Nutzungsbedingungen

Dieses Werk ist lizensiert unter einer Creative Commons Namensnennung 4.0 International Lizenz.

Terms of use

This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License.

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

Beobachtungen aus der Südpatagonischen Kordillere am Lago Viedma.

Von **Franz Kühn**, Paraná (Arg.).

(Mit zwei Farbentafeln.)

I. Einleitung.

Zum Lago Viedma im südlichen Patagonien (49° 30′ s. B.) zu gelangen, ist heutzutage mit keiner Schwierigkeit verknüpft: wenn man nach durchschnittlich zwölftägiger Fahrt mit einem argentinischen Küstendampfer im Hafen Santa Cruz an Land gestiegen ist, kann man ein Automobil mieten und die 360 km bis zum See in 1½ Tagen zurücklegen, anstatt wie früher mit einer Pferde-Tropilla 5 bis 7 Tage durch die öde Strauchsteppe des geröllbedeckten Meseta-Gebietes zu reiten, denn seit dem Jahre 1915 etwa ist das Automobil in Patagonien heimisch geworden und hat eine große Umwälzung im Verkehrswesen dieses weitausgedehnten und äußerst dünn bevölkerten Gebietes (rund 800 000 qkm = fast 2 mal Deutsches Reich, mit nur 100 000 Einwohnern[1]) mit sich gebracht, da die bestehenden Karrenwege fast durchgängig ohne weitere Nachhilfe für den Kraftwagenverkehr benutzbar sind und eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 30 Stundenkilometern gestatten. Hat man dann den gewaltigen Randsee der Kordillere, der mit 80 km Längsdurchmesser bei 15 bis 20 km Breite eine etwa dreifach so große Wasserfläche besitzt als der Bodensee, in zwei Tagen bis zu seinem westlichen Ufer umritten, so befindet man sich am Fuße der Kordillere, die hier noch keines Forschers Fuß betreten hat.

Obgleich seit der Entdeckung dieses Sees durch Antonio de Viedma 1782[2]) eine ganze Anzahl wissenschaftlicher Reisender seine Ufer berührt haben, ist doch niemals ein Versuch gemacht worden, in diese schnee- und eisbedeckte Bergwildnis einzudringen. Auch die argentinische Grenzkommission, die in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts unter Morenos Leitung die topographischen Verhältnisse der patagonischen Kordillere zu erforschen hatte[3]), ist hier nicht in das Innere des Gebirges gelangt, sondern hat nur seine Randgebiete aufgenommen; weiter westlich zeigt ihre Karte eine weiße Zone mit der Inschrift „Montañas altas y ventisqueros inaccesibles". Hier bot sich ein reiches Feld für geographische Studien, sowohl im allgemeinen physiographischen Sinne, als besonders wegen der glazialen Verhältnisse; die Kunde von dem Vorhandensein des sog. „patagonischen

[1]) Nach dem letzten argentinischen Zensus von 1914.

[2]) Auszüge aus seinem Tagebuche finden sich in Petermanns Mitt. 1880, S. 47 bis 64; der Name des Sees im Tehuelche-Dialekt lautete Capar (Kaperr) oder Quicharre. Vgl. ferner: P. de Angelis, „Colección de obras y documentos relativos a la historia antigua de las Provincias del Rio de la Plata", Buenos Aires 1836, Bd. VI, Nr. 67, S. 56 ff.

[3]) Vgl. Morenos Berichte in spanisch (Rev. Museo La Plata, VIII, 1893, S. 201 bis 372) und englisch (Geogr. Journal XIV, 1899, S. 241 bis 269).

Inlandeises"[1]) war es, die der südpatagonischen Kordillere eine Sonderstellung unter den Hochgebirgen der gemäßigten Zone gab und zu ihrer Erforschung lockte. Wenn bisher erst eine so geringe Zahl von Versuchen gemacht worden ist, von Osten her in das Innere dieser vereisten Kordillere einzudringen und sie nach dem pazifischen Fjordgebiet hinüber zu durchqueren, so erklärt sich dies aus den überaus großen technischen Schwierigkeiten, die die Natur hier dem Vordringen in den Weg stellt; ich brauche nur folgende Punkte zu erwähnen, um dies begreiflich zu machen: Fehlen jeder Operationsbasis; Nichtverwendbarkeit von Lasttieren; reißende, schwer überschreitbare Gletscherflüsse; Urwald und Sumpf; ausgeprägt hochalpine Gebirgsformen; Eismassen polarer Ausdehnung; niederschlagsreiche Weststürme.

Die bisherigen Versuche, in die südliche Kordillere einzudringen, gingen von der Gegend zwischen dem Fjord von Ultima Esperanza und dem Lago Argentino aus. Nordenskjöld unternahm im Jahre 1896 den ersten derartigen Versuch[2]), indem er vom Lago Sarmiento aus im Tal des Rio Payne aufwärts bis zum Lago Dickson vordrang, wo der in diesen See fallende Dickson-Gletscher ihm den Weitermarsch versperrte; ebenfalls mißlang ein Versuch Hauthals im Jahre 1899 vom Lago Argentino nach dem Peel Inlet durchzustoßen[3]). Von den Teilnehmern der Schwedischen Magellanischen Expedition 1907 bis 1909 gelangte Quensel zum Lago Frio (südl. vom Lago Argentino) und konnte von einem Berge aus den Lago Dickson und die Gletscherwelt des Mt. Stokes übersehen, während Skottsberg bis an den Eisrand westl. vom Lago Grey (oder L. Hauthal) im Süden des Cerro Payne vordrang[4]). Erst im Jahre 1914 gelang es Reichert und Hicken über den Bismarckgletscher des Lago Argentino aufsteigend zum ersten Male die Eismasse des Inneren bis zur Eisscheide zu queren und die pazifische Abdachung zu überblicken[5]).

Es war damit die erste Bresche in das unbekannte Zentralgebiet der südpatagonischen Kordillere geschlagen; um die hier gewonnene Kenntnis in dem nördlich anschließenden Gebiet des Lago Viedma zu vervollständigen, beschloß im Jahre 1915 auf den Vorschlag Reicherts der Deutsche Wissenschaftliche Verein in Buenos Aires, eine deutsche Forschungsexpedition auszurüsten[6]). Trotz der des europäischen Krieges wegen nicht gerade günstigen Lage für derartige wissenschaftliche Unternehmungen gelang es, die Mittel zu dieser Expedition im Betrage von $ 10 000 Papier durch namhafte Zuwendungen

[1]) Steffen, Das sogenannte patagonische Inlandeis (Zeitschr. f. Gletscherk. VIII, 1914, S. 160 bis 175), mit reichem historischen und bibliographischen Material.

[2]) Wissensch. Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach den Magellansländern 1895 bis 97, Bd. I, Stockholm 1907, S. 31.

[3]) Vgl. Hauthals glazialgeologische Beobachtungen in Globus, LXXV, Nr. 7, Zeitschr. des Deutsch-Österr. Alpen Vereins 1904, S. 30 bis 56; Zeitschr. f. Gletscherk., V, 1910 bis 1911, S. 133 bis 143; Vortrag Naturf. Vers. Wien 1913.

[4]) Vgl. Geogr. Journal XXXIV, 1909, S. 409 bis 421; The Wilds of Patagonia. A narrative of the Swedish Expedition to Patagonia, Tierra del Fuego and the Falkland Islands in 1907 to 1909 by Carl Skottsberg. London, 1911.

[5]) Petermanns Mitteil. 1914, S. 38; Zeitschr. f. Gletscherk. IX, 1915, Heft 2, S. 155 bis 156; „Patagonia", Buenos Aires 1917, (Soc. Cientifica Alemana), S. 123 bis 135.

[6]) Zeitschr. Deutsch. Wiss. Ver. Buenos Aires, I, Heft 4, 1915.

aus dem Kreise der deutschen Kolonie in Buenos Aires sicherzustellen, so daß dieses deutsche Unternehmen fern der Heimat während des Krieges durchgeführt werden konnte. Die Expedition fand in den Monaten Januar bis April 1916 statt und hat trotz großer Schwierigkeiten das ihr gesteckte Ziel, eine Durchquerung des Inlandeises auszuführen, erreicht. Das im Jahre 1918 vom Deutschen Wissenschaftlichen Verein in Buenos Aires herausgegebene, reich illustrierte zweibändige Werk „Patagonia" (in spanisch geschrieben) gibt Auskunft über den Verlauf und die Ergebnisse dieser Expedition[1]).

In diesem Buche habe ich als Teilnehmer der Expedition die Ergebnisse der mir obliegenden geographischen Untersuchungen in einer Physiographie jenes Gebietes zur Darstellung gebracht[2]); der mehr allgemein gehaltenen Darstellung jener Abhandlung lasse ich hier eine etwas eingehendere Betrachtung, besonders der morphologischen und glazialen Verhältnisse folgen, da es mir selbstverständlich scheint, daß von dieser in Argentinien von Deutschen und mit deutschen Mitteln ausgeführten Expedition auch in der deutschen geographischen Literatur eine Nachricht vorhanden sei.

II. Beziehungen zwischen Meseta und Kordillere.

Die Frage, wie diese beiden in jeder Beziehung grundverschiedenen Strukturgebiete in Berührung treten, ist mehrfach erörtert worden, besonders auch unter Berücksichtigung der großen, den Ostfuß der Kordillere begleitenden Randseen. Eine Ansicht, die weite Verbreitung gefunden hat, ist die von Hatcher geäußerte[3]), daß die Meseta, die sich allmählich in breiten Stufen vom Atlantischen Ozean nach Westen erhebt (bis über 1500 m), kurz vor der Kordillere in einem Steilabbruch ende; dieser bilde den Ostrand eines großen, meridionalen Längstales tektonischen Ursprungs, in dem die Seen liegen und dessen westlicher Rand von der Kordillere gebildet werde. Für die Gegend des Lago Viedma kann man diese Einteilung in drei meridionale Zonen: Kordillere—Längstal—Mesetaabbruch nicht in Anwendung bringen, ein Längstal ist hier nicht vorhanden, sondern der Lago Viedma füllt zum allergrößten Teile ein breites Quertal in der Meseta aus. Sein Nord- und Südufer werden von den etwa 1000 m hohen, steilen Barrancas der Meseta begleitet bis zur Kordillere hin, die nur sein westliches Ufer umgibt. Diese Barrancas geben nun Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse der Meseta. Am Ostende des Sees herrscht noch die fast horizontale Lagerung der Schichten, dann bemerkt man, etwa von der Mitte des Nordufers ab, ein allmählich beginnendes Einfallen der Schichten nach Osten, das, je mehr man nach Westen vordringt, um so ausgesprochener wird, bis schließlich, kurz vor der Kordillere, die

[1]) Referat von Steffen in Petermanns Mitteil. 1921, S. 92 u. 93: Deutsch-argentinische Forschungen in den patagonischen Kordilleren.

[2]) Vgl. a. a. O. Bd. II, S. 217 bis 271, Bosquejo fisiográfico de la Cordillera patagónica austral en la región del Lago Viedma.

[3]) Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia 1896 bis 1899. Princeton und Stuttgart 1903, Bd. I, Kap. 5 und S. 231 ff. Vgl. Hauthals Besprechung Petermanns Mitteil. 1906, S. 187; Wilckens, Erläuterungen zu Hauthals geologischer Skizze usw. in Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. B., XV, 1907, S. 77.

Mesetaschichten deutliche Verbiegungen mit einfachen Synklinalen und Antiklinalen zeigen.

Von einem rein äußerlichen Gesichtspunkt aus betrachtet, scheint hier also im Berührungsgebiete beider Strukturen ein allmählicher Übergang von der ungestörten Meseta zum Faltungsgebiet der Kordillere stattzufinden, denn der äußerste Westen der Meseta nimmt schon den Charakter eines Faltungsgebirges an, und auf diesen Standpunkt stellt sich Hatcher, der dieser westlichsten Zone den Namen „Östliche Seitenkette der Anden" gibt und sie als eine ziemlich plötzliche Erhebung über der östlichen Hochebene kennzeichnet[1]). Beides ist hier am Lago Viedma unzutreffend: von einer besonderen Erhebung aus dem allgemeinen Niveau der Mesetahochfläche ist keine Rede, und die einfachen Stauchungserscheinungen im westlichsten Mesetastreifen gehören keineswegs zu den „Anden" als eine Seitenkette, d. h. zu den Bildungen der patagonischen Geosynklinale, sondern sind vielmehr nur eine Folge der orogenetischen Vorgänge in letzterer. In Wirklichkeit stoßen hier die „neritischen" Bildungen des Mesetagebietes, mit ihrem Wechsel von mariner, Strand- und kontinentaler Facies und die ganz anders gearteten „pelagischen" Bildungen der Geosynklinale zusammen, ein Unterschied, der die Trennungslinie zwischen beiden Gebieten unzweifelhaft festlegt. Erstens haben hier im Gebiete der Geosynklinale die orogenetischen Vorgänge ungeheure Bewegungen ausgelöst, so daß eine Verwechslung dieser intensiven Dislokationen mit den sanften Biegungen der Mesetaschichten ausgeschlossen ist; zweitens besteht ein großer Unterschied in der Gesteinsbeschaffenheit: die patagonische Kordillere ist nämlich ausgezeichnet durch das Auftreten der Dynamo-Metamorphose in den mesozoischen Sedimenten, die zu mehr oder weniger halbkristallinen Schiefern, Phylliten, Quarziten verändert sind — ein Umstand, der uns nicht mehr erlaubt, dieses Gebirge als eine Fortsetzung der nördlichen argentinischen-chilenischen Anden zu betrachten (im morphologischen Sinne), sondern dasselbe als einen besonderen Teil der pazifischen Randfalten kennzeichnet[2]). Die metamorphen Sedimente, ein Produkt von Vorgängen in der Tiefe der Geosynklinale, fehlen natürlich in der Meseta, deren älteste, jungmesozoische Schichten unverändert geblieben sind. Die Grenze verläuft auf der Nordseite des Lago Viedma im Tal des Rio de la Vuelta: auf seiner Ostseite erblickt man die zunächst noch verborgenen, dann allmählich immer flacher gelagerten unveränderten Sandsteine der Meseta, im Westen beginnt die Schiefer-

[1]) „Foothills, that rise somewhat abruptly from the eastern plains to a height, in places of some 6000 or 7000 feet. They are thrown up into a somewhat complicated system of folds, which in the eastern range, at least, usually assume the form of monoclines or anticlines. These terminate towards the west in a lofty escarpment, that overlooks the deep, narrow and irregular eastern longitudinal valley between this eastern lateral range and the central main range of the Andes". A. a. O. S. 231 und 290.

[2]) Vgl. Keidel, Estado actual de las investigaciones geológicas (La Geología y Minería Argentinas, Tercer Censo Nacional, Buenos Aires 1915) S. 24 und Karte S. 26; Quensel, Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Kordillere (Bol. Geol. Inst. Uppsala, XI, 1911). Nordenskjöld, Wissensch. Ergebn. usw. a. a. O. S. 235.

zone mit ihrer äußerst komplizierten Tektonik. Die Fossilien, die ich in der metamorphen Zone fand[1]), zeigen durch ihre Deformationen deutlich die Wirkung der Kräfte, die hier am Werke waren: die Belemniten sind zu flachen, lanzettlichen Blättern ausgewalzt, die Ammoniten elliptisch verzogen. Ihr Erhaltungszustand ist zu schlecht, um eine Bestimmung der betreffenden Horizonte zu ermöglichen; das mesozoische Alter der Schiefer ist indes sicher, wahrscheinlich handelt es sich um untere Kreide[2]).

Der Lago Viedma, weit entfernt in einem tektonischen Längstale zu liegen und so eine Bildung den orogenetischen Vorgängen der Tertiärzeit zu verdanken, ist vielmehr posttertiären Ursprungs, denn er stellt eine durch diluviale Moränen verursachte Abdämmung eines Quertales dar, dessen heute trockenliegende Fortsetzung sich in nordöstlicher Richtung bis zum Tal des Rio Shehuen verfolgen läßt. Höchstens im äußersten Westen hat vielleicht die Auffaltung der Kordillere eine wirkliche Depression erzeugt, was man aus den äußerst steil, ohne Spur von Strand in den See fallenden Felswänden schließen kann (Lotungen fehlen im Lago Viedma völlig). Die übrigen drei Seiten des Sees zeigen hingegen flache Sandufer, z. T. mit breiten Dünengürteln. Eine bedeutende Tiefe dieses Überflutungsbeckens ist nicht anzunehmen, denn der Analogieschluß von den Verhältnissen im Otway- und Skyring-Water (Magellangebiet), die morphologisch dieselbe Lage haben, ist durchaus berechtigt. Hier hat die chilenische Marine Lotungen vorgenommen[3]), aus denen hervorgeht, daß nur in ihren westlichen Teilen, die innerhalb der Cordillere liegen und Fjordcharakter haben, Tiefen von über 600 m vorkommen, während ihre von Flachküsten umgebenen östlichen Teile kaum einmal über 200 m Tiefe erreichen. Der Lago Viedma ist demnach keine morphologische Einheit, sondern setzt sich zusammen aus einem (verhältnismäßig sehr kleinen) Tiefenbecken im Westen, tektonischen Ursprungs, und einer (verhältnismäßig sehr großen) durch diluviale Moränenabdämmung verursachten Überflutung eines präglazialen Tales des patagonischen Typus.

III. Physiognomie der Kordillere.

A. Allgemeines.

Obgleich den Alpen an absoluter Höhe nachstehend, sind in der südpatagonischen Kordillere doch die alpinen Hochgebirgsformen in großartigster Weise entwickelt. Einesteils neigen die Schiefergesteine, sobald sie steil aufgerichtet sind, an und für sich zur Ausbildung scharfer, gezackter Grate und kühner, mit glatten Wänden aufragender

[1]) Meines Wissens die ersten Fossilien aus dem Zentralgebiet der südpatagonischen Kordillere.

[2]) Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Keidel in Buenos Aires. Vgl. ferner: Windhausen, Lineas generales de la estratigrafía del Neocomiano en la Cordillera Argentina (Bol. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba, XXIII, 1918, S. 124).

[3]) Veröffentlicht im Anuario Hidrografico de la Marina de Chile, XXVI, S. 353 ff. Vgl. auch Steffen, Neuere Arbeiten der chilenischen Marine in der Küstenregion von Westpatagonien. (Zeitsch. Ges. Erdk. Berlin, 1913, Nr. 6, S. 465.)

Gipfel, andernteils begünstigt die hier sehr niedrige Schneegrenze die Breitenentwicklung der Zone der eigentlichen Hochgebirgsformen, so daß ein verhältnismäßig großer Teil des Gebirges zu dieser obersten Zone gehört. Die Folge hiervon ist, daß die unter der Schneegrenze liegenden morphologischen Höhenzonen keinen Raum zu breiter Entwicklung zur Verfügung haben; die Proportionen im Gebirgsaufbau sind hier also andere, als sie uns aus den Alpen geläufig sind. Wenn einerseits z. B. das Gebiet der zusammenhängenden Vegetationsdecke zu einem schmalen Streifen zusammenschrumpft, der bereits in geringer Höhe an den Hängen endet, so erreicht anderseits die Vergletscherung einen Grad, der weit über das sonst an Gebirgen außerhalb der Polarwelt bekannte Maß hinausgeht, selbst eingeschlossen die gewaltigen Piedmontgletscher Alaskas. Was bedeuten die 3900 qkm des Malaspina[1]), oder die 8500 qkm des isländischen Inlandeisrestes Vatna Jökull[2]) gegen eine zusammenhängende Eismasse von einer Längsausdehnung von beinahe 3½ Breitengraden = fast 400 km, bei einer durchschnittlichen Breite zwischen 40 und 70 km, wie sie die inneren Teile der südpatagonischen Kordillere vom Cerro Balmaceda (Ultima Esperanza-Fjord, 51° 30′ s. B.) bis zum Tale des Rio Pascua oder Toro (Ausfluß des Lago San Martin, 48° 10′ s. B.) bedeckt und wiederum in einem nördlichen Stück von jenseits der Scharten des Baker Kanal-Gebietes bis zum Rio Huemules (45° 51′ s. B.)! Das ist das sogenannte „Patagonische Inlandeis“[3]).

Seine Existenz innerhalb der gemäßigten Zone, in einer Mitteleuropa entsprechenden Breite, im Verein mit der Tatsache, daß die zahlreichen Gletscherströme, die aus ihm abfließen, außerordentlich tief herabreichen, ja vielfach in den Fjorden der Westseite bis zum Meeresspiegel, und zwar noch in der Breite des Isthmus von Ofqui (Halbinsel Taytao, 46° 30′ s. B.[4])) weist hin auf die besonderen klimatischen Verhältnisse, die in der südpatagonischen Kordillere herrschen und der Physiognomie dieses Gebirges ihren eigenartigsten Zug verleihen. Diese ungeheure Eiswüste in seinem Innern, mit den sie umgebenden verfirnten Ketten, in denen nur hier und da ein dunkler Felsgrat hervortritt, ruft duchaus den Eindruck der Polarlandschaft hervor. Die Empfindung, die ich beim ersten Blick auf das Eisfeld hatte (vom Gipfel des Cerro Huemul, 2615 m), war außerordentlich eindrucksvoll, denn nur ein Grat trennt diese Eiswüste von dem Tale des Rio Tunel, in welchem, nur etwa 10 km in Luftlinie abwärts, sich unser Hauptlager befand, in einer Umgebung von blumenreichen Matten und dichtem, von Papageischwärmen belebten Hochwald! Aus dieser, einem Alpentale vergleichbaren Landschaft kann

[1]) Russel, An Expedition to Mt. St. Elias (National Geogr. Magaz. III, 1891, S. 121); Harriman Alaska Expedition, Washington 1910, Bd. III; Gilbert, Glaciers and Glaciation; Klotz, Notes on glaciers of South-Eastern Alaska (Geogr, Journal XIV, 1899, S. 523 bis 534); Tarr and Martin, The Nation. Geogr. Societys Alaskan Expedition of 1904 (Nat. Geogr. Magaz. XXI, 1910, S. 1 bis 54.

[2]) Watts, Across the Vatna Jökull, London 1876; Thoroddsen, Island (Petermanns Mitteil. Erg. Bd. XXXII, Heft 153, 1906, S. 187).

[3]) Steffen, Das sogenannte patagonische Inlandeis, a. a. O.

[4]) Steffen, Die Landbrücke von Ofqui in Westpatagonien (Mitt. Geogr. Ges. Jena, XXXI, 1913, S. 19 bis 64).

man bei rüstigem Klettern in einem Tagemarsch bis an den Rand dieses wahren „Mer de Glace" gelangen, dessen schmalste Stelle hier etwa 18 km breit ist und das sich nach Nord und Süd unabsehbar weit erstreckt.

Schon am Lago Viedma erhält man den ersten Gruß aus dieser Welt, denn in ihn mündet, in nur 250 m Seehöhe, der mächtige Viedmagletscher, ein Abfluß des Eisfeldes. Seine weiße Masse kann man bereits vom Ostende des Sees her, über die 80 km seines Längsdurchmessers, deutlich in einer Lücke der blauen Kordillerenkette unterscheiden (s. Abb.). Einen erhabenen Anblick gewährt dieser etwa 6 km breite Eisstrom aus der Nähe betrachtet: in einem weiten Bogen tritt der Gletscher mit geringer Neigung zwischen den Bergen hervor bis in den hell smaragdgrünen See, wo er in einer wild zerklüfteten Eismauer von 2½ km Ausdehnung abbricht. Die Seebucht vor dieser Eismauer ist bedeckt mit zahlreichen großen und kleinen Eistrümmern, deren Absturz ab und zu die Luft mit Donnergetöse erfüllt; manche von ihnen sind so groß, daß man sie fast Eisberge nennen könnte; wie weiße Segel ziehen sie in einer langen Reihe über den See dahin nach Osten[1]).

Wenn man bedenkt, daß man sich hier nur in 250 m Höhe befindet und in einer Breite (49° 30′), die ungefähr der von Paris entspricht, so begreift man sofort den fundamentalen Klimaunterschied zwischen den entsprechenden Breiten der Nord- und Südhemisphäre. Wir sehen hier die Wirkung der beständigen ozeanischen Westwinde an einem westlichen Randgebirge, genau so wie sie uns zum zweiten Male in den Alpen der neuseeländischen Südinsel begegnet, wo in der Breite von 43° bis 44° auf der Luvseite Gletscher bis fast 200 m herabsteigen[2]). Hier im südlichsten Amerika, der einzigen über 40° s. B. herausragenden Kontinentalspitze, müssen diejenigen physikalischen Erscheinungen der pazifischen Gebirgsmauer, die auf den konstanten meteorologischen Faktoren jener Klimazonen beruhen, höchst intensiv entwickelt sein. Diese Faktoren sind: großer Niederschlagsreichtum, kühle Mitteltemperaturen des Sommers und starke Einschränkung der Sonnenscheindauer (durch Bewölkung). Hieraus ergibt sich die Ansammlung großer Schneemassen (auch im Sommer fällt häufig bereits in geringer Höhe der Niederschlag in fester Form), eine sehr tiefe Lage der klimatischen Schneegrenze, starke Vergletscherung und tiefes Herabreichen der Gletscherenden (reichliche Ernährung — geringe Ablation).

Von den wenigen aus diesem Gebiet bekannten meteorologischen Daten führe ich hier folgende charakteristischen Werte an:

---

[1]) Dieser Gletscher erscheint in der deutschen geographischen Literatur zweimal abgebildet, aber mit unzutreffender Bezeichnung: in Sievers, Süd- und Mittelamerika (3. Aufl. Leipzig 1914), Tafel XII, Fig. 1 als „Lago Frio in der argentinischen Gobernación Chubut" (Phot. Hauthal), und in Benignus, In Chile, Patagonien und auf Feuerland (Berlin 1912), S. 163 als „In das Meer abbröckelnder Gletscher".

[2]) „Franz-Joseph-Gletscher" 215 m; „Prinz-Alfred-Gletscher" 214 m (Mt. Cook-Massiv). Vgl. V. Lerchenfeld, Der Tasmangletscher und seine Umgebung (Petterm. Mitt. 1884, Erg. Heft Nr. 75, S. 10).

Mittlere Sommertemperaturen.

Westseite		Ostseite	
Ancud (Chiloé, 41° 52′) . . .	15,7°[1]	Bariloche (41°)	15,9°[3]
Melinka (Guaitecas Ins. 43° 45′)	14,0°[1]	Lago Argentino (50° 20′) . . .	13,0°[2]
Evangelistas (52° 20′)	9,8°[1]	Lager im Tuneltal, westl. Lago Viedma (49° 25′)	12,4°[4]

Jährliche Niederschlagsmenge.

Ancud	2632 mm[1]	16 de Octubre (43°) . . .	491 mm[3]
Melinka	3347 mm[1]	Valle Koslowski (45° 50′) .	486 mm[3]
Evangelistas	3476 mm[1]	Lago Argentino (50° 20′) .	425 mm[2]

Die Wirkung dieses kühlen, niederschlagreichen Klimas zeigt sich natürlich in bezug auf letztere Eigenschaft am ausgeprägtesten auf der Luvseite des Gebirges, aber auch seine Ostabdachung steht noch unter der Herrschaft derselben, während unmittelbar vom Fuße der Kordillere ab nach Osten das Trockengebiet der patagonischen Hochfläche folgt. Die Vegetationsverhältnisse spiegeln diese Stufenfolge deutlich wider: auf der pazifischen Seite allein finden sich die hygrophilen Wälder der immergrünen Buche Notofagus betuloides (Mirb.) Blume und die Magnoliacee Drimys Winteri Forst., auf der Ostabdachung folgen die mesophilen Wälder sommergrüner Buchen, hauptsächlich Notofagus pumilio (Poepp. et Endl.) Blume, die aber nicht die Kordillere verläßt, daran schließt sich, schon am Lago Viedma und über die ganze Meseta hin die xerophile patagonische Gestrüpp- und Hartgrassteppe.

B. Die Landschaft im Tale des Rio Tunel.

Begeben wir uns nun mitten ins Gebirge, in eins der tief eingeschnittenen Quertäler, das Tal des Rio Tunel, in dem wir in die Kordillere vordrangen und das unserer Expedition als Operationsbasis diente. Es führt von der nordwestlichen Ecke des Viedmasees in der Richtung WNW in das Gebirge und seine Furche reicht, bei einer Erstreckung in Luftlinie von etwa 19 km bis zu demjenigen Grat, hinter dem das Eisfeld sich erstreckt, wobei es sich vom Seespiegel in 250 m bis rund 1000 m hebt. Halten wir in seinem mittleren Abschnitt, in etwa 500 m Meereshöhe, Umschau, so bietet sich dem Beschauer ein Bild dar, wie man es in den Hochalpen erst in einer 1000 bis 1500 m höheren Lage erblicken würde. Der im Mittel 15 bis 20 m breite, reißende Fluß läuft, häufig in mehrere Arme geteilt, in einem Bett von grobem fluvioglazialen Gerölle, von Kopfgröße, und darüber, das zum größten Teil trocken liegt und viele zeitweise nicht benutzte Rinnsale zeigt. Es ist 50 bis 100 m breit und beiderseits begrenzt von niedrigen, 2 bis 3 m hohen Steinrändern aus ebensolchen groben Alluvionen. Das

[1]) Anuario Meteorológico de Chile, publicado bajo la Dirección del Dr. Knoche, Nr. 15. 1913. Santiago 1915.

[2]) Chavanne, Temperatur- und Regenverhältnisse Argentiniens (Veröff. Deutsch. Akadem. Verein. B. Aires, I, Heft 7, 1903.

[3]) Davis, Clima de la Rep. Argentina (Of. Met. Arg. B. Aires 1910).

[4]) Beobachtungen der Deutschen Expedition im Monat Februar 1916. Vgl. „Patagonia", S. 375 ff.

milchig trübe Wasser bekundet seinen Ursprung aus einem Gletscher, man sieht hinten in dem Talausschnitt in etwa 6 km Entfernung einen Teil seines Endes auf einer felsigen Talstufe liegend (700 m Höhe). An die Steilränder, die das eigentliche Flußbett begrenzen, schließen sich beiderseits mit Vegetation bedeckte Flächen an, die zu den Talgehängen hinleiten. Dieser Talboden ist auf dem nördlichen Ufer breiter entwickelt als auf dem südlichen, und feuchter, da die von den Hängen herabkommenden Bäche in dieser wenig geneigten Talaue sich häufig in ausgedehnte Sümpfe verwandeln. Hier dehnt sich eine Vegetationsformation von „Park"-Charakter aus, indem die Bachläufe und sumpfigen Stellen mit Gruppen von Notofagus antarctica (Forst.) Blumen besetzt sind, zwischen denen sich offene Wiesen in größerer oder kleinerer Ausdehnung erstrecken. Dieses Parkgebiet ist im Mittel 300 bis 600 m breit. Auf der gegenüberliegenden Seite ist die entsprechende Terrasse i. a. viel schmäler und stärker nach dem Flusse hin geneigt, ihr Boden ist trocken und statt des Humus und feinen Sandes findet man hier Sand- und Geröllboden, untermischt mit Trümmern von den Hängen. Selbstverständlich ist auch die Vegetation eine andere: statt der Wiese finden wir einen Steppentypus mit deutlich xerophilem Habitus, charakterisiert hauptsächlich durch die stachelige Polsterpflanze Mulinum spinosum und Hartgräser der Gattungen Stipa und Poa, die zwar auch auf dem anderen Ufer auf trockenen Standorten nicht fehlen, aber doch sehr zurücktreten vor den weichen Gräsern und Kräutern. Man bemerkt also hier einen deutlichen edaphischen Unterschied in den Formationen des Talbodens. Noch auffallender ist der Unterschied der Vegetation an den Hängen, die sich beiderseits steil ansteigend erheben. Die geschlossene Vegetation reicht an ihnen nur bis etwa 300 m über dem Talboden, so daß ihre obere Grenze schon in etwa 900 m Höhe liegt. Die Hänge der nördlichen Talseite sind mit Hochwald von Notofagus pumilio bedeckt, der mit niedrigen, zerzausten Wetterbäumen in der angegebenen Höhe endet, darüber folgt dann, scharf abgesetzt[1]), eine schmale Zone desselben Baumes, aber in Knieholzform — ein undurchdringliches, höchstens meterhohes Gestrüpp, das in größeren Flecken die Schutthalden unterbricht. An den gegenüberliegenden Talhängen herrscht dagegen die Mulinum-Steppe, und nur in den Sammeltrichtern und Furchen der Bachgerinne sind kleine Wäldchen von Notofagus angesiedelt. Da in diesem nie betretenen Tale die Einwirkung des Menschen auf diese einseitige Entwicklung des Waldes ausgeschlossen werden muß, so kommen dafür nur natürliche, d. h. klimatische Gründe in Betracht: wir müssen annehmen, daß die beiden Gehänge desselben Tales verschiedene Bodenfeuchtigkeit besitzen und müssen demnach für sie verschiedene Regenmengen voraussetzen. In der Tat wird durch die Richtung des Tales im Verhältnis zur Hauptrichtung der Nimbus führenden Winde eine ungleiche Begünstigung der beiden Talseiten hervorgerufen. Diese Winde, die für uns immer schlechtes Wetter bedeuteten, wehen, wie wir beobachten konnten, vorzugsweise aus der Richtung

[1]) Eine der sogenannten „Timber Line" in den nordamerikanischen Hochgebirgen entsprechende Trennungslinie (vgl. Supan, Grundzüge der phys. Erdkunde Leipzig 1903, S. 737).

zwischen W und WSW, die Talrichtung verläuft dagegen, wie oben bemerkt, WNW—ESE, woraus erhellt, daß die Hänge der südlichen Talseite, die also nach NNE schauen, im Windschatten liegen. Da nun diese Winde meistenteils Sturmcharakter haben, mit fast wagerecht dahingepeitschten Regensträhnen, so empfangen die im Windschatten liegenden Hänge naturgemäß bedeutend weniger Niederschlag als die der gegenüberliegenden Talseite, gegen die gerade die Regenmassen getrieben werden. Die Folge hiervon ist die scharfe Trennung zwischen Wald einerseits und montaner Steppe anderseits, Bildung von grauem Waldboden und humusreicher Talaue einerseits und Geröll- und Sandboden anderseits. Nur dort, wo die geringe Feuchtigkeit der Steppenhänge konzentriert wird, in den Rinnen und ihren Sammeltrichtern, ist auch auf dieser Seite die Vorbedingung für Baumwuchs gegeben und so sehen wir an diesen Stellen die erwähnten, lokal eng begrenzten Wäldchen; ebenso findet sich Buschwald auch an der Grenzlinie zwischen Talboden und Hang, aus demselben Grunde.

Oberhalb der angegebenen Grenzlinie von 900 m hört der geschlossene Pflanzenwuchs auf — es fehlt also diesem Gebirge oberhalb des Waldes die Zone der Matten, die in den Alpen bis zur Schneegrenze ungefähr sich erstreckt. Die nächste Höhenstufe zeigt einen Wechsel von steil geneigten Schutthalden aus dünnen Schieferplatten, und Felsriffen und -graten, deren Oberfläche durch mechanische Verwitterung stark zertrümmert ist; sie reicht etwa bis 1300 m, wo die klimatische Firngrenze liegt, während man an orographisch begünstigten Stellen Firnflecken schon von 1100 m ab begegnet. In dieser Zone finden sich auch Kare der Eiszeit, die heute verlassen sind und nur vereinzelte Schneeflecken aufweisen. Es gibt aber auch Stellen, wo diese ganze, eben beschriebene Zone vollkommen fehlt; dort erheben sich vom Rande des Vegetationsgürtels unmittelbar steile, nackte Felswände, die bis zu den Graten oder Gipfeln emporführen. Diejenigen Teile des Gebirges oberhalb 1300 m, die Schneeansammlungen gestatten, sind mit Firnmassen erfüllt, von denen die Gletscher ernährt werden, die je nach den örtlichen Verhältnissen als Talgletscher des alpinen Typus oder als Hängegletscher auftreten. Aus den Firnfeldern und -mulden ragen schließlich als oberste Zone des Gebirges die Grate und Gipfel empor und hier bietet sich eine Szenerie von Hochgebirgsformen dar, die, was Kühnheit des Aufbaus und Schroffheit der Formen anlangt, sich ebenbürtig den berühmtesten hochalpinen Landschaften an die Seite stellen kann.

C. Die Hochgebirgsformen und selbständigen Gletscher im Osten des Eisfeldes.

Die grauen oder rötlichgrauen, fast schuttlosen Felswände, die aus der Firnzone aufstreben, bilden zugeschärfte, stark zerschartete Grate, deren Zacken häufig in feinen Spitzen und Nadeln enden, oder erheben sich zu steilwandigen Gipfelmassiven, unter denen die charakteristischen Formen Horn, Turm und Nadel vorherrschen. Infolgedessen und wegen des andauernd stürmischen Zustandes der Atmosphäre fehlt ihnen i. a. die Schneebedeckung, da größere Massen sich nur dort ansammeln können, wo auf der Leeseite geringere Neigungs-

winkel vorhanden sind; die glatten, schroffen Wände und trotzigen Zacken beherrschen das Bild und stellen einen wirkungsvollen Kontrast zu den Firnfeldern her, aus denen sie aufsteigen. Man kann das mittlere Gipfelniveau zu ungefähr 2500 m ansetzen; nur ein Gipfel in diesem Kordillerengebiet ragt mächtig aus seiner Umgebung heraus, der 3375 m hohe Fitz-Roy, ohne Zweifel eine der schönsten und eindrucksvollsten Bergformen der Erde[1]). Die mit ungeheurer Wucht aufstrebenden rötlichgrauen Schieferwände seines mächtigen Gipfelturmes erheben sich nach meiner Schätzung in einem ununterbrochenen Emporstreben von mindestens 1800 m, aber auch der Gesamtaufbau dieses Berges ist bewundernswert, ein architektonisches Meisterwerk der Natur. Stünde der Fitz-Roy nicht in jener weltverlassenen Kordillere, er wäre sicher ebenso berühmt und ebenso viel abgebildet wie z. B. das Matterhorn.

Von der Gegend des Fitz-Roy zieht als östliche Grenze des zentralen Eisfeldes ein hoher Grat, aus dem die kolossale Felsnadel des Cerro Torre ragt, nach Süden zum stark verfirnten Cerro Grande. (Vgl. die Karte.) Hier biegt er nach W, S und schließlich nach SE um, den Talschluß des Tuneltales umgebend, und führt hinüber zu dem mächtigen, steilen Felsmassiv des Cerro Huemul (2615 m), der mit seinen Ausläufern die südliche Seite dieses Tales bildet. Er stellt einen isolierten Gebirgsblock dar, umgeben im Westen von dem Eisfeld, im Süden vom Viedmagletscher, im Norden von der Tuneltalfurche und im Osten vom Lago Viedma. Dem Cerro Huemul gegenüber liegt auf der nördlichen Seite des Tuneltales, als Eckpfeiler einer östlichen Seitenrippe des vorhin erwähnten Hauptgrates, der 2200 m hohe Cerro Solo, dessen

[1]) Unter dem Namen „Chaltel" oder „Chalten" wird er zuerst von Viedma erwähnt (vgl. P. de Angelis, Colección de obras y documentos relativos a la historia antigua del Rio de la Plata Buenos Aires 1836, Bd. VI, Nr. 67, S. 56), dann von Moreno in „Fitz-Roy" umgetauft und zu einem tätigen Vulkan gemacht (vgl. Viaje a la Patagonia Austral 1876 a 1878. Buenos Aires 1879, S. 415ff.). Dieser „Vulkan" Fitz-Roy hat sich dann mehrere Jahrzehnte in der geographischen Literatur behauptet, ja sich sogar verdoppelt, wie aus einer Karte in Peterm. Mitt. 1902, Tafel 1 hervorgeht („Geographische Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptionszentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika"), wo die Vulkane Chalten und Fitz-Roy nebeneinander eingezeichnet sind. Im folgenden Hefte derselben Zeitschrift wurde dieser Irrtum richtiggestellt in einem Aufsatze von Hauthal, „Die Vulkangebiete in Chile und Argentinien" (a. a. O. 1903, S. 100), wobei der Autor den Fitz-Roy für einen granitischen Lakkolithen erklärt. Er führte dies dann weiter aus in einem Vortrage auf dem IX. Intern. Geol. Kongreß in Wien 1903 (vgl. Compte Rendu, S. 654), wo er sagt: „Als unzweifelhafte Lakkolithe haben sich erwiesen der Fitz-Roy in der Kordillere nordwestlich vom Lago Viedma und weiter südlich der Cerro Payne bei Ultima Esperanza", und behauptet, ersterer wiederhole bis in die Einzelheiten die Formen des letzteren (der in der Tat ein Lakkolith ist). Von dieser Ähnlichkeit ist aber nicht die Rede, weder stimmt die äußere Form beider Berge überein, noch ihre geologische Struktur, denn die den Cerro Payne auszeichnenden Reste der Sedimentdecke, die sich durch ihre dunkle Farbe von dem hellen Granit deutlich abheben, sind am Fitz-Roy nicht zu bemerken, so daß es von Hauthal mindestens gewagt war, ihn auf die Entfernung von über 20 km, in der er ihn erblickt hat, als Lakkolithen auszumachen. In Wirklichkeit handelt es sich hier gar nicht um Granit, sondern um metamorphe Schiefer bzw. Quarzite von rötlicher Farbe, die steil aufgerichtet sind und vielleicht den Kern einer stark zusammengequetschten Antiklinale bilden. Vgl. auch Steffen, Westpatagonien. Berlin 1919 (D. Reimer), Bd. II, S. 622 und 623; derselbe, Viajes de exploración i estudio en la Patagonia occidental 1892 bis 1902. Santiago (Chile) 1910, Bd. II, S. 458.

Gipfelpyramide aus einer nach Osten einfallenden, schneebedeckten Schichttafel besteht, die nach Süden und Westen steil abbricht, so daß hier schneelose Wände vorhanden sind; von Süden gesehen erinnert dieser Berg etwas an das Matterhorn. Beide Gipfel, sowohl Cerro Solo wie Huemul sind vom Talboden des Tuneltales (500 m) aus sichtbar, der des Huemul allerdings durch die Perspektive stark verkürzt, da ja die Höhendifferenz über 2000 m beträgt. Erst wenn man an der gegenüberliegenden Talwand bis über die Waldgrenze emporgestiegen ist, wächst er mächtig empor, und dann erblickt man auch den ungeheuren 1600 m tiefen Kessel, der in seine Ostflanke eingesenkt ist. Er beginnt unmittelbar unter dem Gipfelgrate mit einem Kar, aus dessen Firnmassen ein kleiner, steiler Hängegletscher herabreicht, dann folgen senkrechte Felsabstürze mit Kaskaden, und unten in der Tiefe liegt ein kleiner, runder, opalgrüner Moränensee, von einem doppelten, halbkreisförmigen, vollkommen erhaltenen Moränenwall umgeben. Der äußere, ältere von ihnen ist von Pflanzen besiedelt, der innere, jüngere noch vollkommen vegetationslos. Auf dem Seespiegel schwimmen Eis- und Firnstücke, die von der Höhe herabgestürzt sind.

Die Gipfelpyramide des Cerro Solo wird auf der Südseite, wo sie von etwa 1600 m ab mit einer glatten Wand aus Firnmulden ansteigt, von zwei kleinen Gletschern umgeben, die eben diesen Firnmulden entspringen und, von links und rechts den Gipfel umfassend, bis etwa 1100 m herabreichen, ohne sich zu vereinigen. Ihre beiden Kare sind durch einen kurzen steilen Grat getrennt, der vom Gipfelmassiv aus in ungefähr südlicher Richtung verläuft. Diese beiden Gletscher sind die Reste der beiden Zweige, aus denen sich der eiszeitliche Sologletscher zusammensetzte, der in dem Tale des heutigen Solo-Baches herabfloß und sich mit dem eiszeitlichen Tuneltalgletscher vereinigte. Die ehemalige Mittelmoräne an der Vereinigungsstelle der beiden Seitenzweige des Sologletschers ist vollkommen erhalten und bildet die Fortsetzung des die heutigen Gletscher trennenden Grates.

In ssw. Richtung von Cerro Solo verläuft ein wilder Zackengrat, der, allmählich sich verbreiternd, auf der Nordseite des Tuneltales endet. So entsteht zwischen diesem Grate und dem Hauptgrate eine ausgedehnte, vom Cerro Grande beherrschte Hohlform, die sich nach dem Tuneltal öffnet. Sie wird durch eine von diesem Gipfel nach S laufende Rippe in zwei Teile geteilt, von denen der östliche von den Firnmassen und der etwa 3 km langen Zunge des schönen Tunelgletschers eingenommen wird, eines Talgletschers vom alpinen Typus, dessen Richtung also ungefähr rechtwinklig auf die des Tuneltales stößt. Sein Zungenende verbarrikadiert diese Talfurche vollständig, es liegt hier in rund 700 m Seehöhe auf einer das Tuneltal durchsetzenden felsigen Talstufe von Zirkusform, die der präglaziale Tunelfluß nahe dem südlichen Talgehänge in einer engen Klamm durchsägt hat. Über sie hinweg und in sie hineinhängend erstreckt sich das äußerste Ende der Gletscherzunge bis an die südliche Talwand. In die Klamm, deren Wände glattgeschliffene, gerundete Felsformen bilden, stürzt in einem mächtigen Wasserfall der Tunelfluß aus dem hochgewölbten Gletschertor hinab, so daß sich hier ein synoptisches Bild der drei Zyklen darbietet, die dort aufeinander ge-

folgt sind: ein präglazialer normaler Erosionszyklus jugendlichen Alters, der die Klamm schuf, darauf der glaziale Zyklus, während dessen Dauer die Wände der Klamm gerundet und geglättet wurden, schließlich der postglazial erneute Erosionszyklus, der die alte Furche seit dem Rückzuge des Eises wieder benutzt. Ein Werk dieses postglazialen Tunelflusses ist das große Blockdelta, das der Rio Tunel bei seinem Austritt aus der Klamm in den die davorliegende Talweitung füllenden Moränensee hineingebaut hat. Rings umher bemerkt man alle Anzeichen eines rezenten Rückzuges des Eises: spiegelglatte, noch nicht im mindesten verwitterte Rundhöcker mit Kritzen[1]), auf denen hier und da noch geschrammte Blöcke der Grundmoräne in situ lagern, die unregelmäßige Hügellandschaft der Grundmoräne, die den See umgibt, vollkommen vegetationslos, Ufermoränen in verschiedenen Höhen, Schliffgrenzen an den Felswänden des Tales — alles wie gestern vom Eise verlassen, ein wahres Modell der Glaziallandschaft.

Einen prächtigen Anblick gewährt der Eisrand auf der Felsstufe. Da sie äußerst steil ist, wird hier die charakteristisch teigartige Ausdehnung des Zungenendes unmöglich, es erfolgen hier vielmehr fortdauernd Eisstürze, deren Donner man häufig hört, wodurch bewirkt wird, daß das Eis am oberen Rande der Stufe in einer senkrechten Mauer abbricht, die wegen der starken Spaltenbildung in Prismen und Séracs aufgelöst ist. Wir haben hier also einen Durchschnitt des Gletschers vor Augen, die Mächtigkeit des Eises beträgt etwa 20 m, in seiner unteren Hälfte bemerkt man zahlreiche parallele Staubstreifen (sog. „Jahresringe"), die in ihrer Linienführung genau den Wölbungen und Vertiefungen des Felsuntergrundes folgen, damit eine klare Anschauung der Plastizität des Gletschereises gebend. Die deutlich hervortretenden Gletscherkörner sind sehr groß, etwa von der Größe einer Wallnuß bis zu der eines kleinen Hühnereies.

Jenseits der das Tal absperrenden etwa 2000 m breiten Zunge des Tunelgletschers, die außer an der eben erwähnten Stelle eine ganz regelmäßig schwach konvexe Kuchenform zeigt und mit ihrem Rande gerade den Fuß der südlichen Talwand berührt, setzt die Talfurche in ihrer Richtung noch etwa ¾ km weiter nach Westen fort bis zum Talschluß am Hauptgrat, da wo er den Bogen von Cerro Grande zum Cerro Huemul hin beschreibt. Zwischen diesem Gratstück und der vom Cerro Grande nach Süden streichenden Rippe liegt der westliche Teil des zum Firngebiet dieses Gipfels gehörenden Sammelbeckens, aus dem ein schöner, außerordentlich spaltenreicher Gletscher (von uns „de Quervain-Gletscher" getauft) in einem großen Bogen mit starker Neigung zur Haupttalfurche herab- und ein Stückchen in sie hineinreicht, so daß gegenwärtig ein kurzer Abschnitt derselben (etwa 1 km) zwischen dem de Quervain-Gletscher und dem Tunelgletscher vom Eise freibleibt. Dieser eisfreie Boden wird z. T. eingenommen von einem kleinen Moränenstausee, in den die Zunge des de Quervain-Gletschers hineinreicht und aus dem ein Bach durch die Grundmoränen seinen

[1]) Die phyllitartigen Schiefer bestehen hier aus dünnen abwechselnd dunkelgrau und gelblich gefärbten Lagen und sind intensiv gefaltet, so daß da, wo die Schichtenköpfe abgehobelt wurden, eine wunderbar verschlungene Zeichnung von dunklen und gelben Linien entsteht, einem Parkettboden vergleichbar.

Lauf nimmt, bis er den die Talsohle querenden Tunelgletscher erreicht, wo er in ein Gletschertor eintritt, um unter dem Eise weiterzufließen, bis er, zusammen mit den Schmelzwässern des letzteren, auf der entgegengesetzten Seite wieder herausströmt. Die hoch an der südlichen Talwand lückenlos zwischen beiden Gletschern hinziehenden Ufermoränen zeigen uns klar die frühere Vereinigung beider Gletscher, die heute selbständig geworden sind. Der de Quervain-Gletscher ist der westlichste der vom Eisfeld unabhängigen Gletscher des von unserer Expedition betretenen Gebietes; ersteigt man den niedrigen Grat des Talschlusses, was in einer Stunde zu machen ist, so erblickt man von dem etwas über 1400 m hohen Gratsattel aus die riesige Eismasse vor sich, deren Oberfläche sich hier etwa 400 m unter dem Standpunkt befindet.

Dieser Gratsattel und seine Umgebung zeigt typische Rundhöckerformen, wir sehen also hier einen Eispaß aus der Zeit der stärksten Vereisung vor uns, als das Eis des Zentralgebietes über diesen Grat hinweg nach Osten abströmte. Es gab damals also keine selbständigen Gletscher im Gebiete des Tuneltales, ein gewaltiger, das gesamte Tal mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 600 m füllender Eisstrom nahm alle aus den in Frage kommenden Firnfeldern austretenden Gletscher in sich auf. Er überflutete die niedrigeren Vorhöhen des Gebirgsrandes, wo er deutliche Spuren in Gestalt von Rundhöckern, Grundmoränen und von Teichen erfüllten Wannen zurückließ, und vereinigte sich so mit dem eiszeitlichen Viedmagletscher weiter südlich und dem ehemaligen Gletscher des Vuelta-Tales von Norden her. Diese gewaltige Eismasse erfüllte das Becken des heutigen Viedmasees und gleich anderen ähnlichen Massen erstreckte sie sich weit nach Osten ins Gebiet der patagonischen Meseta[1]).

Überall im Gebiete dieser patagonischen Vereisung findet man die Spuren des stufenweisen Rückzuges des Eises, je näher man dem heutigen Gletschergebiete kommt, um so deutlicher und besser erhalten, bis zu den oben erwähnten rezenten Endmoränen in der Nähe der heutigen Gletscher[2]). Viele der Moränenablagerungen im Osten der Kordillere bilden die heutige kontinentale Wasserscheide, die demnach häufig völlig außerhalb des Gebirges in der patagonischen Pampa liegt. Dieser Umstand wurde erst allgemein bekannt durch die Untersuchungen infolge des Grenzstreites zwischen Argentinien und Chile, in dem bekanntlich die Frage: „Kordillerenkamm oder Wasserscheide"? für die beiderseitigen Ansprüche bei der Grenzregulierung eine große Rolle spielte und zu zahlreichen Kontroversen führte[3]).

Zur Zeit der stärksten Vereisung waren beträchtliche Teile der Kordillere von den Gletschermassen bedeckt, jedoch nicht in dem

[1]) Vgl. die Karte von Nordenskjöld in „Wissenschaftliche Ergebnisse" usw.

[2]) Vgl. auch Quensel, On the influence of the ice-age on the continental watershed of Patagonia. (Bol. Geol. Inst. Uppsala, IX, 1910, S. 60ff.)

[3]) Nähere Angaben hierüber bringt z. B. Geogr. Jahrb. XX, 1898, S. 168 bis 171 und XXII, 1900, S. 384 bis 392; Hauthal, „Die interozeanische Wasserscheide in Patagonien." (Zeitschr. f. Gletscherk., VII, 1912/13, S. 260 bis 265); Krüger, „Die patagonischen Anden zwischen dem 42. und 44. Grade südlicher Breite" (Peterm. Mitt., Erg. Bd. XXXV, Heft 164, 1909, S. 179 bis 214); Steffen, „Westpatagonien", a. a. O., Bd. I, S. 13ff.

Maße, daß das Gebirgsrelief etwa verschwunden gewesen wäre, vielmehr ragten die Grate und Gipfel aus der Eisdecke heraus. In dem zentralen Eisfelde sehen wir einen Rest dieses Zustandes vor uns, so daß dieser mittlere Streifen der südpatagonischen Kordillere uns das Bild eines alpinen Gebirges im Eiszeitalter veranschaulicht, für die Wissenschaft also ein wichtiges Naturdokument darstellt:

D. Das Eisfeld.

Die Annahme vom Vorhandensein einer großen zusammenhängenden Eismasse in den inneren Teilen der südpatagonischen Kordillere, die in der neueren geographischen Literatur unter dem Namen des „patagonischen Inlandeises" bekannt wurde, war eine Folge von vielen Einzelbeobachtungen in den westlichen und östlichen Randgebieten der vergletscherten Zone[1]); erst im Jahre 1914 wurde dieselbe, wie aus der Einleitung erinnerlich, zum ersten Male durchquert, und zwar über die Einschnürung zwischen dem Südarm des Lago Argentino und dem San Andrés-Fjord (50° 30′), wobei die zusammenhängende Vergletscherung in diesem Kordillerenteile und die Lage der Eisscheide festgestellt wurde[2]), Unser Operationsgebiet lag etwa einen Breitengrad weiter nördlich, ebenfalls bei einer Einschnürung des Eises, zwischen dem Lago Viedma und dem Gebiet des Eyre-Fjordes (49° 30′). Die Ersteigung eines Hochgipfels am Rande des Eisfeldes (des Cerro Huemul, 2615 m, 49° 26′ s. Br. 73° 3′ w. L.) gestattete uns einen Einblick in die zentrale Eiszone, wie ihn noch kein Forscher vorher gehabt hatte. (Siehe das Panorama.)

Eine Eisfläche von etwa 20 km Breite (Einschnürung!), nach N. und S unbegrenzt, bietet sich von diesem Punkte dem Auge dar, eine Gebirgsmulde ausfüllend, die zwischen zwei ungefähr nordsüdlich streichenden Ketten liegt. Die östliche Kette, zu der der Cerro Huemul gehört, wird südlich dieses Massivs durch eine Bresche unterbrochen, die in die Depression des Lago Viedma ausmündet. Sie ist etwa 6 km breit und nach ihr hin drängt, trichterförmig sich verengend, die Eismasse fast der gesamten zu überblickenden Fläche und fließt durch sie als Viedmagletscher zum See hinab. Das riesige Einzugsgebiet dieses Gletschers erkennt man an den zahlreichen Oberflächenmoränen (Gufferlinien) sowohl des Eisfeldes wie der Gletscherzunge — ich zählte 18 größere —, die in schön geschwungenen Linien von der westlichen Kette her fächerförmig zur Ausflußöffnung hin konvergieren und sich auf der Zunge zu eng nebeneinander laufenden parallelen Zügen vereinigen — ein bei aller Starrheit dieser Eiswüste packender Ausdruck machtvoller Bewegung. Soweit wäre also an dieser Eismasse nichts Besonderes als ihre große Ausdehnung; es kommt aber nun hinzu, daß es sich hier nicht um eine rings von Graten umgebene Sammelmulde handelt, etwa einem ins Riesenhafte vergrößerten „Konkordia-Platz" (Aletschgebiet) vergleichbar, mit einer abfließenden

[1]) Vgl. die Quellenangaben in Steffen, „Das sogenannte patagonische Inlandeis" (Zeitschr. f. Gletscherk., VIII, 1914, S. 160 bis 174).

[2]) Reichert, „Las regiones andinas inexploradas de la Patagonia austral entre el Lago Argentino y el Fjord de San Andrés" in „Patagonia", Buenos Aires 1917, S. 97ff.

Gletscherzunge, sondern wir müssen berücksichtigen, daß in unserem Gebiet statt dessen eine Längsdepression zwischen zwei Graten vorhanden ist, deren Eismassen nicht einzig durch den Viedmagletscher nach Osten abströmen, sondern gleichzeitig nach Westen zum Eyre-Fjord, und die ferner in ununterbrochener Verbindung stehen mit Abflüssen, die nach NW zum Falcón-Fjord, nach NO zum Lago San Martin und nach S. zum Lago Argentino (Uppsala-Gletscher) ihren Ausweg finden. Es handelt sich also auf jeden Fall um eine zusammenhängende Eismasse, innerhalb deren, wie beim echten Inlandeise, eine radiäre Divergenz der Bewegungsrichtungen und partielle Konvergenz gegen bestimmte Ausflußöffnungen hin stattfindet, so daß hier die bemerkenswerte Erscheinung auftritt, daß eine in einer longitudinalen Depression lagernde Eismasse keinen Längstalgletscher mit einseitigem Gefälle bildet, sondern daß innerhalb des Eises an gewissen Stellen flache, schildförmige Anschwellungen vorhanden sein müssen, von denen aus Gefälle in verschiedenen Richtungen, je nach Anordnung und Kapazität der Ausflußlücken, ihren Ursprung nehmen. Ob diese erhabenen Kalotten in dem Eisfelde nur die Folge der Verteilung der dynamischen Komponenten in der Masse sind, oder etwa auch in Beziehung stehen zu dem subglazialen Gebirgsrelief, d. h. ob dieselben vom Eise überdeckte Unebenheiten in der Depression andeuten, wage ich nicht zu entscheiden. Möglich ist letzteres jedenfalls, da einige isolierte Felsinseln — echte „Nunatakr" — aus dem von uns gesehenen Eisgebiete aufragen, die glaziale Oberfläche haben und also durch das Sinken des Eisniveaus ausgeapert sind; eine einfache Hohlform ist die große Gebirgsmulde also anscheinend nicht.

Es fragt sich nun, ob man die heutige Form der Vereisung in der patagonischen Kordillere in der mehrfach erwähnten sehr beträchtlichen Ausdehnung in der Tat als ein „Inlandeis" bezeichnen kann. Verschiedene Tatsachen sprechen gegen diesen Namen, wenn man sich an die exakten Klassifikationen der glazialen Formen hält und nicht einem bequemen geographischen Schlagwort zuliebe eine irrige Vorstellung von den tatsächlichen Verhältnissen erwecken will. Der ausgezeichnete Kenner der patagonischen Kordillere H. Steffen hat daher auch seiner von mir oft zitierten Arbeit den Titel: „Das sogenannte patagonische Inlandeis" gegeben; er kommt am Schluß derselben zu dem Resultat: „Für eine genauere Klassifizierung der patagonischen Vereisungsformen fehlt uns bis jetzt vor allem jede zuverlässige Kunde über das Nährgebiet der ringsum abströmenden Eismassen[1])."

Die deutsche Expedition nach Südpatagonien konnte in ihrem Forschungsbereich einen Einblick in das in Frage stehende Gebiet gewinnen und ergänzende Beobachtungen zu der Beschreibung Reicherts von seinem Übergang weiter im Süden[2]) beibringen. Meiner

[1]) A. a. O., S. 173.

[2]) „La primera travesia de los hielos continentales entre el Canal de los Témpanos y el Fjord de San Andrés. Descripción científica de la región centroandina inexplorada", in dem oben erwähnten Buche „Patagonia", Buenos Aires 1917, segunda parte, capit. 4, S. 123ff.).

Ansicht nach sind die folgenden Tatsachen für die morphologischen Verhältnisse des Eisfeldes bezeichnend[1]):

1. Das Eis liegt in einer longitudinalen Depression der Kordillere[2]).

2. Auch zur Zeit der stärksten eiszeitlichen Vergletscherung hat das Eis keine Kalotte über den Landformen gebildet[3]), sondern die höchsten Teile des Gebirges haben stets aus dem Eise hervorgeragt, wie die scharfen, der subaerischen Verwitterung eigentümlichen Formen der Grate und Gipfel andeuten[4]).

3. Die Oberflächengestaltung und Bewegung dieser diluvialen Eismasse war in der Hauptsache von dem präglazialen Relief des Gebirges abhängig[5]).

4. Die Ernährung des Eisfeldes in dem von uns überblickten Gebiete erfolgt größtenteils durch Firnmulden vom Westrande aus, d. h. von der Ostflanke der westlichen Kette, deren Lage im Windschatten riesige Ansammlungen von Hochschnee begünstigt, während umgekehrt die gegenüberliegende Westflanke der östlichen Kette, da im Luv befindlich, verhältnismäßig firnarm ist (konstante Westwinde von großer Stärke).

5. Nur an den obenerwähnten Anschwellungen des Eisfeldes, die oberhalb der Schneegrenze liegen, ist auch eine unmittelbare Ernährung durch Schneefall möglich, wegen der ständigen heftigen Winde aber sicher nur von untergeordneter Bedeutung.

6. Statt der Oberfläche aus losem, weichem Schnee über nach der Tiefe zu immer härter werdenden Schichten älteren Schnees, die das echte Inlandeis zeigt[6]), tritt Gletschereis im patagonischen Eisfeld meistenteils bis an die Oberfläche, d. h. die Entwicklungsfolge: Hochschnee, Firn, Eis verläuft von einem Hauptschneesammelgebiet (nämlich der westlichen Kette) aus nach den Abflußgebieten, und nicht in der gesamten Masse von oben nach unten.

7. Das Vorhandensein zahlreicher Gufferlinien (s. o.) widerspricht

---

[1]) Die hier folgenden Sätze beziehen sich natürlich nur auf das Eisgebiet westlich des Lago Viedma und sind das Ergebnis zweier Beobachtungen des Eisfeldes von verschiedenen Standpunkten, nämlich vom Huemulgipfel (etwa 1600 m über dem Eisniveau) und vom Rande des Eises selbst (Gratsattel westlich des de Quervaingletschers, 400 m über dem Eise). Die Überquerung konnte ich leider nicht mitmachen, sie litt unter dauernd ungünstigstem Wetter.

[2]) Vgl. Steffen, „Inlandeis", a. a. O., S. 163, mit Beziehung auf die Gegend des Mte. San Valentin: „Man könnte hiernach versucht sein anzunehmen, daß sich eine eisgefüllte, mehr oder weniger einheitlich gestaltete Hochgebirgsmulde zwischen den Vorhöhen der Küste und einer i. a. nordsüdlich verlaufenden Kordillerenkette .... erstreckt, und daß von ihr die verschiedenen zuvor erwähnten Gletscher nach dem Vorland abzweigen."

[3]) Vgl. Nansen und Mohn, „Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. Nansens Durchquerung von Grönland 1888" (Peterm. Mitt., Erg. Bd. XXVIII, Heft 105, 1893, S. 72 und Profile T. 5).

[4]) Vgl. die entsprechende Bemerkung über die Alpen während der Eiszeit von Richter, „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen" (Peterm. Mitt., Erg. Bd. XXIX, Heft 132, 1901, S. 28).

[5]) Vgl. Nordenskjöld, „Einige Probleme des Inlandeises" (Zeitschr. f. Gletscherk., VII., 1912/13, S. 200.

[6]) Nansen, a. a. O., S. 85/86.

den Verhältnissen, wie sie auf dem wahren Inlandeise herrschen, das keinerlei Oberflächenmoränen tragen kann[1]).

8. Die außergewöhnliche Eisansammlung ist eine Stauungserscheinung, hervorgerufen durch das offenbare Mißverhältnis zwischen der Ausdehnung und Produktivität des Nährgebietes einerseits und der Abflußmöglichkeit für die gebildeten Eismassen anderseits.

Die heutige Vergletscherung der südpatagonischen Kordillere mit dem Namen eines „Inlandeises" zu bezeichnen, ist demnach nicht angängig, ja es fehlt dazu sogar auch die historische Berechtigung, da, wie ich eben erwähnt habe, auch zur Zeit der stärksten Vereisung das Eis keineswegs die Landformen überdeckt hat, sondern sich auch damals in seiner Form im Gegenteil den vorhandenen orographischen Hauptzügen im großen und ganzen angepaßt hat. Wir haben hier also auch während der Eiszeit nicht das Bild einer kontinentalen Eismasse vom grönländischen Typus, sondern müssen uns statt dessen nur ein außerordentliches Anwachsen der Vergletscherung vorstellen, ähnlich den Verhältnissen, wie sie z. B. für die Alpen[2]) oder die Gebirge Alaskas[3]) in der Eiszeit anzunehmen sind, nur mit dem Unterschied der Bildung einer großen, zusammenhängenden zentralen Eismasse und der gewaltigen Ausdehnung der Vorlandvergletscherung.

Auch hier in der patagonischen Kordillere bestanden vor dem Eintritt der Eiszeit schon die Formen eines normalen Erosionszyklus jugendlichen Alters. Als dann das Gebirge in die Periode seiner Eiszeit trat, d. h. als die Schneegrenze allmählich sank, erfolgte in der zentralen Mulde durch das Anwachsen und die Vereinigung der Gletscher die Aufstauung des Eises, da die Abflußmöglichkeit für die ständig wachsenden Massen durch die wenigen vorhandenen Lücken nicht ausreichend war, ganz ähnlich wie die Kalkalpen ein Hindernis bildeten für den ungestörten Abfluß des Eises aus den zentralen Firngebieten und so einen Aufstau der Masse nach rückwärts bewirkten[4]). Die möglicherweise bestehenden präglazialen Unebenheiten innerhalb der großen Depression (s. o. die Bemerkung über Nunatakr) verschwanden unter der Eisdecke in dem Maße, wie letztere an Mächtigkeit gewann, bis sie sich schließlich über die Schneegrenze erhob, wie die Höhe des eiszeitlichen Gletscherpasses am Tuneltalschluß, westlich des de Quervain-Gletschers in 1400 m beweist. Damals hatte also das Eisfeld am Ostrande der Mulde ein um mehr als 400 m höheres Niveau, eine ungeheuere

---

[1]) Nansen, a. a. O., S. 90: „Im ganzen Innern Grönlands bemerkten wir nirgends auf der Oberfläche des Inlandeises das geringste von Steinen (erratischen Blöcken) und Moränenschlamm".

[2]) Vgl. Richter, a. a. O., S. 28; ferner: Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter; Leipzig 1909.

[3]) Rühl, „Überblick über die geographischen und geologischen Verhältnisse Alaskas" (Peterm. Mitt. 1907, S. 1 bis 16 und Tafel I, nach Brooks, „The Geography and Geology of Alaska" in Prof. Papers of the U. S. Geol. Survey, Nr. 45, Washington 1906), S 13.

[4]) Richter, a. a. O., S. 29: „Die Kalkalpen bildeten einen gewaltigen Wall für die aus den Zentralalpentälern austretenden Gletscher und gestatteten ihnen nur an wenigen Stellen, Tälern oder Pässen den Austritt."

Eismassse war demnach der Abschmelzung entrückt und selbst Firn- d. h. Nährgebiet. So erklärt sich die große Ausdehnung des Eises auch außerhalb des Gebirges, da von dem zentralen Sammelgebiet her Eisströme von sehr bedeutender Mächtigkeit und ganz geringer Oberflächenneigung aus den Haupttälern das Vorland erreichten.

Wäre die große longitudinale Mulde im Bau dieses Gebirges nicht vorhanden, so wäre eine Ausdehnung der Vergletscherung in dem Umfange, wie wir sie hier in der südpatagonischen Kordillere annehmen müssen, kaum möglich gewesen; die Erniedrigung der Schneegrenze braucht im Vergleich mit ihrem heutigen Stande gar nicht besonders beträchtlich gewesen zu sein, die topographischen Verhältnisse begünstigen in hohem Maße die Vereisung. In der Tat finden sich z. B. im Gebiet des Tuneltales inaktive, wohlerhaltene Kare in einer Höhe von etwa 1000 bis 1200 m, d. h. verhältnismäßig sehr wenig unterhalb der heutigen Schneegrenze. Wir sehen hier in der südpatagonischen Kordillere also einen Ausspruch Richters vollkommen bestätigt: „Die ursprüngliche Erniedrigung der Schneegrenze steht aber vielleicht in einem sehr überraschenden Mißverhältnis zu diesen gewaltigen Folgen" (sc. der Anstauung)[1].

Neben den geläufigen Formen der Gletscher von alpinem Typus tritt uns in dem zentralen Eisfeld eine glaziale Erscheinung entgegen, die in vielen Beziehungen eine Sonderstellung einnimmt, so daß es unmöglich ist, sie unter die in der Gletscherkunde üblichen Haupttypen einzureihen oder sie mit ihrer Hilfe treffend zu beschreiben. Es besteht demnach die Notwendigkeit und Berechtigung, für diese Form der Vereisung einen eigenen Namen in die glaziale Terminologie einzuführen, und da die in der Wissenschaft gebräuchlichen Namen für die Gletschertypen lokalen Ursprungs sind[2], so schlage ich zu diesem Zweck die Bezeichnung: „Patagonischer Typus der Vergletscherung" vor[3].

Wenn ich hiermit meine Betrachtungen über das Eisfeld schließe, bin ich mir wohl bewußt, daß diese Ausführungen bei weitem nicht erschöpfend sein können. Eine eingehendere Kenntnis dieser riesigen Eisansammlung und ihrer physischen und morphologischen Verhältnisse wird erst möglich sein, wenn noch weitere Expeditionen an anderen Stellen Beobachtungen angestellt haben werden, besonders wenn es ermöglicht würde, einmal längere Zeit auf dem Eise zu verweilen, um spezielle Untersuchungen durchzuführen. Bisher ist ja noch nicht einmal die Frage, ob die allerdings als höchst wahrscheinlich anzunehmende zusammenhängende Eisbedeckung in den beiden früher erwähnten, Tausende von Quadratkilometern umfassenden Gebieten tatsächlich lückenlos besteht, einwandfrei erwiesen[4]. Hier

[1]) A. a. O., S. 35; vgl. auch S. 34: „Man sieht hieraus, wie sehr das Vorhandensein von Längstälern das Phänomen der Vereisung begünstigt und weit über seine eigentlichen klimatischen Ursachen zu steigern vermag."

[2]) Alpin-norwegisch-alaskisch-grönländisch usw.

[3]) Nach der Klassifizierung von Hobbs (characteristics of existing glaciers, New York 1911, S. 42 und 45) gehört diese Form der Vereisung dem „Transection type" zu.

[4]) Vgl. Steffen, a. a. O., S. 173.

steht der geographischen Forschung noch eine große Aufgabe bevor, deren Lösung wichtige Aufschlüsse für die Glazialforschung verspricht.

Die ungewöhnlichen technischen Schwierigkeiten, mit denen solche Expeditionen zu rechnen haben, erfordern eine sorgfältige Ausrüstung und bedeutende Geldmittel, so daß private Initative wohl kaum in Frage kommen dürfte; dagegen möchte ich dieses Studienobjekt denjenigen geographischen Gesellschaften nahelegen, die über Mittel für größere Unternehmungen verfügen.

Eine Reise im mittleren Westpatagonien.

Von **Otto Nordenskjöld.**

Im Sommer 1914 befand ich mich mitten in den Vorbereitungen zu einer großen schwedischen Südpolarexpedition. Der Krieg kam, und der ganze Plan mußte aufgegeben werden. Statt dessen beschloß ich, sobald wieder die Umstände längere Forschungsreisen ermöglichten, eine kleinere Expedition nach der südamerikanischen Westküste zu unternehmen, wo ich mir als Hauptziel eine Untersuchung der südpatagonischen Kordillerengebiete mit ihren großen Eisfeldern setzte. Gleichzeitig wollte ich aber den vorhergehenden antarktischen Winter zu Forschungen in dem peruanischen Hochgebirge verwenden und dabei auch die Reise bis in einige wenig bekannte Tieflandsgebiete am Ostabhange der dortigen Gebirgskette ausdehnen. Meine Begleiter waren für diesen ersten Teil die beiden Studierenden Allan Bäckman als Geograph und Meteorologe und Graf Sten von Rosen als Zoologe; an der patagonischen Reise nahm auch Hauptmann H. N. Pallin als Kartograph teil.

Wir verließen Schweden im Juni 1920 und kamen Ende Juli in Lima an. Hier wurde auf Kosten der peruanischen Regierung eine umfangreiche „Schwedisch-Peruanische" Expedition ausgerüstet, deren peruanische Abteilung unter der Leitung von Dr. Carlos Rospigliosi stand. Nach einem allerdings kurzen Aufenthalt in der Hochsierra südlich von Oroya, wo ich in zahlreichen neuen Aufschlüssen die glazialen und postglazialen Bodenarten studieren konnte, zogen wir weiter nach Osten und trieben auf Flössen, gesteuert von Kampasindianern, den bis jetzt sehr wenig bekannten Perenéfluß herunter. An seinem unteren Ende begegnete uns eine ausgesandte Abteilung mit Reittieren, und wir konnten auf einem teilweise von den Missionaren neu angelegten Pfade an dem Pangoatal entlang nach der Eisenbahn zurückkehren.

Bei diesem ersten Teil meiner Reise will ich mich aber hier nicht aufhalten. Ende Oktober waren wir wieder in Lima; der antarktische Frühling stand vor der Tür, und es galt, unsere patagonischen Arbeiten so bald als möglich zu beginnen. Die Reise ging zunächst nach Valparaiso und Santiago. Da wir kein eigenes Schiff zur Verfügung hatten, war es uns hier noch wichtiger als in Peru, die Unterstützung der Regierung zu gewinnen. Doch die chilenische Regierung ist bekannt wegen des Entgegenkommens, das sie so häufig fremden