.5°, Pyrenäen (2 800 m) und Schottland -1° (WEISCHET, a. a. O.).

7. Wird der Sommer-Abschnitt des unter 6. abgeleiteten damaligen Temperaturganges als annähernd richtig unterstellt, so wären nach Gleichung (1) an der damaligen Schneegrenze jährlich $N_s = 3000$ mm Schnee gefallen. War die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge gleich der heutigen — diese Voraussetzung sei zunächst gemacht; sie beeinflusst jedoch das Rechenergebnis nur untergeordnet (s. u.) —, so hätte der Gesamtniederschlag N_{ges} 3600 mm betragen. Als Schnee sind dabei mit KLEIN (1953) diejenigen Niederschläge betrachtet, die bei einer Mitteltemperatur von weniger als +1° C fallen.

Um daraus die Niederschlagsmenge n_{ges} für San Sebastian abzuleiten, wird der damalige mittlere Niederschlagsgradient benötigt. Der heutige, nach LAUTENSACH (1951, S. 150) „in nicht wenigen Fällen reichlich 10% des Tiefenstationswertes“ pro 100 m Steigung, ist offensichtlich zu klein: er würde in der Rechnung unwahrscheinlich hohe eiszeitliche Niederschläge ergeben. Geeigneter scheinen mir wiederum die heutigen Gradienten Lapplands. Sie liegen, wenn die Formel nach KLEIN auch dort gilt, für die beiden lappländischen Beispiele der Tabelle 2 bei ca. 30% des Tiefenstationswertes pro 100 m Steigung. Dieser Wert, für das eiszeitliche San Sebastian eingesetzt, ergibt $n_{ges} = 860$ mm,

davon $\frac{2}{3}$ als Schnee. Das ist ebenfalls eine plausible Zahl. Sie paßt in die geläufige Vorstellung einer eiszeitlichen Niederschlagsminderung in Westeuropa auf 50-80% der heutigen Jahressummen. Tabelle 3 variiert das Rechenergebnis unter Verwendung verschiedener Gradienten, gleiche jahreszeitliche Niederschlagsverteilung immer vorausgesetzt. Hatte dagegen die Niederschlagskurve ein Sommermaximum von z. B. der gleichen relativen Höhe wie sie das heutige Wintermaximum aufweist, so hätten die eiszeitlichen Jahressummen nur um $\frac{1}{8}$ höher, also ebenfalls noch im Bereich des Wahrscheinlichen gelegen. Auf diesem Wege läßt sich also kein Argument zu der Frage beibringen, ob mit der allgemeinen Verlagerung der Klimagürtel auch die Zone der Winterregen südwärts verlagert oder eingengt war oder nicht. Doch soll das folgende Kapitel zeigen, daß mindestens keine starke Häufung der Niederschläge in der warmen Jahreszeit anzunehmen ist.

Tabelle 3

Rechnerische eiszeitliche Niederschlagssumme n_{ges} für San Sebastian bei Verwendung verschiedener Höhengradienten (Niederschlagszunahme bezogen auf die an der Talstation gemessenen Werte) und gegebener Sommertemperatur $t_{max} = 4^{\circ}\text{C}$ an der Schneegrenze.

Höhen- gradient % / 100 m	Gesamt- niederschlag mm	in % des heutigen
40	690	52
30	860	65
20	1160	82
15	1400	105

Zusammengefaßt ergibt sich aus dem Bisherigen:

An der baskischen Küste herrschten kalte, lange und ziemlich schneereiche Winter. Die Temperaturabsenkung gegenüber heute wird für San Sebastian im Winter auf $12-13^{\circ}$, im Sommer auf 11° und im Jahresmittel auf 12° geschätzt. Dabei ist vorausgesetzt, daß die Niederschläge ungefähr $\frac{2}{3}$ der heutigen betragen. Möglicherweise ist jedoch die auffallend starke (S. 12) Schneegrenzabsenkung in Kantabrien mehr auf Niederschlagsreichtum und etwas weniger auf Abkühlung zurückzuführen als hier angenommen wurde. Schneekakkumulation durch Westwinde bewirkte nämlich, daß sich die Gletschernährgebiete fast ausschließlich an den Ostflanken der Bergzüge befanden (Azcarate: S. 9, Valnera-Gebiet: LOTZE 1962, S. 162), und zwar, soweit bis jetzt bekannt, bevorzugt dort, wo die Steilkante des Gebirges nach Westen anstatt, wie gewöhnlich, nur nach Norden blickt. Weil die kantabrischen Gletscher infolge ihrer geringen Masse Klimaänderungen rascher und unmittelbarer folgen konnten als das große Inlandeis Nordeuropas, sie also ihre größte Ausdehnung früher erreichten als dieses, so könnten die beschriebenen Endmoränen schon in das Früh-Würm gehören, das nach WOLDSTEDT (1958, S. 394) und BUTZER (1958) im Mittelmeergebiet feuchtkühl war, während erst das Haupt-Würm stärkere Abkühlung (Frostbodenerscheinungen in Südwestfrankreich) und Abnahme der Niederschläge brachte. (Ein ähnlicher Kaltzeitenablauf wiederholt sich heute im Kleinen in den kontinental beeinflussten Wintern der nordägäischen Randländer: SCHULTZE 1937, Lit. TW 5.) Trifft dies zu, so sind die für San Sebastian angegebenen Niederschläge und Temperaturen entsprechend zu erhöhen.

3. Die Rolle sommerlichen Strahlungsklimas

a. Bewölkung und Strahlungsgang

Im vorigen Kapitel konnten für jährlichen Temperaturgang und Niederschlagssumme auf Grund der bei 1050 m gefundenen klimatischen Schneegrenze wahrscheinlichere Werte als bisher ermittelt werden. Es bleibt zu fragen, ob ein dem heutigen vergleichbares som-

Tabelle 4
Einige Klimadaten für Vardö und San Sebastian.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Ampl.
Temperatur (°C)														
1. Monatsmittel San Seb.	7.4	7.8	10.6	12.1	14.4	16.7	18.5	19.1	17.9	14.2	10.5	8.9	13.1	11.7
2. Monatsmittel Vardö (1895)	−5.6	−6.2	−4.9	−1.8	1.4	5.6	8.6	9.2	6.3	1.5	−2.3	−4.4	+0.6	15.4
3. Monatsmittel Vardö (1958)	−5.0	−5.5	−4.2	−1.1	2.2	5.8	8.7	8.7	6.3	1.2	−1.4	−3.4	+1.1	14.2
4. Höhengradient Alten-Halde (Zentigrad/100 m)	.23	.24	.38	.65	.75	.71	.59	.63	.69	.50	.33	.23	.50	21.5
5. Höhengradient Santander	.56	.59	.63	.62	.51	.52	.55	.49	.48	.55	.68	.48	.55	18.3
Niederschlag (mm)														
Vardö: ($\varphi = 70^\circ 22' N$, $\lambda = 31^\circ 8' E$)														
6. Monatsmittel	63	63	58	38	33	33	38	43	48	63	53	61	595	
7. Zahl der Tage mit Niederschlag >0,1 mm	14	14	16	12	11	9	9	10	14	17	16	15	157	
8. Davon Tage mit Schneefall	12.8	12.2	14.1	10.9	8.4	3.1	0.1	0.1	3.6	9.9	12.7	13.4	101	
9. Tage mit Nebel	—	—	—	0.2	1.8	3.5	6.3	5.4	1.0	0.4	—	—	18.6	
San Sebastian: ($\varphi = 43^\circ 19' N$, $\lambda = 1^\circ 59' W$)														
10. Monatsmittel	119	97	118	115	104	80	71	63	118	149	152	149	1334	
Sonstiges														
11. Bewölkung San Sebastian (0-10)	7.0	7.0	6.6	7.1	6.6	6.7	5.9	5.6	5.9	6.4	6.8	7.1	6.6	
12. Häufigkeit der W- und NW-Winde in Bilbao (%)	20	21	42	47	58	54	64	48	50	32	26	26	41	
													(statt 25)	

Quellen und Erläuterungen zu Tabelle 4:

Zeilen 1 und 10 nach Lit. TW 4; Mittel aus 1901 bis 1958.

Zeilen 2, 7, 8, 9: TW 1; Mittel aus 1841 bis 1890. Die 0°-Isotherme passiert Vardö am 3. Mai und am 26. Oktober.

Zeilen 3 und 6: TW 6; Mittel aus 59, 40 bzw. 56 Jahren. Aus ganzen Grad Fahrenheit bzw. Zehntel-Inches umgerechnet.

Zeile 4: TW 2; Mittel aus 1916 bis 1925.

Talstation Alten:

$\varphi = 69^\circ 58' N$

$\lambda = 23^\circ 15' E$

H = 7 m

Entfernung zwischen beiden: 15 km.

Zeile 5: TW 7; von 3 Stationen in 14, 244 und 1200 m Höhe.

Mittel aus 30 bzw. 20 Jahren.

Zeilen 11 und 12: TW 3; Zeile 12 aus 5 Jahren.

Bergstation Halde:

$\varphi = 69^\circ 56' N$

$\lambda = 22^\circ 56' E$

H = 904 m

merliches Trockenheitsmaximum bestand, oder ob etwa mit der Verlagerung der thermischen und pflanzengeographischen Klimagürtel auch die Zone des sommerlichen Regenmaximums südwärts verschoben war. Ein sommerliches Strahlungsklima würde sich in stark unterschiedlichen Schneegrenzhöhen auf Gebirgshängen verschiedener Strahlungsexposition äußern, so wie es KLUTE (1951, S. 278) aus den bis um 800 m auseinanderweichenden eiszeitlichen Schneegrenzen (ALIMEN, FONTBOTÉ & SOLÉ SABARIS 1957) auf der Nord- und Südseite der mittleren und östlichen Pyrenäen schloß. Trotz wahrscheinlich höherer Niederschläge am Pyrenäen-Westende könnte die gegenüber der klimatischen um 400 m erniedrigte Schneegrenze bei Azcárate für die gleiche Erklärung sprechen, wenn die Moränen gleich alt wären. Da dies nicht sicher ist, sei versucht, den Einfluß strahlungsklimatischer Faktoren auf andere Weise abzuschätzen.

Tabelle 2 macht deutlich, daß in der Sierra de Aralar an der klimatischen Schneegrenze trotz starken Schneefalls von 3 000 mm jährlich die Jahresmitteltemperatur für ozeanische Verhältnisse zu niedrig und der Temperaturgang zu kontinental war (wenn die in Kapitel B 2 eingegangenen Voraussetzungen zutreffen). Kräftige sommerliche Einstrahlung könnte also in der Sierra de Aralar trotz der niedrigen Temperaturen verhindert haben, daß die Schneegrenze so tief sank, wie es der hohen Schneeniederschlagssumme entsprochen hätte — und wie es bei Azcárate tatsächlich der Fall ist! Empfängt aber der dortige Osthang wirklich so viel weniger Sonnenschein als der Barranco de Arritzaga, ist er wirklich strahlungsklimatisch entscheidend benachteiligt? Eine Berechnung der astronomisch möglichen Insolation und ihrer jahres- und tageszeitlichen Verteilung ergab folgendes:

Auf dem um 12° nach Osten geneigten Hang von Azcárate sind die absoluten Beträge der Insolation gegenüber denen einer horizontalen Fläche so gut wie unverändert. Sie sind jedoch in allen Jahreszeiten um 60-80 Minuten nach der Vormittagsseite verschoben, und der Sonnenuntergang, nicht aber der Sonnenaufgang, verfrüht sich um 60-70 Minuten. Für einen zum Beispiel am oberen Ortsrand Azcárates, 540 m hoch und 800 m ost-süd-östlich des Sattels 705 gelegenen Punkt gehen außerdem weitere 1 bis $1\frac{1}{2}$ Stunden nachmittäglichen Sonnenscheins durch den Schatten des Balerdikoaitze, am meisten in den Übergangsjahreszeiten, verloren. Nur während des astronomischen Sommerhalbjahres verschwindet die Sonne nicht vor 15.30 Uhr Ortszeit hinter der Bergkulisse; und die kalte Luft, die dann von den im Schatten liegenden oberen Hangpartien abfließt, bewirkt auch dort, wo die Sonne noch scheint, eine empfindliche Abkühlung.

Diese thermische Benachteiligung des Nachmittags kann verstärkte vormittägliche Einstrahlung nicht ausgleichen. Morgensonne wärmt in kalter Luft nicht so wirksam wie Abendsonne in bereits erwärmter. Zweitens werden, wenn es schließlich zu thermischen Aufwinden kommt, diese durch die häufigen West- und Nordwestwinde (Tab. 4, Zeile 12) oft daran gehindert, den Hang hinaufzustreichen und die oberen Berglehnen zu erwärmen. Liegt gar oben Schnee, so strömt mehr und kältere Berøluft ab. Das muß wegen der Schneewächten am Sattel 705 (S. 9) bei Azcárate häufig der Fall gewesen sein.

Mindern die Expositionsverhältnisse Azcárates die nachmittägliche, so schmälern Besonderheiten des täglichen Bewölkungsgangs die vormittägliche Erwärmung. Immer wenn sich die Hochflächen südlich der S. 2 erwähnten Klimascheide rasch erwärmen, steigt in Kantabrien kühle Meeresluft die Berge hinauf und hüllt sie in eine dichte Nebeldecke, die sich oft, wenn überhaupt, erst in den Mittags- oder Nachmittagsstunden auflockert und damit den Vormittag gegenüber dem Nachmittag erheblich benachteiligt. Meßbare Niederschläge fallen dabei nur, wenn außerdem eine nördliche Luftströmung über der Biskaya herrscht. Deren Häufigkeit wechselt; doch die Luftdruckabnahme gegen Innerspanien, die die Nebel oder zumindest Hochnebeldecken Kantabriens verursacht, kommt sogar in der Jahresisobarenkarte zum Ausdruck (TW 4, S. 118). Vollends beherrscht sie den Frühsommer von April bis Juli (TW 4, S. 119) und bewirkt, daß während dieser Monate in Kanta-

brien der Temperaturanstieg gegenüber dem einer theoretisch zu erwartenden Sinuskurve deutlich zurückbleibt (Tab. 4, Zeile 1). Gleichzeitig erreicht die Bewölkung im April und Juni zwei Maxima, welche die der regenreichsten Wintermonate erreichen oder übertreffen (Zeile 11). Weil sie nicht mit einer Niederschlagszunahme einhergehen, muß dies eine Bewölkung sein, die nicht durch Strömungen infolge regionaler Luftdruckunterschiede, sondern durch örtliche Konvektionsströmungen infolge ungleicher Erwärmung entsteht. In Vardö scheint dieser Fall während des ganzen Sommers eine Rolle zu spielen: Von Ende Mai bis Ende August sind Tage mit meßbarem Niederschlag am seltensten, Nebel am häufigsten (Tabelle 4, Zeilen 7 und 9).

Ist dieser Fall \pm stationären Luftmassenwetters mit geringen Niederschlägen, aber häufiger Nebelbildung in Kantabrien an die rasche Erwärmung der im Süden gelegenen Hochfläche gebunden, so muß er nicht nur im jahreszeitlichen, sondern auch im tageszeitlichen Gang die Zeit beginnender starker Insolation, d. h. den Vormittag in erster Linie betreffen. Das bestätigt der Augenschein an Ort und Stelle. Nachmittags und im Spätsommer gleichen sich die thermischen Gegensätze zwischen Küsten- und Binnenland allmählich aus. Herbstliche Bodennebel bewirken übrigens, in geringerem Ausmaß, das Gleiche: eine Verminderung des für Osthänge wichtigen vormittäglichen Sonnenscheins.

Es ergibt sich daraus, daß der Osthang, auf dem Azcárate liegt, strahlungsklimatisch gegenüber einem Westhang sehr wohl benachteiligt ist, sei es auch nur mittelbar durch Folgen einer Insolation, die erst einige Dutzend Kilometer weiter südlich herrscht. Zusammen mit den oben genannten Expositionsbedingungen bewirken diese Umstände, daß Azcárate eine wesentlich ungünstigere Strahlungsbilanz hat als der Barranco de Arritzaga südlich der reflektierenden Urgo-Apt-Kalkrippe insbesondere auf der gegen Westen blickenden, eingemuldeten Talseite.

b. Deutungsmöglichkeiten

Der Befund läßt zweierlei Schlüsse zu:

1. Entweder sind die Moränen verschieden alt. Dann erlauben sie keine Schlüsse auf das Strahlungsklima einer der Vereisungszeiten, solange nicht einer der beiden mit Sicherheit gleichaltrige Moränen unter anderen Expositionsbedingungen in der Nähe gefunden werden.

2. Oder die Moränen sind gleich alt. Dann muß auch während der Würmeiszeit ein dem heutigen vergleichbares sommerliches Strahlungsklima geherrscht haben, das die Schneegrenze gegenüber der des Barranco de Arritzaga so tief herabdrückte, wie es andernfalls erst eine sommerliche Temperaturabnahme um $4-5^{\circ}$ oder eine Schneeniederschlagszunahme auf das $1\frac{1}{2}$ fache oder eine Kombination von beiden vermocht hätten. Eine Strahlung, die den Gletscherhaushalt so stark beeinflusste, muß eine überwiegend sommerliche gewesen sein. In diesem Fall traf das vormittägliche Bewölkungsmaximum mit der fröhsommerlichen Schneeschmelze zusammen, verzögerte sie empfindlich und drückte die Schneegrenze an Osthängen tiefer herab. Die sommerliche Trockenheit der Atmosphäre spielte dann im Jahrgang der nordspanischen Klimate eine ähnliche Rolle wie heute, und auch die Verteilung des Luftdrucks und der Winde muß dann der heutigen ähnlich gewesen sein. In Übereinstimmung mit KLUTE (1951, S. 278) hält Verf. diese Annahme für die wahrscheinlichere.

Angeführte Schriften

- AHLMANN, H. W.: SON: The Swedish-Norwegian Arctic expedition 1931. Part X: Present glaciation around the Norwegian Sea. - Geogr. Ann. 16, Stockholm 1933. - - Glaciological Research on the North Atlantic coasts. - R. Geogr. Soc., Research Ser. No. 1, London 1948.
- ALIMEN, H., FONTBOTÉ, J. M. & SOLÉ SABARÍS, L.: Livret Guide de l'Excursion N₁: Pyrénées. - 5. Congr. Int. Inqua, Madrid-Barcelona 1957.

- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, 16-26, Öhringen 1951.
- - 1953: Abb. S. 320 in WOLDSTEDT 1961.
- BUTZER, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. - Bonner geogr. Abh. 24, Bonn 1958.
- FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rdsch. 40, 153-178, Stuttgart 1952. - - Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. - Erdkunde 7, 266-275, Bonn 1953.
- GERBER, E. K.: Form und Bildung alpiner Talböden. - Geogr. Helv. 14, 117-237, 1959.
- GOMEZ DE LLARENA, J.: ¿ Huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (Guipuzcoa-Navarra)? - Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. 46, 257-262, Madrid 1948. - - Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipuzcoa. I. La plataforma de abrasión o "rasa mareal". - Bol. Inst. Español de Oceanografía 101, Madrid 1960.
- HERMES, K.: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. - Kölner Geograph. Arbeiten 5, Köln 1955.
- HERNANDEZ-PACHECO, F.: Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinosa. - Mem. R. Acad. Cienc. exact. fis. y nat. 10, Madrid 1944.
- JÄCKLI, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 36, Zürich-Bern 1957.
- KAISER, K.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter und Gegenwart 11, 121-141, Öhringen 1960.
- KLEIN, A.: Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. - Peterm. Mitt. 97, 98-104, Gotha 1953.
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. - Geogr. Rdsch. 1949, 121-126. - - Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. - Erdkunde 5, 273-283, Bonn 1951.
- LAMARE, P.: Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. - Mém. Soc. géol. France, nouv. sér. XII, 27, Paris 1936.
- LAUTENSACH, H.: Die Niederschlagshöhen auf der iberischen Halbinsel. - Peterm. Mitt. 95, 145-160, Gotha 1951.
- LOTZE, F.: Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). - Abh. Ak. Wiss. Lit. Mainz, math.-nat. Kl., 1962 Nr. 2, S. 151-169, 10 Abb., 4 Buntdrucktaf., Wiesbaden 1962.
- NUSSBAUM, F. & GIGAX, F.: La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantabrica. - Estud. geogr. 14 (No. 51), 261-270, Madrid 1953.
- OBERMAIER, H.: Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. - Trab. Mus. Cienc. Nat. 1914.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwiss. 34, 10-18, 1947. - - Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturwiss. 34, 232-238, 262-267, 1947. - - Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde 2, 53-68, Bonn 1948.
- SCHULTZE, H. J.: Neugriechenland. - Peterm. Mitt., Erg.-H. 233, Gotha 1937.
- TROLL, C.: Die Klimatypen an der Schneegrenze. - Actes 4. Congr. Int. Quaternaire 1953, 820-830, Rom 1956.
- WAGNER, G.: Ein geköpftes Tal im Kantabrischen Gebirge. - „Aus der Heimat“ 68, Öhringen 1960.
- WEBER, H.: Die Oberflächenformen des festen Landes. - Leipzig 1958.
- WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - Mitt. geogr. Ges. München 39, 95-116, München 1954.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1. Bd. (3. Aufl.) 1961; 2. Bd. (2. Aufl.) Stuttgart 1958.

Benutzte Tabellenwerke („TW“)

Skandinavien:

1. MOHN, H.: Klima-Tabeller for Norge. - Kristiania 1895.
2. JOHANSSON, O. V.: Die Temperaturveränderung mit der Höhe an der Erdoberfläche in Skandinavien. - Geogr. Ann. 9, 109-132, Stockholm 1927.

Spanien:

3. ALT, E.: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. - Handbuch der Klimatologie, hrsg. v. W. KÖPPEN & R. GEIGER, Bd. III, Teil M, Berlin 1932.
4. Nuevo Atlas de España. Aguilar, Madrid 1961.

Türkei:

5. Ortalama ve Ekstrem Kıymetler. - Meteoroloji Bülteni, Türk. Cumh. Başvekâlet, Ankara 1953.

Welt:

6. Tables of Temperature, Relative Humidity and Precipitation for the World. - Meteorological Office, Air Ministry, London 1958.
7. BÖGEL, R.: Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. - Ber. Dtsch. Wetterdienst 26 (Bd. 4), Bad Kissingen 1956.

K a r t e n :

Topographische Karte von Spanien 1 : 50 000, Blatt 89 Tolosa, 114 Alsasua.

Manusk. eingeg. 27. 10. 1962.

Anschrift des Verf.: Dr. K.-O. Kopp, Institut für Geologie, Technische Hochschule München, Arcisstraße 21.