

# Morphogenese und rezente Höhenstufung der Sierra Nevada de Mérida (Venezuela)\*

von

ANDREAS HOLZMANN

mit 8 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Karte im Anhang

## 1 Problemstellung und Arbeitsgebiet

Geomorphologie und geoökologische Vertikalgliederung des tropischen Hochgebirgsraumes stehen im Mittelpunkt dieses Beitrages. Das im Rahmen einer Diplomarbeit besuchte Arbeitsgebiet, die Sierra Nevada de Mérida, wurde hinsichtlich seines geomorphologischen Formenschatzes und rezenter morphodynamischer Prozesse untersucht. Der Versuch einer zeitlichen Einordnung des Glazialreliefs – geomorphologische Arbeiten aus dem nordandinen Raum dienten hierbei als Richtlinien (CLAPPERTON 1993, GRAF 1995, SCHUBERT/VIVAS 1993) – sowie dessen Veränderung unter dem extremen tageszeitlichen Wandel des innertropischen Klimas ergänzen die vorliegende Arbeit.

Die „Sierra Nevada de Mérida“ ist eine der Hauptgebirgsketten der Cordillera de Mérida und somit Teil der venezolanischen Anden (s. Abb.1). Ihre höchsten Gipfel reichen bis knapp unter die 5 000 m-Grenze (Pico Bolívar: 4 979 m NN) und weisen noch eine rezente Restvergletscherung auf. Durch seine Lage um 8° N sowie die Tatsache, daß sämtliche in RATHJENS (1982: 12) geforderten Kriterien eines Hochgebirges erfüllt werden – Auffragen über die klimatische Schneegrenze der quartären Kaltzeiten und somit glazialer Formenschatz, rezente Soliflukstionsstufe, Erhebung über die obere Waldgrenze – gehört der Gebirgszug zur Gruppe der tropischen Hochgebirge mit der charakteristischen geoökologischen Vertikalgliederung.

Zentraler Ort in der Cordillera de Mérida ist die auf 1 600 m NN gelegene Universitätsstadt Mérida mit ca. 200 000 Einwohnern, von der aus die *teleférico*, die weltweit längste und mit ihrer Bergstation am Pico Espejo (4 765 m NN) auch höchste Seilbahn, in die Sierra Nevada hinaufführt. Die Stadt liegt im Tal des Rio Chama, welcher die Cordillera de Mérida in zwei nahezu parallel verlaufende Gebirgszüge teilt und zum Maracaibo-See entwässert. Der Fluß stellt eine klar ersichtliche Nordwestbegrenzung der Sierra Nevada dar, wohingegen die Südgrenze wohl Definitionssache ist. Mehrere Gründe sprachen dafür, den Rio Nuestra Señora als Süd- und

---

\*) Im Rahmen des Diplomstudienganges am Geographischen Institut in Erlangen und unter der Betreuung von Prof. Dr. Hilmar Schröder entstand in den Jahren 1996 und 1997 meine Abschlußarbeit zum Thema „Morphogenese und rezente Höhenstufung der Sierra Nevada de Mérida (Venezuela)“.

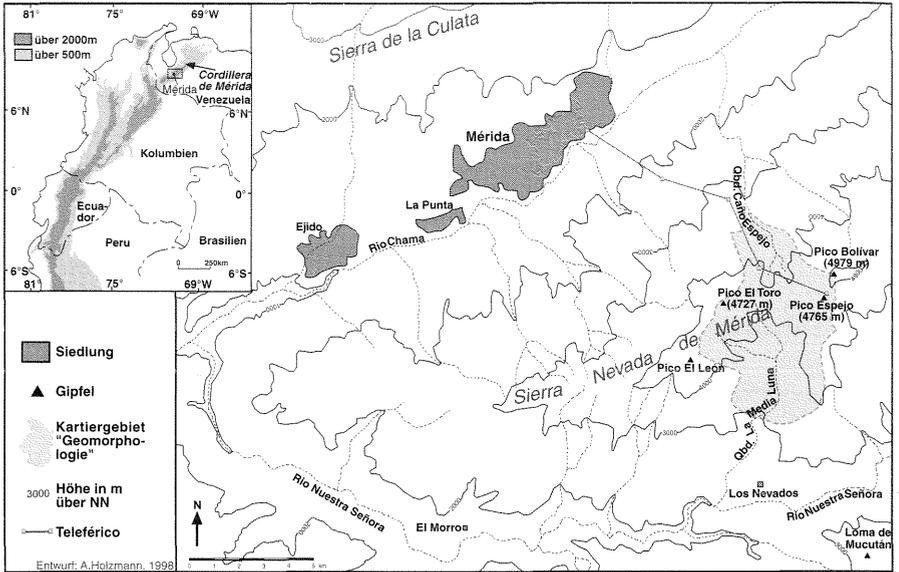


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes (eigener Entwurf)

Südostgrenze festzulegen. Jenseits dieses Chama-Nebenflusses schließen sich z.T. dichtbewaldete hügelige *serranias* an, die zum einen nur schwer begehbar bzw. kartierbar, zum andern für die Fragestellung nicht relevant sind. Der eigentliche Gebirgsfuß liegt noch gut zwanzig Kilometer weiter südöstlich, wo die weitläufigen *llanos* beginnen.

Nordöstlich der sogenannten „fünf weißen Adler“, den mit jeweils über 4 700 m NN fünf höchsten Gipfeln des Arbeitsgebietes, erfolgt ein nahtloser Übergang von der Sierra Nevada in die Sierra (oder auch Serrania) de Santo Domingo. Verwaltungsmäßig fällt die Sierra Nevada hauptsächlich in den venezolanischen Bundesstaat Mérida, südöstliche Ausläufer reichen in den Bundesstaat Barinas. Ein großer Teil ist zudem durch die Gründung des „Parque Nacional Sierra Nevada“ von der Regierung des Landes unter Schutz gestellt worden.

## 2 Naturräumlicher Überblick

### 2.1 Geologie und Tektonik

Wie in der gesamten Ostkordillere der Nordanden ist auch in der Kordillere von Mérida der präkambrische bis altpaläozoische Unterbau an einigen Stellen, v.a. im Bereich der Hauptkämme als Grundgebirgsaufbruch aufgeschlossen (ZEIL 1986). Über dem Grundgebirge liegen marine und kontinentale Sedimente des mittleren und

jüngeren Paläozoikums. Die intensive Kompressionstektonik verursachte bis zum Trias starke Biegungsverformungen und die Förderung von Magmatiten.

Die Molasse-Fazies des Miozän läßt darauf schließen, daß es zuvor, und zwar seit dem Ende des Eozän, zu einer weiteren starken Orogenese gekommen sein mußte. Dabei wurden die angesprochenen präkambrischen Grundgebirge als Horste über die jüngeren Deckschichten gehoben.

Die tektonische Situation im Nordwesten Südamerikas ist in Abbildung 2 dargestellt. Entlang der größeren Verwerfungslinien wurden seit dem Pliozän vielerorts Gebirge aufgefaltet. Zu dieser Gruppe ist auch die Cordillera de Mérida zu zählen,

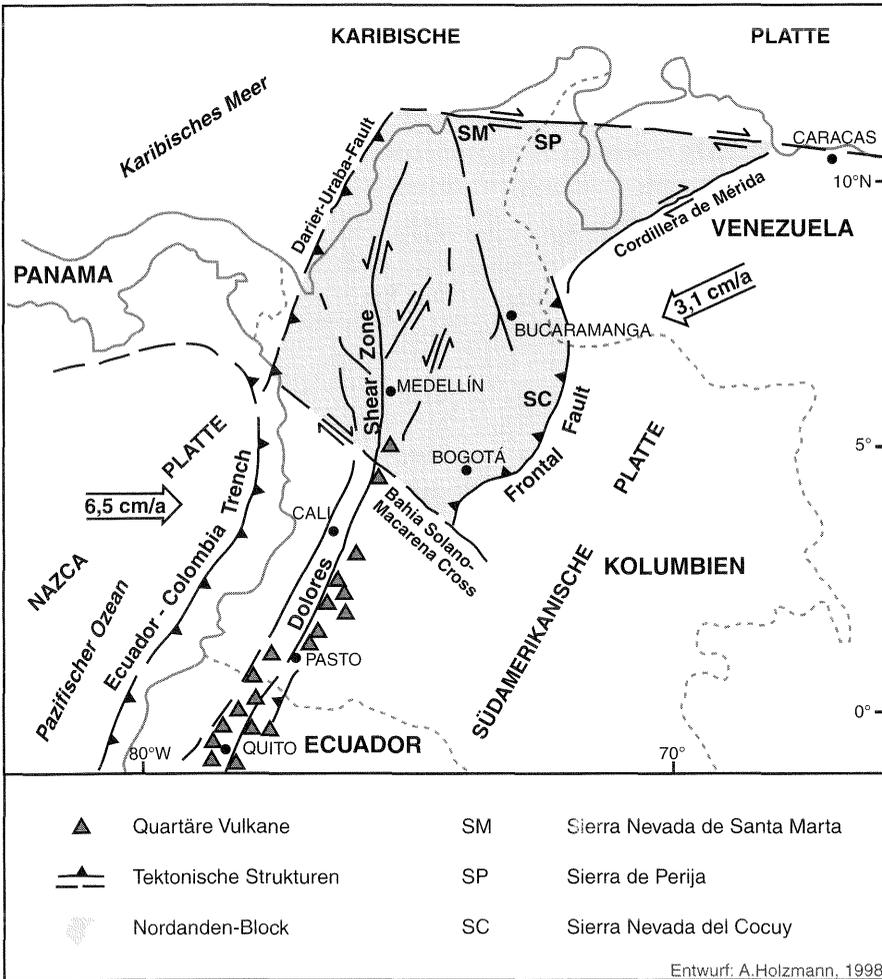


Abb. 2: Tektonische Situation im Nordwesten Südamerikas (verändert nach CLAPPERTON 1993)

die im Bereich der Boconó-Störung im Osten des Nordandenblocks angehoben wurde. Die Störungslinie teilt die Kordillere in die nördliche Sierra de la Culata und die südliche Sierra Nevada de Mérida (s. Abb.1). Eingehendere Untersuchungen zur Tektonik der Nordanden sind in CLAPPERTON (1993) und SCHUBERT/VIVAS (1993) zu finden.

## 2.2 Klima

Die Lage der Sierra Nevada um 8°N hat zur Folge, daß das Klima die charakteristischen Merkmale der Tropen aufweist. Von März bis November kommt es unter ITC-Einfluß regelmäßig zu Konvektionsniederschlägen mit zwei Niederschlagsspitzen im April und Oktober. Lediglich von Dezember bis Februar bestimmt die subtropisch-randtropische Hochdruckzone mit NE-Passateinfluß das Klima der Kordillere. Diese trockenere Jahreszeit wirkt sich v.a. in den innerandinen Gebieten aus. Dort kann es nicht in dem Maße zu Stauniederschlägen wie an den Außenflanken der Kordillere kommen, wo die NE-Passate Regen bringen.

Die Bedeutung der konvektionalen Niederschläge für die Sierra Nevada ergibt ferner eine höhenabhängige Feuchteverteilung. Meßdaten aus Klimastationen entlang der Teleférico zeigen die Entwicklung der Niederschläge mit aufsteigender Höhe. Von Mérida im Talgrund bei 1 470 m NN (1 776 mm/a; Flughafen) steigt die Jahressumme auf über 2 000 mm in Höhe der beiden Zwischenstationen La Montaña (2 460 m NN) und La Aguada (3 446 m NN); über diesem Kondensationsniveau sinkt die Zahl wieder bis zur Gipfelstation Pico Espejo (4 765 m NN) auf unter 900 mm (ABREU/ZERPA 1985). Die Nordwestseite der Sierra Nevada ist damit wesentlich feuchter als die gegenüberliegende, zum Nuestra-Señora-Tal hin exponierte Flanke. Ein Vergleich zwischen La Montaña (2 460 m NN, 2 015 mm/a) und dem auf einem Sporn über dem Rio Nuestra Señora gelegenen Dorf Los Nevados (2 600 m NN, 899 mm/a) macht die Benachteiligung der Südostseite deutlich. Die hohen Niederschlagswerte um Mérida, das trotz seiner Lage in einem innerandinen Längstal immerhin etwa so viel Niederschlag erhält wie die von den Stauniederschlägen der Passatwinde profitierende Nordflanke der Kordillere bei El Vigía, erklären WALTER und BRECKLE (1984) mit der hohen Nebelfeuchtigkeit in Mérida. Über ein hoch gelegenes Nebeltal gelangen feuchte Luftmassen in die Region, die pro Jahr über 200 Regentage mit mehr als 0,1 mm aufweist.

Das Nuestra-Señora-Tal jenseits des Hauptkammes der Sierra Nevada liegt dagegen im Regenschatten des feuchten Mérida. Da auch der NE-Passat bereits zu einem großen Teil an den vorgelagerten Erhebungen abregnet, kann man hier von einem „doppelten Regenschatteneffekt“ sprechen, wobei jedoch am Oberlauf immer noch vollhumide Verhältnisse vorherrschen. Die in der Regenzeit dort fallenden Niederschläge sind auf die Talsituation des Rio Nuestra Señora zurückzuführen. Am Vormittag heizen sich am Unterlauf und im Chama-Tal Luftmassen auf und drän-

gen in das enge Kerbtal hinauf. Im Tagesverlauf stauen sich Wolken am Talschluß, wo ein „Weiterfließen“ dieser Luftmassen erschwert wird. Der talabwärts gerichtete Rückstau der Wolken sorgt zumindest am Oberlauf bis etwa Los Nevados in der Regenzeit für hohe Niederschlagswerte mit Monatssummen über 100 mm.

Flußabwärts von Los Nevados sinken die Werte, die Trockenzeit (verano) dauert drei bis vier Monate. Trockenster Bereich des Arbeitsgebietes ist der semiaride südwestliche Gebirgsfuß der Sierra Nevada unterhalb 1 200 m NN am Zusammenfluß von Rio Chama und Rio Nuestra Señora mit weniger als 600 mm Jahresniederschlag. Diese Region gehört bereits zu der innerandinen Trockentalinsel, die noch weiter flußabwärts im Chama-Tal bis auf etwa 400 m NN hinabreicht, bis der Fluß sich bei Estanquez nach Norden wendet (HUECK 1961). Von da an steigen die Jahresniederschläge wieder, da in das nun nach Norden geöffnete Tal die Passate vom Maracaibo-Becken wieder Stauniederschläge bringen.

Angesprochen wurde bereits das Tageszeitenklima mit einem nur schwach ausgeprägten Jahresgang der Temperatur. In Mérida-Flugplatz (1 470 m NN) mit einem Jahresmittel von 19,0°C schwanken die Monatsmittelwerte zwischen 18,2°C (Januar, Dezember) und 19,5°C (Mai), also um 1,3°C. Ähnlich klein ist die Amplitude der Monatsmittelwerte bei den anderen Meßstationen im Arbeitsgebiet. Bei einem mittleren vertikalen Temperaturgradienten von 0,6°C/100 m für das tropische Südamerika – dieser Gradient wird von ABREU und ZERPA (1985) für die Sierra Nevada de Mérida bestätigt – ergibt sich für das Arbeitsgebiet eine klimabedingte Höhenstufung. Nach der Klassifizierung von Lauer für lateinamerikanische Tropengebirge reicht das Stufenspektrum hier von der Tierra caliente bis zur Tierra nevada (RATHJENS 1982).

Wesentlich interessanter für morphodynamische Prozesse ist der Tagestemperaturverlauf in einem tropischen Hochgebirge. Dabei hängt die Temperaturamplitude eines Tages vor allem von der Witterung ab. In der niederschlagsarmen Trockenzeit von Dezember bis Februar/März erreichen die Maximaltemperaturen in den Mittagsstunden bei starker Einstrahlung zwar höhere Werte als im übrigen Jahr, nachts wird es bei wolkenlosem Himmel aufgrund hoher Ausstrahlung allerdings auch wesentlich kälter. Dies bedeutet zum einen, daß in den feuchten Bereichen tropischer Hochgebirge die absolute Frostgrenze um einiges höher liegt als in trockeneren. Ein Vergleich der Klimastationen Mucubají und La Aguada belegt dies eindeutig. Beide Meßorte liegen auf ca. 3 500 m NN; Mucubají etwa 40 km nordöstlich von Mérida auf einem Paß, La Aguada als Station der Teleférico unmittelbar südöstlich der Stadt auf der feuchten Nordflanke. Mit knapp unter 1 000 mm/a erhält Mucubají nur etwa die Hälfte der Niederschläge La Aguadas, dafür tritt Frost an dem trockeneren Standort regelmäßig auf, wohingegen La Aguada noch nahezu frostfrei bleibt (s. Abb.3).

Andererseits konzentrieren sich die Frostvorkommen ganz klar auf die trockenen Monate. Von den 81 Frosttagen, die in Mucubají pro Jahr im Durchschnitt ge-

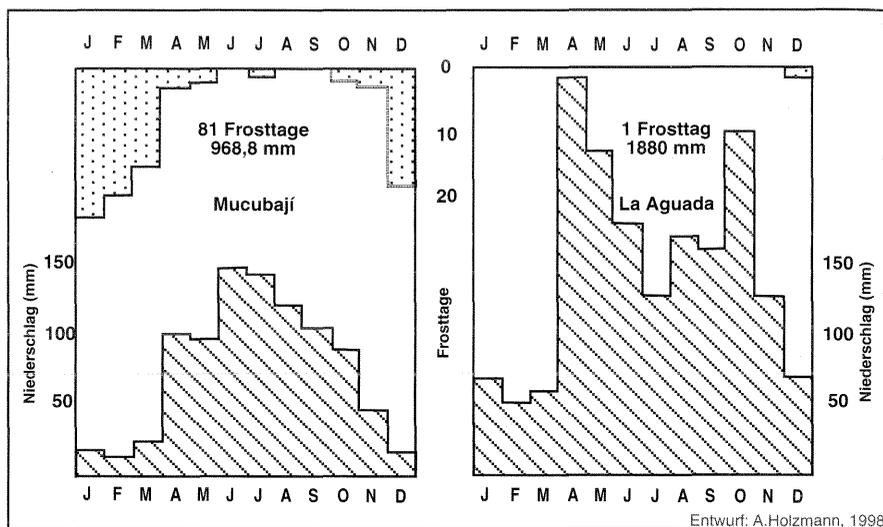


Abb. 3: Zusammenhang zwischen Niederschlag und Frostvorkommen am Beispiel zweier unterschiedlich feuchter Meßstationen (La Aguada, 3445 m/NN; Páramo de Mucubají, ca. 3500 m/NN) (eigener Entwurf)

messen werden, fallen ungefähr 75 auf die Monate Dezember bis März (zusammen weniger als 100 mm Niederschlag). In den Monaten mit jeweils über 100 mm Niederschlag (Juli bis September) bleibt Mucubají in der Regel frostfrei. Um La Aguada hingegen beträgt die Niederschlagsmenge selbst in der Trockenzeit jeden Monat deutlich über 50 mm, so daß man eigentlich nicht von einer Trockenzeit sprechen sollte. Im Durchschnitt wird nur an einem Tag im Jahr die 0°C-Grenze unterschritten (SARMIENTO 1986). Auf der Südostflanke des Arbeitsgebietes gibt es keine Klimastation auf entsprechender Höhe, der bereits erwähnte Vergleich zwischen der Station La Montaña (2460 m NN, 2015 mm/a) und Los Nevados (2600 m NN, 899 mm/a) läßt jedoch vermuten, daß die trockenere Südostseite möglicherweise eine tiefere absolute Frostgrenze und insgesamt eine höhere Frosthäufigkeit aufweist. Weil die beiden erwähnten Meßorte jedoch deutlich unterhalb der absoluten Frostgrenze liegen, bleibt es hier bei einer Vermutung.

### 2.3 Böden

Die klimabedingte Höhenstufung in der Sierra Nevada de Mérida spielt für die räumliche Anordnung verschiedener Bodentypen eine entscheidende Rolle. Durch die für die Tropen typische Dominanz intensiver chemischer Verwitterung sind die anstehenden Gesteine bis zu einer Höhe von ca. 3000 m NN tiefgründig zersetzt (BARTELS 1970). Vorherrschend sind in dieser unteren Stufe rötlich-braune lehmige Substrate, wobei die Tiefgründigkeit vom Relief und der Dichte der Vegetationsdecke

abhängt. So sind als Extrembeispiel auf den gerodeten, landwirtschaftlich genutzten Steilhängen des Nuestra-Señora-Tales deutliche Spuren von Abspülung zu erkennen, in diesem Fall sind die Böden teilweise nur noch als Relikte erhalten. Unter den tropischen Bergwäldern, die bis auf das Trockental im Südwesten große Teile des Arbeitsgebietes bis hinauf zur klimatisch bedingten Baumgrenze einnehmen würden, sind die Abspülmengen nur sehr gering. Dies gilt auch für die feuchtere Nordflanke mit über 2000 mm/a Niederschlag.

In den höher gelegenen Regionen des Gebirges fällt vor allem an Wegböschungen der mächtige schwarze Páramoboden auf. Dabei tauchen in der Literatur mehrere Namen für diesen paramotypischen Bodentyp auf, teils bedingt durch Anwendung unterschiedlicher Klassifizierungssysteme. STURM (1978) zitiert z.B. PANNIER (1969) und KUBIENA (1970), die die Böden unter den typischen Pflanzengesellschaften des Páramo zwischen ca. 3500 und 4000 m NN als Ranker mit einer stellenweise bis über einen Meter mächtigen moderigen bis mullartigen Humusaufgabe klassifizieren. Derartige Mächtigkeiten des O- und A-Horizontes konnten auch im Arbeitsgebiet beobachtet werden, v.a. in muldenförmigen Verebnungen oder Hangverflachungen. An diesen Stellen wurde zudem häufig ein anmooriger Oberboden ausgemacht. Die schwarze Farbe ist hauptsächlich auf pflanzliche Bestandteile (Páramogräser) zurückzuführen und wird durch Pilzbefall oder Inkohlungsprozesse verursacht. Als allgemeingültig für Böden der verschiedenen Páramoregionen gelten starke Acidität mit pH-Werten zwischen 3 und 5, hohe Wasserkapazität und hoher Feuchtigkeitsgehalt und der bereits erwähnte beträchtliche Anteil an organischen Stoffen. Dagegen treten Auswaschungs- und Anreicherungsprofile im Normalfall nur in den anmoorigen Böden von Verebnungen auf. Als Gründe für die Entwicklung solcher mächtiger humoser Böden im Páramo werden „(...) gute und gleichmäßige Durchwurzelung, kontinuierliche Nachlieferung von leicht abbaubarer organischer Substanz (...), gleichmäßig hohe Feuchtigkeit, sehr geringe Frosthäufigkeit (im Boden), (und) durchgehendes Gefüge von kleinsten Hohlräumen (...)“ aufgeführt (STURM 1978: 41).

Als Übergangsböden zwischen den Páramoböden und den tiefer gelegenen tropischen Lehmböden gelten laut KUBIENA die humusreichen Braunlehme etwa zwischen 3200 und 3500 m NN, desweiteren sind noch die skelettreichen Gebirgsrohböden der subnivalen Höhenstufe zu erwähnen.

## **2.4 Vegetation**

Noch viel deutlicher als eine vertikale Gliederung der Böden ist die Höhenstufung der Vegetation in der Sierra Nevada de Mérida erkennbar. Von den tropischen Bergwäldern bis hinauf zu den nahezu vegetationsfreien Gipfelfluren reicht das Höhenspektrum. Besonders beeindruckend ist jedoch der von der Niederschlagsverteilung im Arbeitsgebiet abhängige Wandel der Vegetation innerhalb weniger Kilo-

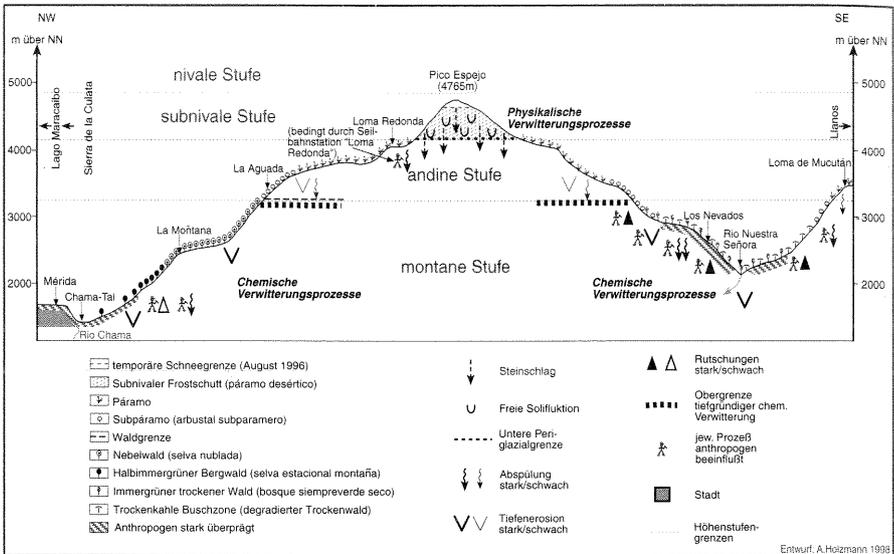


Abb. 4: Vegetationsstufung und rezente geomorphologische Höhenstufung in der Sierra Nevada de Mérida (eigener Entwurf)

meter von der feuchten Nordflanke zu dem im Regenschatten liegenden Trockental südlich von Ejido (s. Abb.4).

*Trockental:*

In den trockensten Regionen im Bereich des Chama-Nuestra-Señora-Zusammenflusses sind bei weniger als 500 mm Jahresniederschlag Kakteen-Halbwüsten (*Pilocereus sp.*, *Lemaireocereus sp.*) vertreten (HUECK 1961). Etwas talaufwärts wird die 500 mm-Jahressumme i.d.R. überschritten und erste Dornbüsche und Erdbrömlen kommen hinzu (WALTER 1977). Entscheidend ist hierbei eigentlich nicht so sehr die Jahresniederschlagssumme, sondern die Wasserverfügbarkeit für die Pflanzen. Jene ist im steilwandigen Kerbtal des Rio Nuestra Señora weitaus niedriger als die durchschnittlich abregnenden 500 bis 600 mm/a am Unterlauf des Flusses, da der Regen schnell zur Tiefenlinie abfließt und nur zu einem kleinen Teil im Boden versickert. Dieser die Trockenheit verstärkende Effekt beschränkt das Pflanzenkleid hier auf speziell angepasste, z.B. sukkulente Wuchsformen.

*Tropische Bergwälder:*

In nordöstlicher Richtung treten bei abnehmender Anzahl arider Monate und steigenden Niederschlägen immer mehr Baumarten auf. *Bombaceae* und *Erythrina*-Arten sind typische Vertreter der bis zu 20 m hohen Wälder, die in der Trockenzeit ihre Blätter abwerfen. Im unteren Bergwald südlich von Mérida sind den laubwer-

fenden Arten bereits immergrüne beigemischt, weshalb man hier von einem halbimmergrünen Bergwald spricht. Diese dichten, bereits über 25 m hohen Waldbestände, die bis etwa 2000 m NN aufsteigen, sind reich an Epiphyten und Lianen, insbesondere *Bromeliaceae* bzw. *Araceae* (HUECK 1961). Auffälligster Vertreter der *Bromeliaceae* ist *Tillandsia usneoides*, eine Bartflechte, die meterlang von vielen Bäumen herabhängt. Sie gedeiht besonders um Mérida gut, da hier die hohe Zahl an Regentagen den feuchteliebenden Bartflechten, die über Saugschuppen das Niederschlagswasser bzw. die Nebelfeuchte aufnehmen, entgegenkommt (WALTER 1977). Der untere halbimmergrüne Bergwald liegt keineswegs mehr als geschlossene Vegetationsstufe vor. Durch den vom Ballungsraum Mérida ausgehenden Siedlungsdruck sind große Areale bereits gerodet und zu Siedlungs- oder landwirtschaftlich genutzten Flächen umfunktioniert worden.

Oberhalb des halbimmergrünen Bergwaldes, also ab etwa 2000 m NN, ist im Bereich der höchsten Niederschläge im Arbeitsgebiet ein montaner Nebelwald (*selva nublada*) ausgeprägt (VARESCHI 1980). Das feucht-kühle Klima führt zu einem maximalen Epiphytenbewuchs im Nebelwald. Die bis zu 45 m hohen Bäume sind dicht mit *Bromeliaceae*, Orchideen, *Hymenophyllaceae* (Hautfarnen), epiphytischen Moosen und Flechten bewachsen. Die 60 bis 80 Holzarten (HUECK 1961) bilden mit ihren breiten Kronen ein geschlossenes Dach; auftretende Lücken werden schnell durch Pionierpflanzen geschlossen, v.a. *Zekropia*-Bäume mit ihrer silbrig-weißen Blattoberfläche sind als heller Kontrast zu den übrigen Bäumen weithin sichtbar.

Im Gegensatz zur Nordflanke sind die zum Rio Nuestra Señora gewandten Hänge der Sierra Nevada weitgehend waldfrei. Durch die intensive landwirtschaftliche Nutzung mit sowohl Weide- als auch Ackerflächen sowie Brennholzentnahme ist der hier natürlich vorkommende immergrüne Trockenwald (*bosque siempreverde seco*) vorwiegend in die Tiefenlinien des Hauptflusses und seiner zahlreichen Zuläufe zurückgedrängt. Dominante Art ist die Andenerle *Alnus jorullensis*, die neben sich auch kaum eine andere Art aufkommen läßt (HUECK 1961).

#### *Páramos:*

Bis etwa 3250 m NN reichen die Bergwälder an der Nordseite hinauf, wo sie über eine Gebüschstufe in die Páramos übergehen. Während die obere Waldgrenze hier recht deutlich auszumachen ist, fällt eine klare Abgrenzung „Bergwald - Páramo“ auf der Südseite schwer, da geschlossene Waldflächen rar sind. Der anthropogene Eingriff in die Landschaft hat dazu geführt, daß der immergrüne Trockenwald, wo er noch vorhanden ist, zu einem immergrünen Trockenbusch degradiert wurde, der nahezu übergangslos in die Gebüschstufe der unteren Pámoregion übergeht. Die Reliktbestände des Trockenwaldes in den Tiefenlinien reichen aufgrund der Klimagunst in diesen geschützten Lagen über die potentielle Waldgrenze hinaus, zumindest läßt sich dieses Phänomen auf der Nordflanke beobachten, wo der Nebelwald in den Kerbtälern teils bis auf 3500 m NN aufsteigt.

Schon die Bedeutung des altspanischen Wortes „páramo“ – schlechtes, baumfreies Land (RAUH 1988) – macht deutlich, daß es sich um baumlose Grasfluren oberhalb der Waldgrenze handelt, die, sieht man einmal von extensiver Beweidung ab, nicht mehr landwirtschaftlicher Nutzung unterliegen. In den meisten Arbeiten über die Vegetation der Páramos (z.B. LAUER 1979, RAUH 1988, VARESCHI 1970) findet sich eine Dreiteilung dieser Stufe in den unteren Sub-Páramo (im Untersuchungsgebiet etwa zwischen 3 250 und 3 500 m NN), den Páramo i.e.S. in seiner optimalen Ausbildungsform (3 500 bis 4 300 m NN) und den Super-Páramo (4 300 bis 4 700 m NN), der bis in die Gipfelregionen der höchsten Erhebungen der Sierra Nevada reicht.

Neben nun verstärkt auftretenden baumfreien Flächen ist im Sub-Páramo ein bis zu 5 m hoher Niederwald, der sogenannte „Chirivital“, charakteristisch. Er ist sehr artenreich und weist ein vielschichtiges, kompliziertes Gefüge auf (VARESCHI 1980). Nach RAUH (1988) haben viele Sträucher des Sub-Páramos sklerophylle Blätter mit einer derben Cuticula und Dornbildungen vorzuweisen. Wegen der zahlreichen *Ericaceae*, v.a. *Vaccinium*, *Pernettya* und *Cavendishia* sind hier als wichtigste Gattungen zu nennen, wird die Gebüschstufe im unteren Páramo oft auch als Ericaceen-Gürtel bezeichnet (STURM 1978).

So wie die Sklerophyten im Sub-Páramo bereits als Anpassungsform an die extremen Strahlungsverhältnisse oberhalb der wolkenverhangenen Bergwälder anzusehen sind, weisen auch die Pflanzen im optimal ausgebildeten Páramo zwischen 3 500 und 4 300 m NN speziell an die äußeren Bedingungen angepaßte Wuchs- und Lebensformen auf. Als erstes sind in diesem Zusammenhang die Schopfrosettenpflanzen zu nennen, die fast ausschließlich der Gattung *Espeletia* angehören und mit einigen, teils schwer voneinander zu unterscheidenden Arten auch im Arbeitsgebiet vertreten sind. Nach MONASTERIO (1986) existieren in Venezuela über 50 Espeletien-Arten, deren systematische Behandlung „trotz der seit langem betriebenen Herbarisierung der meisten Arten noch immer nicht annähernd vollständig“ ist (VARESCHI 1980: 221). Ihr auffällender Habitus bietet gleich in mehrfacher Hinsicht Schutz vor den Extrembedingungen im Páramo. So krümmen sich die Rosettenblätter nachts bei sinkenden Temperaturen nach innen, um die jüngsten Blatt- und Infloreszenzprimordien zu schützen. Tagsüber weichen sie wieder nach außen in die Ausgangsstellung zurück. Die schmal-lanzettlichen Blätter vieler Espeletien-Arten tragen eine dichte, silbrig-weiße Behaarung, welche die Transpiration mindert sowie vor Wind austrocknung und raschen Temperaturwechseln schützt. Abgestorbene Blätter hüllen die Sproßachse in einen dicken, widerstandsfähigen Mantel, der einen mehrere Meter hohen Stamm bilden kann. Sekundäres Dickenwachstum findet jedoch nur in geringem Maße an der Sproßbasis statt, aufgrund des mächtigen primären Markkörpers sollte man von den „Frailejonien“ deshalb nicht als Baum, sondern als Staude sprechen (RAUH 1988).

Ein zweiter landschaftsbestimmender Wuchstyp im Páramo sind die abundanten Büschel- oder Horstgräser. Die perennierenden Chamaephyten werden bis zu

einem Meter hoch, der horstförmige Wuchs entsteht durch basal-periphere Verzweigung, wobei auch hier wieder tote Blattscheiden eine schützende Hülle um die jungen Triebe bilden. Im Inneren der Horste werden im Durchschnitt im Vergleich zur unmittelbaren Umgebung 5-7°C höhere Temperaturen gemessen (RAUH 1988). Wichtigste Gattungen sind die auch bei uns verbreiteten Gramineen *Festuca*, *Agrostis*, *Poa*, *Stipa* und *Calamagrostis*. Im Gegensatz zu den alpinen Matten werden allerdings keine geschlossenen Rasen, sondern lückenhafte Grasfluren gebildet.

Eingeschränkt werden muß die zuvor gemachte Charakterisierung der Páramostufe als „baumfreies Land“. Denn gerade in den Páramos um Mérida sind an besonderen Standorten bis zu 1 000 m über der eigentlichen Waldgrenze inselhafte Vorkommen des sogenannten „Bosque coloradito“ anzutreffen. Der vier bis sechs Meter hohe hochandine Wald setzt sich hauptsächlich aus der Rosacea *Polylepis sericea* zusammen, deren vielschichtige („poly“-lepis) rötliche Borke für den lokal verbreiteten Namen „Coloradito“ verantwortlich zeichnet (HUECK 1961). Optimal sind die *Polylepis*-Wälder zum einen auf sonnenexponierten Schutthalden entwickelt, zum andern jedoch auch in tiefen wind- und frostgeschützten Schluchten oder Karmulden. Bei den meisten Standorten handelt es sich demnach um Wärmenischen.

Somit reichen die höchsten Waldvorkommen in der Sierra Nevada de Mérida bereits an die ab etwa 4 300 m NN einsetzende Super-Páramo-Stufe heran. Diese ist durch eine hohe Zahl an Frostwechseltagen gekennzeichnet und grenzt nach oben an die nivale Hochgebirgsstufe. In der trockeneren Sierra de la Culata setzt der Super-Páramo bereits bei etwa 4 000 m NN ein, die relativ hohen Niederschläge im Arbeitsgebiet verschieben die Untergrenze also um eine beträchtliche Höhendistanz nach oben (MONASTERIO 1979). Bis zu einer Höhe von 4 600 m NN kommen immer noch bestimmte Espeletien-Arten vor (VARESCHI 1970), ihr wichtigster Begleiter ist das „Stechgras“ *Aciachne pulvinata*, das in ringförmigen Kolonien wächst. Aufgrund der immer lückenhafter werdenden Vegetationsbedeckung wird diese Stufe auch als wüstenhafter Páramo (span.: „páramo desertico“) bezeichnet (MONASTERIO 1979).

In den Gipfelregionen schließlich sind lediglich noch Flechten als Pioniervegetation vorzufinden. Frostschuttflächen und das fehlende Feinmaterial ermöglichen neben dem unwirtlichen Klima das Wachstum höherer Pflanzen nicht mehr.

### **3 Morphogenese der Sierra Nevada**

#### **3.1 Der geomorphologische Formenschatz im Kartiergebiet**

##### *Der glaziale Formenschatz*

Die im Pleistozän erfolgte glaziale Überprägung der Sierra Nevada de Mérida drückt sich auch im Formenschatz des ausgewählten Kartiergebietes deutlich aus.

Im Zuge der kaltzeitlichen Schneegrenzendepression bildeten sich Gletscher, die bis zum heutigen Tag sichtbar glazial geprägte Reliefformen schufen. Vor einer detaillierten Beschreibung des Kartiergebietes ist als Orientierungshilfe eine Gliederung des Kartiergebietes in seine geomorphologischen Grundeinheiten zu geben (vgl. Karte im Anhang). Die Kartierungslegende wurde nach SCHRÖDER (1996) und SCHRÖDER, GUNJA & FICKERT (1996), bei notwendiger Anpassung an den Formenschatz der inneren Tropen, entworfen.

Rückgrat des zu kartierenden Areals ist der scharfkantige Hauptkamm der Sierra Nevada zwischen Ostflanke des Pico El León und Westseite des Pico-Bolívar-Massivs. Zugleich ist der Kamm Talscheide, denn im nördlichen Abschnitt entwässert die Quebrada *Caño Espejo* zum Rio Chama nach Mérida hinab, südlich bildet die *Quebrada La Media Luna* den Hauptabfluß zum Rio Nuestra Señora. Sowohl Caño Espejo, als auch La Media Luna mit ihrem rechten Zufluß, der *Quebrada El Montos*, verlaufen in Tälern, welche die durch erosive Gletscherwirkung verursachte U-förmige Trogtalform aufweisen. Talschluß sind auf der Nordabdachung die zwei Kare der *Laguna Negra* und *Laguna Los Antejos*, auf der Südseite stellt das Kar der *Laguna Cara Sucia* den Talschluß der Quebrada El Montos; vier weitere Kare, von denen nur das größte im Kartenmaterial namentlich bezeichnet ist (*El Gallo*), bilden den Talursprung des La-Media-Luna-Tales.

Auffallend ist das relativ einheitliche Höhengniveau der insgesamt sieben Kare im Kartiergebiet. Die Karböden liegen allesamt zwischen 3 900 und 4 100 m NN. Im Vergleich zur heutigen klimatischen Schneegrenze, die SCHUBERT (1992) bei ca. 4 700 m NN ansetzte, was etwa der temporären Schneegrenze im August 1996 nach allerdings starken Schneefällen entspricht, betrug die pleistozäne Depression der Schneegrenze also rund 800 m, wenn man das Karbodenniveau als kennzeichnend für die pleistozäne Schneegrenze heranzieht (SCHRÖDER/BERKNER 1986). Nach eigenen Beobachtungen scheinen jedoch die Angaben von GRAF (1995) und VARESCHI (1970), die die Schneegrenze der Sierra Nevada mit 4 800-4 900 m NN bzw. 4 850 m NN angeben, eher zuzutreffen. Dies ergäbe ein Ansteigen der Schneegrenze um etwa 1 000 m seit der maximalen Depression im Pleistozän.

Der während der Kaltzeiten z.B. in Felsnischen verstärkt angesammelte Schnee wurde unter wachsendem Druck zu Firn und Eis und schuf auch im Kartiergebiet die typische Erscheinungsform der Kare. Besonders eindrucksvoll ist der Blick von der Seilbahnstation Loma Redonda in das unterhalb von Pico Espejo und Pico Bolívar gelegene mächtige Stufenkar der Lagunas de los Antejos. Deutlich voneinander getrennt sind die vier zwischen 3 900 und 4 100 m NN gelegenen Stufen, wobei hinter der höchstgelegenen Treppe die mehrere hundert Meter hohe Rückwand zum Hauptkamm aufsteigt. Dieser sowie auch einige Nebenkämme wurden durch die Glazialerosion versteilt und vergratet, die Gipfel zu hornartigen Drei- und Vierkantgipfeln umgeformt.

Im Bereich der Kare sind auch die am besten erhaltenen glazigenen Formen anzutreffen. So fallen die durch die schleifende Wirkung der Gletscher beeinträch-

tigten Felsflächen insbesondere auf der Karschwelle ins Auge. Glattpolierte Rundhöcker sind hier ebenso zahlreich wie die Gletscherschrammen und Kritzer im anstehenden Gestein, welche die Eisbedeckung und Fließrichtung des Gletschers zuverlässig anzeigen. Die Tatsache, daß die Schwelle eines jeden Kares im Kartiergebiet die erwähnten glazigenen Formen aufweist, macht deutlich, daß die Gletscher in den Kaltzeiten des Pleistozäns das Stadium der Karmuldengletscher übertrafen und sich als Talgletscher ihren Weg in Richtung Chama- bzw. Nuestra-Señora-Tal bahnten. Bestätigt wird diese Aussage durch die unmittelbar an die Karschwelle anschließenden Trogtäler, die von dem talwärts fließenden Gletschereis geschaffen wurden. Das rechte Seitental des La-Media-Luna-Haupttales, in dem heute die Quebrada El Montos fließt, beheimatete im Pleistozän ebenfalls einen Gletscher. Dieser nur etwa 1500 m lange Seitentalgletscher schuf aufgrund geringerer Erosionskraft ein im Vergleich zum Haupttal wesentlich flachgründigeres Trogtal, das nach dem Eisrückzug nun als Hängetal vorliegt. Die Quebrada El Montos überwindet als Sturzbach die Stufe zum Haupttal, wo sie in die Quebrada La Media Luna mündet. Hier wird die ehemalige Mächtigkeit des Hauptgletschers besonders deutlich. Vom Niveau der Hängeteleinmündung bis hinab zum Talboden des Haupttales müssen etwas mehr als hundert Höhenmeter überwunden werden.

Das Vorhandensein von Karen und Trogtälern läßt auch Moränenablagerungen erwarten, die, z.B. in Form von Endmoränen, längeranhaltende Eisrandlagen des Talgletschers anzeigen. Die am tiefsten liegenden Moränen sind dabei zugleich auch die ältesten Ablagerungen. Sie markieren den maximalen Eisvorstoß während des Pleistozäns, da sie von keinem danach folgenden Vorstoß mehr „überfahren“ und aus dem Tal ausgeräumt wurden. Die mit Abstand größte Moräne (M1) begleitet als rechte Talflanke das La-Media-Luna-Tal von der Hängeteleinmündung bei etwa 3600 m NN talabwärts als Seitenmoräne bis auf ca. 3100 m NN hinab (s. Abb.5), wo sie als Endmoränenbogen die ehemalige maximale (?) Randlage des La-Media-Luna-Gletschers und dessen Zungenform markiert. Aufgrund des mittlerweile dichten Bewuchses mit Páramogebüsch ist die etwa 150 Meter hohe Moräne, die flußabwärts an Höhe verliert, gut gegen fluviale Erosion geschützt und zeigt deshalb nur an wenigen Stellen Ansätze einer Rinnenbildung. Weshalb auf der linken Talseite ein entsprechendes Gegenüber dieser Moräne augenscheinlich fehlt, soll im nachfolgenden Kapitel diskutiert werden, ebenso das Fehlen entsprechender Moränenablagerungen auf der Nordflanke des Kartiergebietes.

Spät- und postglaziale Klimaschwankungen hatten auf die Entwicklung der Talgletscher sichtbare Auswirkungen, wobei wiederum das La-Media-Luna-Tal mit seinem Formenschatz eine deutlichere Sprache spricht als das Caño-Espejo-Tal auf der Nordseite der Sierra Nevada. Neben der erwähnten M1-Moräne als ältestem Zeugen konnten im Talgrund insgesamt fünf weitere, mehr oder weniger deutliche und meist gestaffelte Endmoränenzüge kartiert werden (M2-M6), welche den Gletscherrückzug im Spätglazial belegen. Dabei kann es sich um Moränen handeln, die entweder infolge einer Stillstandsphase des Gletschers bei seinem Rückzug oder nach



Abb. 5: Moräne M1 im La-Media-Luna-Tal (eigene Aufnahme)

einem kleineren Vorstoß bei vorübergehender Abkühlung des Klimas entstanden sind.

Die Moränen M2-M5 liegen, jeweils gemessen an ihrer Stirn, auf 3 400 m, 3 500 m, 3 640 m und 3 810 m über NN. Besonders M2 und M3 sind noch klar zu erkennen und trotz des höheren Alters aufgrund ihrer Mächtigkeit besser erhalten als die nur als flache Erdwälle vorhandenen jüngeren M4 und M5. Letztere sind schließlich von einem nur noch kurzen Rest des La-Media-Luna-Gletschers aufgebaut worden, der im ausgehenden Pleistozän wahrscheinlich wesentlich weniger Material mit sich führte als beim Aufbau von M2 und M3. Auch die Dauer des relativen „Stillstandes“ des Gletschers bei 3 640 bzw. 3 810 m NN (M4/M5) war wohl deutlich kürzer als bei den beiden tiefer liegenden Endmoränen. Deren Staffelung in mehrere klar voneinander unterscheidbare Wälle läßt zudem darauf schließen, daß der Gletscher zu dieser Zeit nach mehrfachem Rückzug und Wiedervorstoßen an der selben Stelle zum Liegen kam. Begünstigt wurde dies bei M3 durch eine natürlich

Talverengung. Der Felsvorsprung, der dort fast bis zur Talbasis reicht, konnte von der Gletscherzunge im Spätglazial bald nicht mehr überwunden werden, weshalb die Endmoräne M3 nicht rein zufällig auf diesem Höhenniveau zu finden ist.

Während man die Moräne M5 auf 3810 m NN noch als Endmoräne des rudimentären Talgletschers bezeichnen kann, da sie nur noch einige Hundert Meter von der Karschwelle entfernt liegt, sind die nächsthöheren Ablagerungen (M6) bereits als Zeugen des Gletscherrückzuges in die Karmulde zu sehen: In einigen der Kare finden sich auf der Schwelle in der Regel nur etwa einen bis zwei Meter hohe Moränenwälle, die darauf hindeuten, daß sich die Gletscher während spätglazialer Erwärmung noch einige Zeit als Kargletscher halten konnten. Möglicherweise wurde auch durch das aus den umliegenden Felswänden stammende Steinschlagmaterial der Eisrest im Kar zugeschüttet und somit der Abschmelzprozeß verzögert.

### *Der periglaziale Formenschatz*

Nachdem die Gletscher am Ende des Pleistozäns völlig aus den Karen verschwunden waren und bis zum heutigen Tag nur noch als Felswandvergletscherung vorliegen, erfuhr auch der glaziale Formenschatz im Kartiergebiet einige deutlich sichtbare Veränderungen. Nicht nur die periglazialen Verhältnisse in den fortan eisfreien Gebieten, sondern allein schon die nach dem Gletscherrückzug fehlende Stützkraft des Eises für versteilte Talflanken, Karrückwände oder Felswände führte zu Formveränderungen. Unter diesem Aspekt ist u.a. auch der subrezente Felssturz im Kar der Laguna Cara Sucia zu sehen (vgl. Karte im Anhang). Die Abrißnische im Bereich der Karrückwand auf etwa 4000 m NN zeigt deutliche Spuren von Verwitterung, und die dazugehörige Akkumulationsform, eine Anhäufung von Felsblöcken und kleineren Gesteinstrümmern im Uferbereich des Karsees Cara Sucia (3920 m NN), ist dicht mit Páramobusch bewachsen.

Der Felssturz gehört damit zu den älteren, fossilen Zeugen des Periglazials, die meist zwischen ca. 3500 und 4000 m NN anzutreffen sind. Denn mit dem Rückzug der Gletscher in höhere Regionen schob sich auch die darunterliegende Periglazialstufe im Zuge der Klimaerwärmung immer weiter nach oben. Flächen, die heute eindeutig nicht mehr dem Periglazialbereich zuzuordnen sind, wie etwa die Gebiete unterhalb 4000 m NN, unterlagen im Spät- und teilweise auch noch im Postglazial periglazialen Verhältnissen. Aus dieser Zeit stammen geomorphologische Formen, die unter dem rezent herrschenden Klima aufgrund dichter Vegetationsbedeckung und fortschreitender Verwitterung nicht mehr so deutlich zu erkennen sind. Der Grad der Veränderung hängt allerdings nicht nur von der Höhe über dem Meeresspiegel, sondern auch von der Exposition ab und kommt deshalb im weiteren Verlauf der Ergebnisanalyse noch einmal zur Sprache.

Analog zu dem erwähnten Felssturz weisen auch die in allen Karen im Kartiergebiet vorliegenden Schuttablagerungen im Bereich der unteren Karrückwand eine entsprechende Altersstruktur auf. Die Schutthalden in den länger eisfreien Karen sind

bereits zumeist mit Horstgräsern bewachsen und deuten auf nur noch schwach ablaufende gravitative Prozesse, in diesem Fall Steinschlag, hin. In den erst seit kürzerer Zeit vom Gletscher verwaisten Kare, wie z.B. dem getreppten Kar der Laguna Los Antojos mit der oberen Kartreppe auf knapp 4100 m NN, sind die Schuttansammlungen noch weitgehend vegetationsfrei, was auf eine rezent hohe Steinschlagaktivität hindeutet. Die Entstehung der Schutthalden ist bedingt durch eine intensive mechanische Verwitterung in den Felswänden oberhalb der Kare. Vor allem Frostwechsel und starke Insolation beanspruchen den Gesteinsverband derart, daß immer wieder Gesteinsbrocken ausgelöst werden und erst in den flacher geneigten Bereichen – und das sind in dieser Höhenstufe vor allem die Karbasen – zum Erliegen kommen. Das ausgelöste Gestein wird dabei oft in Steinschlagrinnen gelenkt und baut sich unterhalb dieser Bahnen als Schutthalde oder -kegel wieder auf, wobei die größten Bestandteile immer am weitesten talwärts vordringen. Gerade im Bereich der Kare liegen mehrere Steinschlagrinnen dicht nebeneinander, so daß die unterhalb gebildeten Schuttkegel zu einem sogenannten Schuttsum oder -fuß zusammenwachsen (LESER 1995) und die Karrückwand auf der gesamten Breite bis zu einem bestimmten Niveau schuttbedeckt ist.

V.a. im La-Media-Luna-Tal südlich des Hauptkammes trifft man auf weitere Formen, die unter vorzeitlichen periglazialen Bedingungen entstanden sind. Nach dem Abschmelzen der Gletscher bleiben beispielsweise häufig Toteisreste schuttbedeckt länger erhalten. Erst später hinterläßt das ausschmelzende Eis kesselförmige Toteislöcher, welche heute dicht mit *Paramobusch* bewachsen sind. Diese mehrere Meter tiefen Kessel, wie sie auf der ostexponierten Media-Luna-Talflanke zwischen 3600 und 3850 m NN anzutreffen sind, laufen talwärts rinnenförmig aus. Die auf Toteisreste zurückzuführenden Hohlformen liegen im Bereich großflächig fossil geglätteter Hänge. Als Ergebnis solifluidaler Schuttkorrosion (SCHRÖDER/ BERKNER 1986) zusammen mit gravitativer Massenbewegung müssen diese geglätteten Hänge, die sich v.a. zwischen 3500 und 4000 m NN erstrecken, unter kaltzeitlichen Bedingungen entstanden sein. Sie weisen eine Hangneigung auf, die dem Neigungswinkel von Schutthalden entspricht. Unter den rezenten Bedingungen in dieser Höhenstufe und angesichts der Vegetationsbedeckung ist auch diese Oberflächenform als inaktives Relikt aus dem Periglazial zu deuten.

Rezent aktive Formen, die auf periglaziale Prozesse zurückzuführen sind, beschränken sich auf Höhen deutlich über 4000 m NN. Und da die Stufe maximaler Frostwechsel in der Sierra Nevada sich seit der letzten Eiszeit bis in die weitgehend vegetationsfreien Gipfelregionen zurückgezogen hat, dominieren im Kartiergebiet derzeit eindeutig Oberflächenformen der freien oder ungebundenen Solifluktion. Die täglich auftretenden Nachtfröste in den höchsten Kammlagen sorgen für eine intensive mechanische Verwitterung und somit für eine erhöhte Schuttproduktion. Die gewaltigen Mengen an Frostschutt sammeln sich als freie Solifluktionsflächen am Fuß der Felswände. Der stetig produzierte Frostschutt verschüttet infolgedessen nach und nach das glaziale Abtragungsrelief. Hohlformen wie Kare oder Trogtäler werden

durch diesen Prozeß mit dem kantigen Material aufgefüllt, die Karsen im Kartiergebiet zeigen eine deutliche Verlandungstendenz oder sind bereits ganz verschwunden. Summa summarum läuft in der Sierra Nevada de Mérida derzeit also ein Reliefausgleich ab und der glaziale Formenschatz wird durch periglaziale Vorgänge zunehmend verwischt.

Für die Ausbildung anderer Oberflächenformen aus dem Bereich der freien Solifluktion, z.B. Steingirlandenböden, oder der gebundenen Solifluktion fehlen im Kartiergebiet anscheinend die nötigen Voraussetzungen. Dort, wo für die Entstehung von Steingirlanden geeignete Verebnungen vorhanden wären, nämlich unterhalb der Felswände und somit ca. unter 4000 m NN, sind Frostwechseltage einfach zu selten. Sie treten hier allenfalls in den trockenen Monaten Dezember bis März gehäuft auf. Bei tageszeitlichem Frostwechsel im tropischen Hochgebirgsraum würden ohnehin nur Mikroformen, z.B. Kammeis, entstehen und keine Steinpolygone bzw. Steinstreifen auf geneigten Flächen, wie sie aus der subpolaren oder polaren Klimazone beschrieben werden (LESER 1995). Zur Ausprägung von Terrassettenböden oder Rasengirlanden als Vertretern der gebundenen Solifluktion ist eine weitgehend geschlossene Vegetationsdecke vonnöten, die in der Solifluktionsstufe der Sierra Nevada fehlt. Auch die Bildung von Blockgletschern als Permafrostanzeiger (KOKAREV, SCHESTEROVA & SCHRÖDER 1997) kann nicht beobachtet werden.

Da der Aufenthalt im Arbeitsgebiet jeweils nur zur Regenzeit stattfand, können an dieser Stelle keine Aussagen über eventuell periodisch während der Trockenzeit auftretende denudativ wirksame Frostphänomene gemacht werden. Daß in der Literatur jedoch mehrfach periglaziale Formen im trockeneren nordwestlichen Teil der venezolanischen Anden (Sierra de la Culata) beschrieben werden, die bis auf 3600 m NN hinabreichen, inklusive durch Kammeissolifluktion verursachte Mikroterrassettenböden oder auch Steinstreifenfluren (SCHUBERT 1975), unterstützt die Hypothese, wonach während der trockenen Periode periglaziale Formen auch im Kartiergebiet in tieferen Lagen auftreten könnten. SCHUBERT schreibt dementsprechend auch von lokalen Kammeisvorkommen in der Sierra de la Culata unterhalb von 3600 m NN zwischen Dezember und März. Für die wesentlich feuchtere Sierra Nevada de Mérida mit geringerer Anzahl an Frostwechseltagen setzt beispielsweise MONASTERIO (1979) die Untergrenze der Kernzone der Periglazialstufe bei 4300 m NN an. Im Gegensatz zu den 4000 m NN in der Sierra de la Culata besteht hier also ein Unterschied von mehreren hundert Höhenmetern, ausgelöst durch die unterschiedliche Feuchteverteilung.

Das Kartiergebiet gehört folglich zu den Gebieten der venezolanischen Anden mit dem am schwächsten ausgeprägten periglazialen Formenschatz. Erst im Bereich der Kammlagen deutlich oberhalb von 4000 m NN sorgen regelmäßige Frostwechsel für die Ausbildung periglazialer Formen.

### *Formbildung durch spülaquatische und fluviatile Prozesse*

Das fließende Wasser als formbildende Kraft spielt in weiten Teilen des Kartiergebietes nur eine untergeordnete Rolle. Hauptgrund sind die zwischen etwa 3 200 und 4 100 m NN für die Morphogenese nur unwesentlichen Verwitterungsprozesse: Während die chemische Verwitterung in dieser Höhe nicht mehr relevant ist, tritt die mechanische noch nicht entscheidend auf. Die relativ frischen, vom Eis bearbeiteten Felsflächen, v.a. die Rundhöckerfluren im Bereich der Karschwellen, sind in der Regel noch schuttfrei, und die fossilen Schutthalden in dieser Höhenstufe sind, wie bereits erwähnt, dicht bewachsen und zeigen kaum Spuren rezenter Schuttproduktion. Der geschlossene Páramobusch sorgt auch dafür, daß im Kartiergebiet kaum Anzeichen von Bodenerosion auszumachen sind, sieht man einmal von anthropogen bzw. zoogen herbeigeführten Schäden im Bereich der Teleférico-Station Loma Redonda oder entlang des Fußweges Mérida - Los Nevados ab. Diese Formengruppe wird in einem eigenen Kapitel beschrieben.

Das Niederschlagswasser, welches die Gipfelregionen der Sierra Nevada erhalten, läuft hauptsächlich in den Karen zusammen, um dann über die von den Gletschern vorgegebenen Tiefenlinien zu entwässern. Dabei erfolgte bereits eine schwache Zerschneidung der Grundmoräne der ehemaligen Gletscher durch die lineare und tiefenerosiv wirksame Kraft der Fließgewässer. Auch die Endmoränenbögen im Kartiergebiet wurden durch sie zerschnitten. In den tieferen Lagen unterhalb der Felsregionen sammeln sich die Niederschläge in kleinen Rinnsalen auf den Hängen. Durch die geringe Kraft dieser Rinnsale sind die Hangbereiche etwa zwischen 4 100 und 3 800 m NN nur in flachmuldige Talbereiche und schwach gewölbte Vollformen gegliedert. Die bereits angesprochene untergeordnete Rolle der Verwitterung in dieser Höhenstufe mag zudem dafür sorgen, daß es hier bei der Ausbildung von Muldentälern bleibt. Erst weiter talabwärts, wo sich die Rinnsale zu Gebirgsbächen mit höherer Erosionskraft vereinigt haben, verstärkt sich auch die Talvertiefung hin zu Kerbtälern.

### *Anthropogener Einfluß auf die Morphologie*

Der enge Zusammenhang zwischen anthropogenem Eingriff in das Kartiergebiet und verstärkt auftretenden bodenerosiven Erscheinungen wurde bereits erwähnt. Nun muß der bearbeitete Geländeausschnitt allerdings als Sonderfall im Bereich der Sierra Nevada herausgestellt werden. Durch den Bau der Teleférico stieg v.a. auf der Nordabdachung die Zahl der Touristen, die sich oft nur für kurze Zeit in unmittelbarer Nähe der Seilbahnstationen aufhielten, exponentiell an. Sprunghaft wuchs in diesem Zusammenhang im Bereich der Stationen La Aguada und Loma Redonda auch die Zahl der Maultiere, die für den Transport der Besucher in Richtung Los Nevados gebraucht wurden. Entsprechende Schäden in der Vegetationsbedeckung sind vor allem auf den Hangbereichen um Loma Redonda festzustellen, wo sich durch die stellenweise nur noch inselhafte Pflanzendecke größere Angriffsflächen für

Abspülung von Bodenmaterial bieten, forciert durch die häufigen Niederschläge vor Ort.

So sind die unterhalb der Loma Redonda auftretenden Spülrinnen anthropogen-zoogenen Ursprungs. Hierzu gehören auch die auf der steilen Nordflanke entlang der Fußwege nach Mérida hinab eingeschnittenen, mehrere Meter tiefen Hohlwege, die sich von der oberen Waldgrenze bei ca. 3 250 m NN bis auf etwa 2 000 m NN erstrecken. Die so entstandenen Schneisen im ansonsten dichten Bergwald ermöglichen dem auf der Nordflanke des Arbeitsgebietes reichlich fallenden Niederschlagswasser ein rascheres Abfließen und gleichzeitiges Eintiefen in den Hang durch Bodenabtrag.

Im La-Media-Luna-Tal finden sich des Weiteren bis zu einer Höhe von ca. 3 800 m NN hinauf Viehgangeln. Die Bauern aus dem Municipio Los Nevados lassen stets einige ihrer Rinder in den Hochlagen weiden. Intensiver ist der Eingriff der Bevölkerung durch Ackerbau und Holzentnahme im La-Media-Luna- und im Nuestra-Señora-Tal erst in tieferen Lagen ab etwa 3 000 m NN. Durch die landwirtschaftliche Tätigkeit auf den extrem steilen Hanglagen im Bereich von Los Nevados werden naturbedingte Massenselbstbewegungsprozesse ausgelöst. Sowohl flächenhafte Bodenabspülung als auch lineare Bodenerosion führen zu erheblichen Landschaftschäden, eine häufige Folge intensiver Nutzung im tropischen Hochgebirge (RAFIQ-POOR 1994).

Alles in allem wird deutlich, daß viele der soeben genannten Oberflächenformen in direkter oder indirekter Verbindung mit dem Teleférico-Bau stehen und somit nicht in der gesamten Sierra Nevada de Mérida anzutreffen sind. Vielmehr handelt es sich bei dem kartierten Geländeausschnitt um eines der am stärksten anthropogen beeinflussten Areale oberhalb der Waldgrenze (3 250 m NN).

## **3.2 Expositionsbedingte Unterschiede im Formenschatz**

### *Nord- und südexponierte Flächen*

Im Gegensatz zu Hochgebirgen höherer Breitengrade sind bei der Sierra Nevada de Mérida nicht zuallererst Nord- und Südabdachung in ihrer Morphologie unterschiedlich, da bei einer Lage um 8° N die Sonneneinstrahlung fast ganzjährig in einem steilen Winkel auf den Gebirgszug trifft, und demzufolge beide Flanken etwa gleiche Einstrahlungssummen erhalten dürften.

Die Tatsache, daß im Kartiergebiet auf der Nordflanke keine Endmoränen vorhanden sind, wohl aber wie bereits erwähnt im La-Media-Luna-Tal auf der Südseite des Hauptkammes (s. Karte im Anhang), ist allerdings nicht nur auf die entgegengesetzte Exposition zurückzuführen. Das Caño-Espejo-Tal auf der Nordabdachung fällt zum einen deutlich steiler ab als das zum Vergleich herangezogene Tal des Media-Luna-Flusses. Der nördlich des Kammes im Pleistozän vorhandene Gletscher

reagierte aufgrund der Steilheit des Geländes sensibler auf klimatische Veränderungen, sein Gletscherrand lag folglich nicht so lange an einem Ort wie der Media-Luna-Gletscherrand in wesentlich flacherem Terrain. Aufgrund des stärker oszillierenden Eisrandes im Caño-Espejo-Tal wurden dort möglicherweise während der Eiszeit weniger deutliche Endmoränenzüge aufgebaut als im Südteil des Kartiergebietes. Im Postglazial könnten ferner durch die höheren Niederschläge und die gleichermaßen höhere Energie des abfließenden Wassers im steileren Nord-Tal die ohnehin geringmächtigeren Endmoränen schneller aus dem Talgrund ausgeräumt worden sein als im Media-Luna-Tal. Auch GRAF (1995) schreibt von einem Relief, das die Bildung bzw. Konservierung von Moränenablagerungen nicht begünstigte und daher wenig Information in Form von kartierbaren und datierbaren Moränen zurückließ.

Inwieweit Moränenablagerungen den maximalen Vorstoß des Caño-Espejo-Gletschers noch anzeigen, ist aufgrund des dichten Bergnebelwaldes bis weit über 3000 m NN nicht kartierbar. Die Mächtigkeit der Endmoräne M1 im Media-Luna-Tal bei 3100 m NN läßt jedoch entsprechende Ablagerungen auch auf der Nordseite erwarten. Vorstellbar wäre schließlich desweiteren, daß der Caño-Espejo-Gletscher aufgrund höherer Feuchtigkeit weiter talwärts vordrang als sein Gegenüber.

#### *West- und ostexponierte Hangbereiche*

Wesentlich interessanter erscheint der Vergleich west- und ostexponierter Flächen im Kartiergebiet. Bedingt durch das tropische Tageszeitenklima mit nahezu ganzjährig klaren Vormittagen und häufig dichter Bewölkung am Nachmittag empfangen die ost- bis südexponierten Flächen vormittags wesentlich mehr Sonneneinstrahlung als die im Schatten liegenden nach West bis Nord zeigenden Bereiche. Am Nachmittag spielt die Exposition angesichts der Witterung i.d.R. keine entscheidende Rolle mehr.

Tabelle 1: Auswirkung von Exposition und Vegetationsbedeckung auf die Lufttemperatur (in °C), gemessen in 10 cm und 150 cm über der Oberfläche im Páramo de Mucubají (bei 3700 m/NN), verändert nach SARMIENTO 1986)

<b>Hangfläche Vegetation</b>	<b>westexponiert Páramobusch</b>	<b>ostexponiert Páramobusch</b>	<b>ostexponiert Polylepis-Wald</b>
<b>10 cm (über Boden)</b>			
Jahresmittelwert	3,2	6,1	4,9
mittleres Maximum	13,7	19,1	17,9
mittleres Minimum	-4,4	-2,3	-5,8
Frosttage	230	115	235
<b>150 cm (über Boden)</b>			
Jahresmittelwert	3,0	5,4	3,8
mittleres Maximum	17,9	18,1	16,7
mittleres Minimum	-3,4	-1,2	-3,4

Für die Morphologie im Kartiergebiet wirkt sich dies in mehrfacher Hinsicht aus: Der Meßversuch von AZÓCAR/MONASTERIO (1979) an zwei gegenüberliegenden Moränen ergab, daß an einem Tag mit typischem Witterungsverlauf die ostexponierte Fläche deutlich höheren Temperaturen ausgesetzt ist (s. Tab.1). Durch die starke Einstrahlung auf entsprechend geneigte Felsflächen tagsüber und die Abkühlung des Gesteins in der Nacht gewinnt dort die Insolationsverwitterung an Bedeutung. Infolgedessen wird aus den ostexponierten Felswänden mehr Material ausgesprengt. Hierin liegt auch die Antwort auf die Frage, warum die größte im Kartiergebiet vorliegende Moräne M1 nur die westliche Flanke des Media-Luna-Tales unterhalb der El-Montos-Einmündung begleitet: Der Ursprung des kleinen El-Montos-Gletschers lag im ostexponierten Kar der heutigen Laguna Cara Sucia. Große Schuttmengen gelangten aus den Karwänden in den nur etwa eineinhalb Kilometer langen Gletscher und wurden zum Media-Luna-Hauptgletscher transportiert. Dieser führte weniger Schuttmassen mit sich, sein Ursprungsgebiet liegt ja auch im Schatten des Hauptkammes, wodurch die Insolationsverwitterung untergeordnet ist. Der Hauptgletscher drängte den einmündenden Seitengletscher inklusive des mitgeführten Materials an den rechten Rand des Media-Luna-Tales, die mächtige Seitenmoräne wurde auf einer Länge von gut zwei Kilometern abgelagert. Ähnliches wurde schon von BARTELS (1970) aus der kolumbianischen Sierra Nevada de Santa Marta geschildert und scheint demnach für tropische Hochgebirge nicht untypisch zu sein.

Beim Betrachten der beiliegenden geomorphologischen Karte mag nun die Frage aufkommen, warum im Gegensatz zur M1-Moräne, die die westliche Talflanke bildet, die jüngeren Rückzugsmoränen M2-4 nur östlich des Media-Luna-Flusses liegen. Auch dies hängt mit den Sonneneinstrahlungsverhältnissen im Kartiergebiet zusammen. Sowohl der nördlich des Hauptkammes entwässernde Caño Espejo, als auch die Quebrada La Media Luna fließen in Süd-Nord-Richtung (bzw. Nord-Süd). Die ostexponierten Flächen befinden sich zumeist westlich der Haupttiefenlinien. Aufgrund ihrer Begünstigung in bezug auf die Sonneneinstrahlung schmolz in diesen Bereichen im Postglazial das Eis früher als auf der gegenüberliegenden Talseite. Demnach setzten dort auch periglaziale Prozesse früher ein, was sich heute im Relief bemerkbar macht. Beschriebene Prozesse wie Glatthangbildung und Reliefausgleich sorgten für ein sanfteres „Mittelgebirgsrelief“ auf ostexponierten Arealen. Da die heute nicht mehr stattfindende Glatthangbildung im Postglazial im Media-Luna-Tal bis zum Fluß hinunterreichte, sind die ohnehin geringmächtigen Moränenwälle M2-4 am Westufer verschwunden und nur noch am Ostufer des Flusses sichtbar.

Dort auf der „Schattenseite“ sind die Spuren der letzten Eiszeit noch frischer. Nicht nur die verschiedenen Moränenwälle sind hier zu nennen, vor allem das bis fast auf Flußniveau anstehende Gestein verstärkt den Eindruck, daß es vor nicht allzu langer Zeit eisbedeckt war. Es ist an vielen Stellen glattpoliert und zahlreiche Rundhöcker zeigen die Fließrichtung des Eises an. Durch die scharfkantigen Gratabschnitte wird der Hochgebirgscharakter auf der Ostseite der beiden Täler abgerun-

det. Im Zusammenhang mit dem sanfteren Mittelgebirgscharakter am Gegenhang entsteht eine Talasymmetrie, die an sonnenreichen Vormittagen optisch dadurch unterstrichen wird, daß die flacher geneigten Hänge auf der Westflanke sonnenüberflutet sind, wohingegen die steilen Felswände der Ostflanke nahezu komplett im Schatten liegen (s. Abb. 6).

Auch bei den beiden größten Kären im Kartiergebiet wirkt sich deren fast exakt entgegengesetzte Exposition auf ihr Erscheinungsbild aus. Während das nach Ost bis Südost geöffnete Cara-Sucia-Kar bereits auf Karschwelle und Schuttsaum an der Karrückwand eine nahezu geschlossene Lockersubstratauflage und damit verbunden dichten Páramobuschbewuchs aufweist, ist das nordwestlich des Bolívar/Espejo-Massivs gelegene Antejos-Kar noch nicht so lange eisfrei. Die Karschwelle besteht noch aus glattpolierten Rundhöckerfluren und die Vegetationsbedeckung ist deutlich spärlicher. Einschränkend muß an dieser Stelle jedoch hinzugefügt werden, daß insbesondere im Bereich der Karrückwand hohe Steinschlagaktivität die Ansiedlung von Vegetation verhindert. V.a. durch Frostsprengung aus dem Felsmassiv ausgelöste Schuttmassen sorgen für stetig wachsende Schutthalden an der Rückwand des Kares. Die Schutthalden an der Rückwand des Cara-Sucia-Kares erhalten rezent weniger Schutzzufuhr. Nur einige frische Schuttabgänge sind erkennbar. Meist belegt der Bewuchs zumindest durch Pioniervegetation wie Flechten die geringere Aktivität der Schutthalden in diesem Kar.

Im Gegensatz zum Pleistozän, als die hohe Schuttproduktion im Einzugsgebiet des Cara-Sucia-Gletschers letztendlich für die Entstehung der M1-Moräne verant-



Abb. 6: Talasymmetrie im La-Media-Luna-Tal bei ca. 3 500 m/NN (eigene Aufnahme)

wortlich war, ist rezent also eine höhere Produktion im nordwestexponierten Antejos-Kar festzustellen, bedingt durch häufige Frostwechsel in den Gipfelregionen von Pico Bolívar und Espejo.

### **3.3 Zeitliche Einordnung des glazialen Formenschatzes**

Da im Rahmen dieser Arbeit keine  $C^{14}$ -Datierungen durchgeführt werden konnten, entstammt sämtliches Datenmaterial der Literaturrecherche, wobei insbesondere die Arbeiten von CLAPPERTON (1993), GRAF (1995), SALGADO-LABOURIAU et al. (1992) und SCHUBERT/VIVAS (1993) für die zeitliche Einordnung des glazialen Formenschatzes im Kartiergebiet äußerst hilfreich waren.

#### *Morphologische Zeugen der vorletzten Eiszeit („Riß“)*

Die vor etwa 115 000 a v.h. endende vorletzte große Kaltzeit des Pleistozäns hat in den nördlichen Anden nur undeutliche Spuren hinterlassen (CLAPPERTON 1993). Da es nicht möglich ist, mit der  $C^{14}$ -Methode Akkumulationsformen wie Moränen oder Schotterterrassen zu datieren, die älter als 40 000 a sind, gehen die Meinungen der Wissenschaftler zum Thema „vorletztes Glazial“ auseinander. Streitpunkt in den venezolanischen Anden sind Moränenablagerungen, die i.d.R. ihre Untergrenze bei 2 600 bis 2 800 m NN haben. Diese undeutlichen Wälle ordnete TRICART (1966) aufgrund ihrer fortgeschrittenen Verwitterung der vorletzten Kaltzeit zu, während SCHUBERT/VIVAS (1993) sie zur ersten Phase der letzten Eiszeit, die den lokalen Namen *Glaciación Mérida* trägt, rechnet (s. Abb.7).

Der Beginn der Mérida-Eiszeit wird mit ca. 100 000 a v.h. angegeben; somit liegt eine Zeitspanne von lediglich 15 000 a zwischen der ausgehenden vorletzten und der einsetzenden letzten Eiszeit, was natürlich die Zuordnung glazialer Ablagerungen zu einen oder anderen Kaltzeit nicht gerade erleichtert. Alle Aussagen über diesen Abschnitt des Pleistozäns im Arbeitsgebiet sind deshalb als spekulativ zu betrachten.

Bei einer Anhebung der Kordillere von Mérida während des Quartärs, sprich: in knapp zwei Mio. Jahren, um mehr als eintausend Meter (CLAPPERTON 1993), dürften zudem die Glaziale in der Frühphase des Pleistozäns aufgrund der geringeren Höhe der Kordillere für eine wesentlich schwächere Vergletscherung gesorgt haben, als dies am Ende des Pleistozäns der Fall war. Dadurch wird zumindest die Hypothese unterstrichen, daß Rückstände älterer Kaltzeiten, wie etwa Günz und Mindel im alpinen Raum, in den venezolanischen Anden von den jüngeren Vergletscherungen ausgeräumt wurden.

Was das Kartiergebiet anbelangt, konnte keine der vieldiskutierten Moränen im Bereich um 2 600-2 800 m NN aufgenommen werden. Gründe hierfür sind zum einen auf der Nordflanke die mehrfach zitierte dichte Vegetationsbedeckung, die ein Kartieren weitestgehend unmöglich macht. Auf der Südabdachung befindet man sich



bei entsprechender Höhe in den tiefen Kerbtälern der Quebrada La Media Luna bzw. des Rio Nuestra Señora. Dort haben tiefgründige chemische Verwitterung und die hohe Erosionskraft der Flüsse das Landschaftsbild im Postglazial verändert. Die an anderer Stelle in der Cordillera de Mérida auf 2600 bis 2800 m NN vorliegenden meist geringmächtigen Moränenwälle sind in den Tallagen um das Dorf Los Nevados längst abgetragen. Der anthropogene Einfluß (Ackerbau, Viehweiden) im betroffenen Gebiet trägt seinen Teil dazu bei.

### *Die Glaciación Mérida („Würm“)*

Der von etwa 110000 bis 14000 a v.h. (CLAPPERTON 1993) dauernden letzten Eiszeit im Pleistozän können somit fast alle, nach SCHUBERT/VIVAS (1993) sogar sämtliche glazialmorphologischen Erscheinungen in den venezolanischen Anden zugeordnet werden. In der Regel sind die Moränen der „*Glaciación Mérida*“ noch sehr gut erhalten, d.h. scharfkantig und allenfalls von schwachen Erosionsrinnen überprägt. Was diesen Zeitraum betrifft, bestehen allerdings ebenfalls noch große Lücken im aktuellen Kenntnisstand der Forschung, insbesondere in dem außerhalb der „C<sup>14</sup>-Reichweite“ liegenden frühen Zeitraum der letzten Kaltzeit.

CLAPPERTON (1993) geht von drei größeren Eisvorstößen während der letzten Eiszeit aus und bezieht sich dabei auf Datierungen, die am chilenischen Lago Llanquihue gemacht wurden. Demnach habe es vor 70000-65000 a v.h. (geschätzt), vor 28000-18000 a v.h. und vor 15000-14000 a v.h. jeweils Gletschervorstöße gegeben, die eine „3-Moränen-Sequenz“ entstehen ließ. Eine Untersuchung von VAN DER HAMMEN/CLEEF (1986) in der kolumbianischen Sierra Nevada del Cocuy, etwa 250 km südwestlich von Mérida gelegen, ergab jedoch, daß die Gletscher in der letzten Eiszeit ihre maximale Ausdehnung bereits zwischen 45000 und 25000 a v.h. erreicht haben mußten. Deutliche Moränenzüge bei ca. 3000 m NN markieren den Maximalstand der Gletscher. Damit wäre der letzte Hochstand der Gletscher schon einige Tausend Jahre früher eingetreten als in höheren Breitengraden. Etwa 20000 a v.h. wurde das Klima zwar nochmals deutlich kälter aber eben auch trockener, so daß sich die Gletscher langsam zurückzogen. Datierungen von GRAF (1995) aus der Sierra Nevada de Mérida, wobei auch Proben aus Moränenmaterial um Loma Redonda genommen wurden, und SCHUBERT/VIVAS (1993) ergaben ebenfalls eine maximale Ausbreitung der Gletscher bis etwa 20000 a v.h. bei einer Absenkung der Schneegrenze auf ca. 3800 m NN.

Bei einem Maximalstand der *Glaciación-Mérida*-Talgletscher in den venezolanischen Anden zwischen 2900 und 3500 m NN läßt sich auch die M1-Moräne im Kartiergebiet, die bis auf etwa 3100 m NN hinabreicht, als geomorphologischer Zeuge des letzten Hochglazials bis vor 20000 a v.h. interpretieren. Der geringe Verwitterungsgrad scheint dies zu bestätigen.

Derzeit geht man davon aus, daß die Gletscher der Anden ab etwa 18000 a v.h. begannen, sich wieder in höhere Lagen zurückzuziehen. CLAPPERTON (1993) beruft

sich dabei erneut auf die am Llanquihue-Gletscher gewonnenen Erkenntnisse, da aus den Nordanden noch keine zuverlässigen Daten vorliegen. Auf der Innenseite der Hochglazial-Moräne wurde die basale Sedimentschicht (Torf) mit ca. 18 000 a datiert. Da es sich bei dem zuunterst abgelagerten Sediment um die erste Ablagerung nach dem Gletscherrückzug handelt, kann der Zeitpunkt, zu dem das Eis sich von seiner Endmoräne zurückzog, relativ genau bestimmt werden. Der Gletscherschwund nach dem Hochglazial wurde ebenso wie im alpinen Raum auch in den Anden von einzelnen Wiedervorstößen der Gletscher unterbrochen. Pollenanalysen aus dem kolumbianischen Andenraum ermittelten ein kurzzeitiges kaltes Intermezzo zwischen 13 000 und 12 400 a v.h. (in Europa „Ältere Dryas“), währenddessen die Gletscher wieder talabwärts vordrangen. Derzeit wird ein mit der jüngeren Dryaszeit in Europa (10 800-10 300 a v.h.) vergleichbares zweites kaltes Stadial im Spätglazial in Südamerika noch stark kontrovers diskutiert (CLAPPERTON 1993). Nach SCHUBERT/VIVAS (1993) konnte in der Cordillera de Mérida bislang noch keine Moräne weder mit dem älteren noch dem jüngeren Dryas-Stadial direkt korreliert werden.

Aus welcher Zeit die im Kartiergebiet vorhandenen Endmoränen M2 bis M6 (ca. 3 400-3 900 m NN) stammen, läßt sich nur schwer sagen. Die von Carlos Schubert in den venezolanischen Anden vielerorts zwischen 3 600 und 4 200 m NN kartierten sogenannten „recessional moraines“ sind nach C<sup>14</sup>-Datierungen von SALGADO-LABOURIAU (1986) im Páramo de Mucubají wohl allesamt älter als 12 650 Jahre. Denn im nachfolgenden Interstadial (12 250-11 960 a v.h.), als das Klima den heutigen Verhältnissen glich, war das Eis bereits bis auf ungefähr 4 500 m NN zurückgewichen, und konnte sich im anschließenden zweiten spätglazialen Stadial angesichts einer Absenkung der Durchschnittstemperatur um lediglich 2-3°C nicht mehr entscheidend zurückentwickeln (CLAPPERTON 1993). Ein Vorrücken der Gletscher bis auf das Karniveau oder gar noch weiter talabwärts fand demzufolge bis zum Holozän nicht mehr statt. Die Moränen M2-M6 sind somit der ersten Hälfte des Spätglazials zuzuordnen.

### *Das Holozän*

Der jüngste Abschnitt der Erdgeschichte ist, was glazialmorphologische Zeugen betrifft, in der Cordillera de Mérida nur schwach vertreten. In den letzten 10 000 Jahren hielt zwar der Zyklus von Abkühlung und Erwärmung in beinahe regelmäßigen Abständen an, doch die Gletscher der venezolanischen Anden kamen im Normalfall über das Stadium einer Felswandvergletscherung nicht mehr hinaus. Eine Zeichnung von Anton Goering aus dem Jahr 1869 (SCHUBERT/VIVAS 1993) zeigt allerdings ein vergletschertes Los-Anteojos-Kar im Nordwesten des Bolívar-Massivs mit einer wenige hundert Meter langen Zunge des Espejo-Gletschers. Bei den humiden Verhältnissen und v.a. angesichts der vor Sonneneinstrahlung bestens geschützten Lage des Gletschers im Schatten des Pico Bolívares konnte sich in der „Kleinen Eiszeit“, die vom 15. bis etwa zur Mitte des 19. Jh. andauerte, an dieser

und eventuell auch an weiteren geschützten Stellen der Sierra Nevada genügend Schnee ansammeln, so daß das Stadium einer Karvergletscherung nochmals kurzzeitig überwunden wurde. Allerdings hinterließen die Gletscher der Kleinen Eiszeit nur schwache Moränenablagerungen, da sie in dem steilen Gelände sehr sensibel auf geringfügige Klimaveränderungen reagierten und die Eisrandlage starken Schwankungen ausgesetzt war. Lediglich einige undeutliche Wälle finden sich etwa zwischen 4300 und 4700 m NN, also wenige hundert Meter unterhalb der rezenten Restgletscher des Pico Bolívar/Humboldt-Bonpland-Massivs. Als wahrscheinlich größter postglazialer Eisvorstoß in tropischen Hochgebirgen konnte der „Little-Ice-Age-Glacier“ sämtliche zuvor im Holozän abgelagerten Moränen unter sich begraben und einebnen (CLAPPERTON 1993).

Wie bereits erwähnt war es nicht ohne weiteres möglich, in die Gipfelregionen des Kartiergebietes vorzudringen, so daß entsprechende Eintragungen in der geomorphologischen Karte fehlen. Aus der Literatur geht allerdings hervor, daß die Moränen der Kleinen Eiszeit nur im Bereich der Gipfel auftreten, welche rezent noch eisbedeckt sind. Hierzu ist das Pico Bolívar-Massiv zu rechnen.

#### **4 Rezente geomorphologische Höhenstufung der Sierra Nevada**

Die klimatischen Verhältnisse in den nachfolgend behandelten Höhenstufen sowie auch die Vegetation hatte bereits das Kapitel 2 zum Thema. In diesem Abschnitt soll abschließend nochmals ein Überblick über die in den einzelnen Höhenstufen rezent ablaufenden geomorphologischen Prozesse gegeben werden, wobei auch der jeweilige Grad des anthropogenen Einflusses in Betrachtung gezogen wird (s. Abb.4). Desweiteren wird die Frage beantwortet, welche Oberflächenformen für die verschiedenen Höhenstufen typisch sind, und ob diese durch rezent ablaufende oder durch vorzeitliche Prozesse entstanden sind.

##### *Die montane Stufe (1200-3250 m NN)*

Als unterste Stufe des Arbeitsgebietes soll der Bereich vom Talgrund des Rio Chama bzw. Rio Nuestra Señora bis zur oberen Grenze des montanen Waldes bei etwa 3250 m NN aus. In dieser montanen Stufe der Sierra Nevada sorgt die intensive chemische Verwitterung für eine tiefgründige Zersetzung des anstehenden Gesteins und hinterläßt dabei ein leicht erodierbares Substrat (BARTELS 1970). Bei annähernd naturnahen Vegetationsverhältnissen, wie sie die beschriebenen Bergwaldtypen auf der Nord- und nur noch inselhaft auf der Südflanke des Gebirgszuges darstellen, kommt es lediglich zu gemäßigter Abspülung des Feinmaterials und zu schwacher Eintiefung der Fließgewässer in den Hang.

In den westlichen Tallagen des Rio Nuestra Señora und im Chama-Tal auf Höhe von Ejido ist die Vegetationsbedeckung allerdings angesichts des semiariden Klimas nur sehr dünn. Vor allem bei Starkregenereignissen forciert das schnell abfließende

Niederschlagswasser die Bildung von Rinnen und Gräben bis hin zum Badland. Diese Tendenz ist auch am anthropogen stark geprägten Mittellauf des Nuestra-Señora-Flusses gegeben, wo durch Äcker und Weiden für Erosion große Angriffsflächen auf den steilen Hängen geschaffen wurden. Ein Teil der landwirtschaftlich genutzten Fläche ist bereits von tiefen Gräben, den sogenannten *cárcavas* (LARA 1966), durchzogen. Die großflächig gestörte Vegetation in der Umgebung von Los Nevados begünstigt des Weiteren das Auftreten von Rutschungen in dieser Höhenstufe, wobei laut BARTELS (1970: 10) die „(...) *Obergrenze der Rutschungen (...) durch die Obergrenze einer tiefgründigen chemischen Verwitterung vorgezeichnet (...)*“ ist. So war z.B. nach mehrtägigen starken Regenfällen Ende Oktober 1996 das Feinmaterial auf den nur schwach bewachsenen Hängen so stark wassergetränkt, daß es zu zahlreichen Rutschungsereignissen und Muren kam, welche wiederum Wege und Brücken verschütteten und Los Nevados kurzfristig nahezu unzugänglich machten (ADLER 1997).

Nicht vergessen werden darf der glaziale Formenschatz an der Obergrenze der montanen Stufe, auch wenn man i.d.R. nur die Moränenablagerungen aus dem letzten Hochglazial noch deutlich nachvollziehen kann, während ältere Zeugen des Pleistozäns zwar bis auf ca. 2 600 m NN hinab auftreten (SCHUBERT/VIVAS 1993), jedoch morphologisch nurmehr sehr undeutlich sind. Imposant sind hingegen die quartären Schotterterrassen im Chama-Tal v.a. im Bereich von Mérida. LARA (1966) unterscheidet im Chama-Tal insgesamt vier verschiedene Terrassen, wobei die bis zu 100 m hohe am Zusammenfluß von Rio Chama, Rio Mucujún und Rio Albarregas aufgeschüttete Akkumulationsfläche, auf der sich Mérida befindet, die mächtigste ist.

#### *Die andine Stufe (3 250-4 200 m NN)*

Als Pendant zur alpinen Stufe der Alpen beinhaltet dieser Abschnitt der Sierra Nevada den Bereich zwischen der oberen Waldgrenze und der subnivalen Stufe. Hier fehlt die tiefgründige chemische Verwitterung der tieferen Lagen, und auch die physikalische Verwitterung ist v.a. aufgrund zu seltener und wenig intensiver Frostwechsel in der feuchten Sierra Nevada noch nicht für die Formenbildung relevant. Inwiefern es in der Trockenzeit zu Kammeisbildung und somit verstärkt zu gebundener Solifluktion kommt, konnte während der Geländeaufenthalte jeweils zur Regenzeit nicht festgestellt werden. Die rezent schwach ablaufenden Verwitterungsprozesse sorgen allenfalls für eine „*leichte Zerschneidung von quartärem Lockermaterial*“ (BARTELS 1970: 14), was auch bei den kleineren Endmoränenwällen im Media-Luna-Tal zu beobachten ist. Dadurch ist der glaziale Formenschatz, der sich durch die Absenkung der klimatischen Schneegrenze im letzten Hochglazial in der heutigen andinen Stufe bilden konnte, derzeit noch gut erhalten. Dennoch kommt es allmählich zur Zuschüttung des glazialen Abtragungsreliefs, was jedoch mit der hohen Schuttproduktion in der subnivalen Stufe zusammenhängt.

Auf den ost- bis südexponierten Hangbereichen erfolgte im Spät- und Postglazial – wie schon beschrieben – eine Glatthangbildung. Diese fossil geglätteten Flä-

chen sind dicht mit Páramobusch bewachsen. Zwischen den Espeletien und Horstgräsern kann das Niederschlagswasser nur langsam abfließen, die Pflanzen schützen den schwarzen Páramoboden effektiv vor Abspülung. Durch den stets geringen Abtrag in den schmalen Abfließbahnen wurden in die Hänge kleine flache Mulden eingetieft. Dazwischen stehen ca. 10-20 cm hohe Kuppen aus humosem Oberboden, festgehalten durch die einzelnen Büsche und Stauden, die den kuppigen Effekt noch verstärken. Im Normalfall ist der anthropogen-zoogene Eingriff in dieser Höhenstufe gering und beschränkt sich auf extensive Beweidung bis auf etwa 4000 m NN wie im Media-Luna-Tal. Auf die durch den Bau der Teleférico geschaffene Sonderstellung des Kartiergebietes wurde bereits hingewiesen.

#### *Die subnivale Stufe (4200-4800 m NN)*

Zwischen der Obergrenze des geschlossenen Páramobusches und der klimatischen Schneegrenze erstreckt sich der subnivale Bereich des Arbeitsgebietes. Wichtig bei der Festlegung der Untergrenze ist nach GRAF (1981) eine hohe Zahl an Frostwechseltagen, Voraussetzung für eine intensive solifluidale Oberflächenformung. Die letzteiszeitliche Schneegrenze bei etwa 4000 m NN kann im Fall des Arbeitsgebietes nicht als untere Abgrenzung angewendet werden, da hier noch kaum Frostwechsel auftreten. Formenschatz und klimatische Verhältnisse lassen eine wesentlich höher liegende Untergrenze vermuten (4200 m NN). Bei einer deutlichen Dominanz der mechanischen Verwitterung (Frostsprennung durch zunehmendes Volumen des nachts gefrierenden Wassers in den Gesteinsklüften) fällt im subnivalen Bereich insbesondere die Schuttbildung ins Auge. Rezent aktive Schutthalde und -kegel, die unterhalb der zahllosen Steinschlagrinnen und, wie bereits erwähnt, oft erst weiter talwärts in der andinen Stufe entstehen, sind das Resultat dieser Prozesse. Mit zunehmender Höhe treten die Pflanzen des Super-Páramo immer mehr zurück, die immer größer werdenden vegetationslosen Freiflächen sind durch ungebundene Solifluktuionsbereiche gekennzeichnet. Die steil reliefierten Felswände des Hauptkammes der Sierra Nevada mit seinen Drei- und Vierkantgipfeln sind unterhalb der rezenten Gletscherreste noch glattpoliert von der Eisbedeckung im Spätglazial und Holozän (Kleine Eiszeit). Aufgrund der geringmächtigen Felswandvergletscherung, die zudem äußerst sensibel und prompt auf Klimaschwankungen reagiert, haben die jüngeren Eisvorstöße, wenn überhaupt, nur undeutliche Moränenwälle im für Ablagerungen schlecht geeigneten Wandbereich hinterlassen.

#### *Die nivale Stufe (über 4800 m NN)*

Die Festlegung der klimatischen Schneegrenze und somit eine Abgrenzung von subnivaler und nivaler Höhenstufe ist in der Sierra Nevada de Mérida nicht einfach. Zieht man die Angaben von SCHUBERT/VIVAS (1993) oder GRAF (1995) in Betracht, die die klimatische Schneegrenze mit über 4700 m NN bzw. 4800-4900 m NN angeben, wird angesichts der Höhe der Gipfel der Sierra Nevada deutlich, daß nur ein flächenmäßig verschwindend geringer Teil betroffen ist. Nach GRAF wären es gar nur

die Gipfelregionen der Picos Bolívar, La Concha und Humboldt/Bonpland. Da die genannten Berge die einzigen in der Sierra Nevada mit rezenter Vergletscherung sind, und laut RATHJENS (1982) die Gleichgewichtslinie rezenter Gletscher (Grenzlinie, die Nährgebiet und Zehrgebiet eines Gletschers trennt; entspricht ungefähr der Firmlinie auf der Gletscheroberfläche), wo „das Firnfeld des Gletschers in das blanke Eis des Zehrgebietes oder der aperen Zunge übergeht“ (RATHJENS 1982: 61f) – zur Bestimmung der klimatischen Schneegrenze verwendet wird, trifft die Angabe von GRAF (4800–4900 m NN) wohl eher zu. Häufig wird jedoch eingewendet, daß nivale und subnivale Stufe in tropischen und subtropischen Gebirgen auch nebeneinander existieren können, weshalb die Anwendung der Schneegrenze als scharfe Trennlinie zwischen beiden Stufen zweifelhaft sei (GRAF 1981, MESSERLI 1967).

Die höchsten nichtvergletscherten Berge in der Sierra Nevada, die Picos Espejo, El Toro und El León, sind nach Beobachtungen des Autors nur nach starken Niederschlägen wie im September/Oktober 1996 temporär schneebedeckt, ihre Gipfelregionen demnach noch der subnivalen Stufe zuzurechnen. Der geomorphologische Formenschatz in der nivalen Höhenstufe der Sierra Nevada ist geprägt durch steilreliefierte Felsregionen mit Graten sowie Drei- und Vierkantgipfeln. In günstigen Lagen, d.h. v.a. in schattigen Bereichen um die höchsten Erhebungen konnten sich Firnfelder und auch noch einige geringmächtige Hängegletscher halten. Die Felsflächen sind vegetationsfrei und dort, wo sie im Postglazial noch eisbedeckt waren,

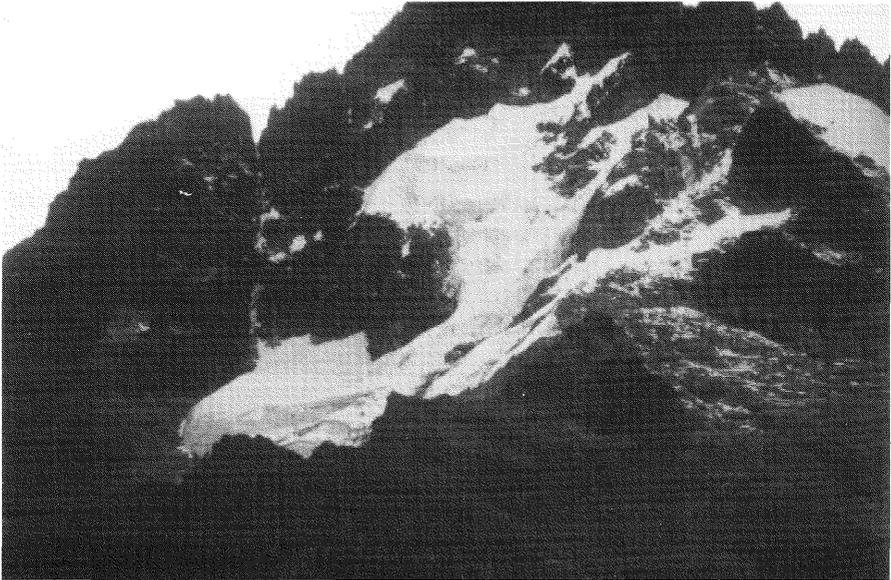


Abb. 8: Rest des Glaciar Norte an der Nordflanke des Bolívar-Massivs im August 1995  
(Aufnahme: St. Adler)

glattpoliert. Physikalische Verwitterungsprozesse führen wie auch im subnivalen Abschnitt zu starker Beanspruchung des Gesteinsverbandes, was besonders die hohe Steinschlagaktivität anzeigt.

## **5 Gletscherrückzug seit dem 19. Jahrhundert**

Noch vor etwas mehr als hundert Jahren lag die klimatische Schneegrenze ca. 700 Meter tiefer als zum heutigen Zeitpunkt. SIEVERS, der sie 1885/6 mit 4 100 m NN bestimmte, lieferte dabei die Grundlage für weitere Beobachtungen zur Gletscherentwicklung im 20. Jahrhundert. Die Zeichnung von GOERING aus dem Jahre 1869 zeigt die Mächtigkeit der nivalen Stufe zur damaligen Zeit mit geschlossener Schneedecke bis etwa 4 100 m NN. Eine detaillierte Beschreibung (bereits mit Fotos) der Vergletscherung der Sierra Nevada um 1910 lieferte Alfred JAHN (jew. zitiert in: SCHUBERT/VIVAS 1993). Der venezolanische Geomorphologe Carlos SCHUBERT schließlich verfolgte bis zu seinem Tod 1994 den „rasanten“ Gletscherrückzug seit den 70er Jahren (SCHUBERT 1992).

Einige konkrete Beispiele verdeutlichen die Entwicklung der letzten 130 Jahre. So ist beispielsweise der Pico El Toro im Westen des Kartiergebietes seit Beginn der 1930er Jahre nicht mehr vergletschert, noch 1868 war in seiner Gipfelregion eine Eisdicke von 8-16 Metern gemessen worden (SCHUBERT 1992). Der Espejo-Gletscher nordwestlich des Bolívar-Massivs füllte um 1870 noch das große Los-Anteojos-Kar (Karboden um 4 000 m NN) aus, 1910 (Jahn) bedeckte er immerhin noch den Pico Espejo mit einer mächtigen bis auf 4 500 m NN hinabreichenden Eisdecke. Bereits 1936 war nur noch ein Firnfeld an der Nordflanke des Gipfelgrates zu sehen. Kurz nach 1952, als eine Luftbild-Mission und die darauf basierende planimetrische Berechnung eine Restvergletscherungsfläche in der gesamten Sierra Nevada von ca. 3 km<sup>2</sup> ergeben hatte, waren auch die letzten Reste des Espejo-Gletschers verschwunden. Von den noch 1972 existierenden drei Gletschergebieten am Pico Bolívar, Pico Humboldt-Bonpland und Pico La Concha sind mittlerweile nur noch die beiden ersten verblieben. Der Timoncito-Gletscher südöstlich des Bolívar-Gipfels hatte 1972 noch eine Mächtigkeit von ca. 20 Metern an seinem unteren Rand, ein Foto aus dem Januar 1991 belegt das völlige Abschmelzen des Gletschers bis zu diesem Zeitpunkt. Im gleichen Zeitraum verschwand auch der Nuestra-Señora-Gletscher an der südlichen Bonpland-Flanke (SCHUBERT 1992).

Seit 1885 beträgt der vertikale Rückzug der Gletscher im Zuge der Verschiebung der klimatischen Schneegrenze in der Sierra Nevada zwischen 180 und 230 m, was einer Rate von etwa 6 m/a entspricht (SCHUBERT/VIVAS 1993). Dabei verlief der Rückzug auf ost- bis südexponierten Flächen aufgrund der starken vormittäglichen Sonneneinstrahlung deutlich schneller, was die vollständige Ablation des Timoncito- und Nuestra-Señora-Gletschers auf eben diesen Arealen dokumentiert. Einer genaueren Untersuchung bedarf schließlich die Frage, inwiefern ein direkter Zusammenhang

zwischen dem vermeintlich schnelleren Gletscherrückzug seit den 70er Jahren und dem erhöhten Schadstoffausstoß im engen Chama-Tal bedingt durch hohes Bevölkerungswachstum im Raum Mérida besteht.

## 6 Fazit

Vergleichbar mit den Gegebenheiten in anderen tropischen Hochgebirgen sind in der Sierra Nevada sowohl die eingangs erwähnte charakteristische Vertikalgliederung mit den relativ leicht voneinander trennbaren Höhenstufen (RATHJENS 1982) als auch der durch pleistozäne Vereisung geprägte geomorphologische Formenschatz v.a. oberhalb der quartären Schneegrenze. Der rezent stattfindende Reliefausgleich sowie die expositionsbedingte Ausbildung verschiedener morphologischer Formengruppen in Abhängigkeit vom tropischen Tageszeitenklima sind uns ebenfalls aus anderen Hochgebirgen der niederen Breiten bekannt.

Die folgenden Aspekte sollen jedoch abschließend auf einige Besonderheiten der Sierra Nevada in diesem Zusammenhang verweisen. Grundsätzlich ist, bedingt durch die Tatsache, daß die Höhe der Gipfel des bearbeiteten Gebirgszuges mit dem derzeitigen Niveau der klimatischen Schneegrenze nahezu identisch ist, eine besondere Situation gegeben. Bei einer anhaltenden Verschiebung der Schneegrenze in höhere Lagen wird in absehbarer Zeit die komplette Ablation der geringmächtigen Gletscherreste vollzogen sein und die nur noch in wenigen "Inseln" vorhandene nivale Stufe der Sierra Nevada verschwinden.

Verglichen mit dem restlichen venezolanischen Andenraum (Sierra de la Culata, Sierra de Santo Domingo) zeichnet sich das Arbeitsgebiet durch deutlich höhere Feuchtigkeit aus. Häufigkeit und Intensität von Frösten sind dadurch herabgesetzt. Gleichzeitig liegt die Untergrenze der subnivalen Stufe (ca. 4 300 m NN) im Gegensatz zu den trockeneren Regionen der umliegenden Gebirgszüge um 300 Meter höher (MONASTERIO 1979) und beschränkt sich auf einen schmalen Streifen in der Felsregion. Schwach geneigte Flächen, die die Ausbildung von Strukturbodenformen in dieser Stufe ermöglichen würden, sind dort kaum mehr vorhanden, weshalb sich der periglaziale Formenschatz im Arbeitsgebiet auf die wenigen beschriebenen Beispiele beschränkt.

## Summary

The studied area „Sierra Nevada de Mérida“ is one of the main mountain ranges of the Cordillera de Mérida in the Venezuelan Andes. Its highest elevations nearly reach 5 000 m a.s.l. (Pico Bolívar: 4 979 m), with little glaciers remaining in the upper region. Due to its position on the globe at 8°N and because of the Late Pleistocene glacial features and present-day periglacial features the Sierra Nevada belongs to

the group of tropical high mountain regions including the typical geocological vertical structure.

The geomorphology of the Sierra Nevada de Mérida is characterized by glacial sculptured features and glacial erosion especially above the Pleistocene snow-line at about 4000 m: many cirques, glaciated valleys, hanging valleys, rock steps, arêtes, horns, downvalley directed striae, roche moutonnées and whaleback forms are the main evidences. Different moraines complete the glacial morphology.

The lowest moraine level at 2600-2800 m is either result of the penultimate glaciation or, more probably, belongs to the Early Stade of the Last Pleistocene glacial advance („Wisconsin“), locally called Mérida Glaciation. The Late Stade of the Mérida Glaciation left the main morainic level (3000-3500 m) and culminated at approximately 20000 y BP (SCHUBERT 1992). After that it came to a glacial recession that for its part is responsible for the recessional moraines between 3400 and 3900 m.

During the Holocene the glaciers of the Sierra Nevada normally did not pass the stade of cirque- or hanging-glaciers. The Little Ice Age (15th - early 19th centuries A.D.) once again brought a glacial readvance to about 4200 m and left small neoglacial moraines in this region (SCHUBERT 1992). In the last 120 years a rapid glacier retreat was recognized due to the snow-line moving up to about 4800-4900 m during this period of time. Different glaciers in the studied area have melted completely, particularly those lying on eastern or southern flanks thus being exposed to the morning sun (during the afternoon the Sierra Nevada is commonly covered with clouds protecting the north- or west-facing glaciers).

This tropical day-time-climate with its distinct situation of radiation also leads to e.g. non-symmetrically shaped valley. The east facing („sunny“) slopes have been ice-free for a longer time than the west-facing flanks of the valleys. According to that periglacial processes could have had an effect on eastern slopes earlier while the ice coverage on western slopes protected the glacial features for a longer time.

The actual subdivision of the Sierra Nevada de Mérida in its altitudinal stages (s. Abb.4): Due to global warming the glacial belt above the present snow-line (4800-4900 m) is limited to the highest regions of the Picos Bolívar, La Concha and Humboldt/Bonpland. Physical weathering is dominating just as much as in the periglacial belt (4200-4800 m) so the rock faces in this upper region of the Sierra Nevada are roughly affected as shown in high rock-fall-activity. The falling blocks create block talus slopes mostly in glacial-sculptured hollows like cirques or U-shaped valleys, which is the reason, why the glacial-sculptured relief is being filled up more and more.

In the andean (or alpine) belt (3250-4200 m) neither physical nor chemical weathering is important. The high rainfall rates in the Sierra Nevada prevent „(...) extensive frost action due to frequent days of partial frost (...)“ (SCHUBERT 1975: 206). Only during the dry season (december-march) frost changing days are more common in this belt and temporar needle-ice solifluction is possible.

The lowest belt in the studied area (1 200-3 250 m) is naturally covered by tropical mountain forests, which protect the deeply weathered soil (chemical weathering) from being eroded, like on the northern flank. The other side of the Sierra Nevada is densely populated by farmers which cleared most of the woodlands below 3 100 m for agriculture. Today the soil erosion has left clearly visible features like gullies or even badlands on the steep slopes in the Nuestra-Señora-valley.

## Literatur

- ABREU V. S. & R.J. ZERPA (1985): Mapa de la vegetación de la vertiente norte del Parque Nacional "Sierra Nevada". Universidad de los Andes, Facultad de ciencias forestales, Mérida-Venezuela.
- ADLER, S. (1997): Historische und rezente Bodenerosion in Los Nevados – Venezuela. Erlangen.
- AZÓCAR, A. & M. MONASTERIO (1979): Variabilidad ambiental en el Páramo de Mucubají. In: SALGADO-LABOURIAU (Hg.), El medio ambiente páramo. Ediciones C.E.A., I.V.I.C. Caracas, S.149-157.
- BARTELS, G. (1970): Geomorphologische Höhenstufen der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). Gießener Geographische Schriften, Heft 21.
- CLAPPERTON, C. (1993): Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Amsterdam (u.a.).
- GRAF, K. (1981): Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in den tropischen Anden, insbesondere in Bolivien und Ecuador. In: Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd. 37. Stuttgart, S. 1-24.
- GRAF, K. (1995): Areas morrénicas en el Parque Nacional Sierra Nevada. Zürich.
- HUECK, K. (1961): Die Wälder Venezuelas. Hamburg & Berlin.
- KOKAREV, A., I. SCHESTEROVA & H. SCHRÖDER (1997): Die Blockgletscher im Sailijskij Alatau des Tienshan (Kasachstan). In: Hallesches Jahrb. Geowiss., Bd. 19. Halle (Saale), S.81-94.
- LARA, O.C. (1966): Estudio geomorfológico del area de Mérida y sus alrededores. Mérida.
- LAUER, W. (1979): Die hypsometrische Asymmetrie der Páramo-Höhenstufe in den nördlichen Anden. In: Innsbrucker Geographische Studien – Fragen geographischer Forschung, Band 5. Innsbruck, S.115-130.
- LESER, H. (1995): Geomorphologie, 7. Auflage. Braunschweig.
- MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. In: Geogr. Helv. 22, Heft 3, S.105-228.
- MONASTERIO, M. (1979): El páramo desértico en el Altiandino de Venezuela. In: SALGADO-LABOURIAU, M.L. (Hg.), El medio ambiente páramo. Ediciones C.E.A., I.V.I.C. Caracas, S.117-146.

- MONASTERIO, M. (1986): Adaptive Strategies of Espeletia in the Andean Desert Páramo. In: VUILLEUMIER, F. & M. MONASTERIO (Hg.), High Altitude Tropical Biogeography. Oxford, S. 49-80.
- RAFIQPOOR, M. D. (1994): Geomorphologische Detailkartierung und Höhenstufung als Grundlage zur landschaftsökologischen Bewertung tropischer Hochgebirgsökosysteme am Beispiel der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). In: ANHUF, D. & P. FRANKENBERG (Hg.), Abhandlungen der math.-naturwiss. Klasse – Beiträge zu globalen Umweltproblemen, Nr.2. Stuttgart, S.93-113.
- RATHJENS, C. (1982): Geographie des Hochgebirges 1 – Der Naturraum. Stuttgart.
- RAUH, W. (1988): Tropische Hochgebirgspflanzen – Wuchs- und Lebensformen. Berlin (u.a.).
- SALGADO-LABOURIAU, M.L. (1986): Late Quaternary Paleocology of Venezuelan High Mountains. In: VUILLEUMIER, F. & M. MONASTERIO (Hg.), High Altitude Tropical Biogeography. Oxford, S.202-217.
- SARMIENTO, G. (1986): Ecological Features of Climate in High Tropical Mountains. In: VUILLEUMIER, F. & M. MONASTERIO (Hg.), High Altitude Tropical Biogeography. Oxford, S.11-48.
- SCHRÖDER, H. (1996): Periglazial des Lullaillaco. Erlangen.
- SCHRÖDER, H. & A. BERKNER (1986): Zur Geomorphologie des Rila- und Piringebirges (VR Bulgarien). In: Geographische Berichte 120, Heft 3/1986. Gotha, S.145-158.
- SCHRÖDER, H., A. GUNJA & T. FICKERT (1996): Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan. In: Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft, Bd. 43. Erlangen, S.275-300.
- SCHUBERT, C. (1972): Geomorphology and glacier retreat in the Pico Bolívar area, Sierra Nevada de Mérida, Venezuela. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, Bd.8, Heft 1-2, S.189-202.
- SCHUBERT, C. (1975): Glaciation and Periglacial Morphology in the Northwestern Venezuelan Andes. In: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd.26. Öhringen/Württ., S.196-211.
- SCHUBERT, C. (1992): The glaciers of the Sierra Nevada de Mérida (Venezuela): A photographic comparison of recent deglaciation. In: Erdkunde, Bd.46, S.58-64.
- SCHUBERT, C. & L. VIVAS (1993): El Cuaternario de la Cordillera de Mérida – Andes Venezolanos. Mérida.
- STURM, H. (1978): Zur Ökologie der andinen Páramoregion. In: SCHMITHÜSEN, J. (Hg.), Biogeographica, Vol.XIV. The Hague (u.a.).
- TRICART, J. (1966): Geomorfología del area de Mucuchíes. In: Revista Geografica, Vol.VII, N° .16/17. Mérida, S.31-42.
- VAN DER HAMMEN, TH. & A.M. CLEEF (1986): Development of the high andean páramo flora and vegetation. In: VUILLEUMIER, F. & M. MONASTERIO (Hg.), High Altitude Tropical Biogeography. Oxford, S.153-201.
- VARESCHI, V. (1970): Flora de los Páramos. Mérida.
- VARESCHI, V. (1980): Vegetationsökologie der Tropen. Stuttgart.
- WALTER, H. (1977): Vegetationszonen und Klima: die ökologische Gliederung der Biogeosphäre. UTB 14. Stuttgart.
- WALTER, H. & S.-W. BRECKLE (1984): Ökologie der Erde, Band 2 – Spezielle Ökologie der tropischen und subtropischen Zonen. UTB Große Reihe. Stuttgart, S.66-84.
- ZEIL, W. (1986): Geologie der Erde, Bd.1 – Südamerika. Stuttgart

