

6. Synthese und Interpretation der Ergebnisse

6.1 Die rezente geomorphologische Höhenstufung des Hochgebirges von Taiwan

Auf der Grundlage landschaftsökologischer Kriterien (Kuhle 1987, Troll 1973) ist die zentrale Gebirgskette von Taiwan als Hochgebirge anzusehen. Die gegenwärtigen klimatischen und ökologischen Verhältnisse finden ihren Ausdruck in einer oberen Waldgrenze, die etwa 500 m unterhalb der höchsten Gipfel ausgebildet ist. Vorzeitformen, glaziale Geschiebe und erratische Blöcke weisen auf eine pleistozäne Vergletscherung hin. Die hohe Reliefenergie und die daraus resultierende kinetische Energie in Verbindung mit den tektonischen und klimatischen Verhältnissen wirken sich auf die morphologische Formung und den hypsometrischen Formenwandel unterschiedlicher Höhenstufen aus.

Die Abgrenzung der einzelnen Höhenstufen erfolgt nach dem System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage nach Hövermann (1985). Dabei werden die Oberflächenformen zur Grundlage einer klimatisch-geomorphologischen Klassifikation herangezogen. Mit dem Begriff 'Landschaft' wird eine charakteristische Prägung der Oberflächenformen bezeichnet, die im Sinne eines bestimmten Stils der Formung gewässernetzübergreifend ausgeprägt ist (Hövermann 1985: 144). Die hypsometrische Gliederung eines Hochgebirges umfasst somit die morphologisch dominanten Prozesse und Formen, deren Vergesellschaftung sowie eine Abschätzung ihrer Wertigkeit für die Landschaftsgestalt (vgl. Rost 1998: 38).

6.1.1 Die fluvialen Höhenstufen

Die untersten Höhenstufen weisen ein fluvial geprägtes Relief auf, das sich durch dominierende Tiefenlinien auszeichnet und durch Böschungen, die sich zu diesen Tiefenlinien hin abdachen. Im flacheren Westen Taiwans kommt eine Höhenstufe der Schwemmebenen und Flussdeltas (bis ca. 500 m) hinzu, die durch intensive Landnutzung stark anthropogen überprägt ist. Der steilere Ostteil der Insel weist nur lokal begrenzte fluviale Akkumulationsgebiete im Bereich der Flussdeltas auf (z.B. die Ebene von Ilan).

In der sich darüber anschließenden Höhenstufe (bis ca. 2000 m) weisen die tief eingeschnittenen Kasten- bzw. Sohlenkerbtäler z.T. mehrere Dekameter breite Schottersohlen auf, in denen dezimeterhohe Flussterrassen ausgebildet sind. Die Schotterkörper sind das Resultat der rezenten, jahreszeitlich differenzierten Abflussverhältnisse. Entsprechend der jährlichen Niederschlagsverteilung weisen die Flüsse periodische bzw. episodische Hochwasserabflüsse auf. In der niederschlagsärmeren Jahreszeit fließen sie als schmale Gerinne in den breiten Flussbetten. Die gut gerundeten Blöcke mit bis zu mehreren Dezimetern Durchmesser, aus denen die

Flussterrassen aufgebaut sind, weisen auf regelmäßige Abflüsse hin, die den gesamten Talboden einnehmen bzw. auf sich häufig verlagernde Gerinne eines anastomosierenden Flusslaufes. Die Mächtigkeit der Schottersohle beträgt meist mehrere Meter. Das am stärksten eingeschnittene Tal ist die 19 km lange Taroko-Schlucht, die etwa 20 km südöstlich des Nanhuta Shan im Taroko Nationalpark liegt. Sie ist durch eine Kombination aus tektonischer Hebung und fluvialer Einschneidung durch den Liwu-River entstanden. Je nach Methode wurden von unterschiedlichen Autoren holozäne Erosionsraten zwischen 3 und 26 mm pro Jahr ermittelt (Liu et al. 2001, Hartshorn et al. 2002, Dadson et al. 2003, Willet et al. 2003, Schaller et al. 2005). Das Niederschlagsregime und der Charakter der Kasten- und Sohlenkerbtäler zeichnet diese als Torrententäler im Sinne von Louis und Fischer (1979: 281 f.) aus. Eine Höhenstufe der Torrententäler mit vergleichbaren Merkmalen ist aus dem Helan Shan (Hofmann 1993: 49), dem Qilian Shan (Rost 1992: 57 f.) und den japanischen Alpen (Louis und Fischer 1979: 282) beschrieben worden (S. Kap. 7.4).

Oberhalb ca. 2.000 m werden die Kasten- und Sohlenkerbtäler von reinen Sohlenkerbtälern mit deutlich schmaleren Talböden abgelöst. Der Schutttransport bei Hochwasser nimmt im Vergleich zu der darunter liegenden Höhenstufe zu, das Ausmaß der Schotterkörper ist deutlich geringer. Bis hinauf zu den Quellgebieten der Flüsse treten keine reinen Kerbtäler auf, deren Flussbetten der Ausdehnung der Fliessgerinne bei Niedrigwasser entsprechen.

Die Talflanken der fluvialen Höhenstufen zeichnen sich durch starke Hangerosion und -denudation aus. Die niederschlagsbedingte Oberflächenspülung bewirkt Böschungsabtragung, die scheinbar unabhängig jeglicher Waldbedeckung kräftig voran geht. Dabei sind zwei grundsätzliche Arten von Massenbewegungen zu unterscheiden, erosive und denudative.

Die linear-erosiven Massenbewegungen folgen den Verwerfungen im Gestein. Als Steinschlagrinnen und Lawinen- bzw. fluviale Abflussbahnen sind sie in der Regel nur wenige Meter breit. Sie greifen meist geradlinig oder mit Hangtrichtern bis zu den lokalen Wasserscheiden hinauf, so dass ein Großteil der Kämme zu schmalen Graten geformt wird.

Denudative Massenbewegungen wie Bergstürze und Hangrutschungen treten unabhängig von der Petrographie des Untergrundes auf. Das Volumen der infolge von Starkniederschlägen abgehenden Massenbewegungen ist besonders hoch, wenn zuvor ein Erdbeben stattgefunden hat (Dadson et al. 2004, Lin et al. 2006). Dabei sind es häufig nicht die Erdbeben an sich, welche die Massenbewegungen auslösen. Vielmehr geht ein Großteil der Hangrutschungen und Bergstürze auf eine polyphasige Genese zurück, die ihren Anfang in einem Erdbeben nimmt, das den Gesteinsverband löst. Der nächste Starkniederschlag bewirkt dann die Herabsetzung der internen Scherfestigkeit des Materials, die den Abtransport des Materials ermöglicht (vgl. Böse 2005, Lin et al. 2006). Auffällig ist, dass es eine Obergrenze derartiger Massenbewegungen gibt, die bei rund 3000 m liegt. Mögliche Ursachen für diese Obergrenze werden in Kap. 7.1 diskutiert. Die

Obergrenze der rückschreitenden Erosion liegt bei ca. 3.500 m. In dieser Höhe ist somit die Obergrenze der von fluvialen Prozessen dominierten Höhenstufen erreicht.

Anthropogene Modifikationen haben einen erheblichen Anteil an den dominierenden geomorphologischen Prozessen und dem Landschaftsbild der fluvialen Höhenstufen. In den unteren und mittleren Gebirgsbereichen sind vor allem der Straßen- und Siedlungsbau hervorzuheben, der einen z.T. erheblichen Einfluss auf die Frequenz von Massenbewegungen hat (z.B. Chang und Slaymaker 2002).

6.1.2 Die obersten Höhenstufen

Eine Klassifikation der Höhenstufen oberhalb ca. 3.500 m ist aufgrund der Abwesenheit eindeutiger geomorphologischer Kennformen diffizil. Ein typischer periglazialer Formenschatz in Form von Strukturböden und Solifluktionsformen ist in keinem der Untersuchungsgebiete gegeben. Karte (1979) führt als Kriterium für die Ausbildung einer periglazialen Höhenstufe an, dass zwei periglaziale Leitformen unabhängig voneinander miteinander vergesellschaftet sein müssen. Klimamorphologisch gesehen handelt es sich bei der periglazialen Höhenstufe um den Bereich geomorphologisch sehr wirksamer Bodengefrorenis (z.B. Karte 1979, Weise 1983). Nach der Klassifikation von Ellenberg (1977) ist die Central Mountain Range klimatisch dem ausgeprägt ozeanischen Bereich thermischer Kontinentalität zuzuordnen mit einer Jahres-Amplitude der Lufttemperatur, die kleiner ist als 15°C. Die Untergrenze der Gelisolifluktion liegt bei diesem Hochgebirgstypus oberhalb der Waldgrenze.

Zur Definition der Untergrenze der periglazialen Höhenstufe werden von verschiedenen Autoren unterschiedliche Angaben gemacht. Einen Überblick über die Definitionen gibt Karte (1979). Nach Auffassung zahlreicher Autoren bildet die Solifluktionsgrenze die zuverlässigste Leitformengrenze für die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe (z.B. Klaer 1962, Höllermann 1967, Kelletat 1970, Hagedorn 1980). Entscheidend ist dabei das regelhafte Vorkommen von Solifluktionsformen, d.h. eine Bindung an die allgemein herrschenden klimatischen Voraussetzungen, nicht an lokal begrenzte edaphische Gunstfaktoren (Karte 1979: 104).

Auf der Grundlage der o.g. Definition ist die Bestimmung der Untergrenze einer potentiellen periglazialen Höhenstufe im taiwanesischen Hochgebirge nicht möglich, da rezente Solifluktionsformen aufgrund der hohen Reliefenergie, der extremen Niederschläge und Abflussraten und dem damit verbundenen Mangel an Feinmaterial nicht ausgebildet sind. Periglaziale Mikroformen sind an lokale Gunstfaktoren wie das Vorkommen von Feinmaterial gebunden und sind aufgrund sommerlicher Überformung durch Spülprozesse meist nur kurzlebig. Kammeisbedingte Mikroformen können grundsätzlich auch außerhalb des Periglazialbereichs auftreten. Sie können daher nur dann zur Abgrenzung der periglazialen Höhenstufe herangezogen

werden, wenn sie mit weiteren bodengefrorenisbedingten Periglazialformen regelhaft vergesellschaftet sind (Karte 1979: 161).

Dennoch ist oberhalb ca. 3.600–3.700 m eine Höhenstufe ausgebildet, die als periglaziale Stufe angesehen wird, da frostdynamische Prozesse dominieren. Detritusbildung durch Frostverwitterung, die Formung von Glatthängen, Kammeis und die Ausbildung frostbedingter Feinmaterialsorrierung sind insgesamt ein eindeutiges Zeichen für geomorphologische Aktivität, die durch Frostwechsel dominiert wird. Um die periglaziale Höhenstufe eingrenzen zu können und die Charakteristika der dazwischen liegenden subperiglazialen Höhenstufe von ihr zu differenzieren, werden diese Prozesse zunächst näher betrachtet.

6.1.2.1 Das Bodentemperaturregime im Nanhuta Shan

Die erhobenen Monatsmitteltemperaturen des Bodens im Nanhuta Shan folgen dem Verlauf der Lufttemperaturen, weisen aber größere Amplituden auf. In den Sommermonaten Juni bis August liegen die Bodentemperaturen in 2 cm Tiefe 3-4°C über den Lufttemperaturen, in den Wintermonaten Februar und März nur 0,3–0,6°C. Die Ursachen dieser Temperaturunterschiede sind in der unterschiedlichen sommerlichen und winterlichen solaren Einstrahlung, der negativen Strahlungsbilanz während bewölkungsfreier Wintertage und dem Einfluss der isolierenden Schneedecke zu suchen (vgl. Vieira et al. 2003). Die im Boden zur Verfügung stehende Energie hängt dabei von der Albedo und der Wärmeleitfähigkeit des Bodens sowie der Vegetationsbedeckung ab (Welpmann 2003). Der Einfluss der Lufttemperaturen auf die Temperaturentbreitung im Boden ist von den thermischen Eigenschaften des Bodens abhängig, die wiederum hauptsächlich von der Matrix und vom Wassergehalt gesteuert werden (Welpmann 2003). Neben den schwankenden Lufttemperaturen sind die jahreszeitlichen und anuellen Schwankungen demnach auch dem Bodenfeuchtehaushalt geschuldet, der auf das sehr heterogene Niederschlagsregime reagiert. Selten auftretende Oberflächenabflüsse in der Verwitterungsschuttdecke auf dem Plateau weisen auf eine hohe Porosität der Bodenmatrix hin, die Zwischenabfluss ermöglicht.

Das Bodenfrostregime auf dem Plateau des Nanhuta Shan (Abb. 27) zeichnet sich durch flachgründige, tageszeitliche 0°C-Zyklen (bis zu 54) im gesamten Winterhalbjahr (Oktober bis April) sowie kurzperiodische flachgründige Temperaturen im Negativbereich an bis zu 66 Tagen aus. Ein Absinken der Bodentemperaturen auf unter 0°C ist jedoch nicht zwangsläufig gleichbedeutend mit dem Gefrieren von Bodenwasser. Daher müssen Minustemperaturen nicht zwangsläufig Bodenfrost und 0°-Zyklen nicht zwangsläufig Frost-Tau-Zyklen entsprechen. Der Begriff "Frostwechsel" sollte daher nur im Zusammenhang mit solchen Temperaturschwankungen

benutzt werden, die ein Gefrieren und Tauen zur Folge haben (Embleton und King 1975), also einen Durchgang der Temperatur durch den Gefrierpunkt vollziehen (Troll 1943).

Eine entscheidende Bedeutung hinsichtlich der winterlichen Temperaturamplituden auf dem Plateau haben zusammenhängende Schneedecken. Sie reflektieren einen Großteil der Sonneneinstrahlung und verhindern nächtliche Ausstrahlung, was eine geringere Frosteindringtiefe, höhere Temperaturen und verminderte bzw. fehlende Temperaturschwankungen zur Folge hat.

In einer Höhe von 3.700 m, oberhalb derer eine Zunahme der in situ Frostschuttproduktion zu beobachten ist (s. Kap. 6.1.2.2), ist bei einem Gradienten der Lufttemperatur von 0,65 K/100 m eine Jahresmitteltemperatur (JMT) der Luft von 2,8°C zu erwarten, im Gipfelbereich liegt sie analog bei rund 2,5°C. Entlang der Gipfel- und Kammbereiche, die dem Wind stärker ausgesetzt sind, können sich zusammenhängende Schneedecken weniger lange halten. In diesem Höhengürtel sind somit insgesamt niedrigere Bodentemperaturen (JMT <6°C), größere Frosteindringtiefen (>25 cm), größere Tagestemperaturamplituden (>11 K) und häufigere effektive Frost-Tau-Zyklen (>5 pro Frostsaison) zu erwarten (vgl. Kap. 4.1.3.2, 4.1.3.6).

6.1.2.2 Detritusbildung durch Frostverwitterung

Die oberen Hangpartien der obersten Gebirgsregionen sind mit einer relativ geringmächtigen Schicht aus kantigem bis kantengerundetem autochthonem Schutt bedeckt. Klastengröße und Rundungsgrad variieren in Abhängigkeit von der Lithologie (Kap. 4.3). Die Prozesse der Makrogelivation, des Zerbrechens von Gestein in Schuttklasten unter Ausnutzung struktureller Schwachstellen im Gestein (Ballantyne und Harris 1994), sind noch nicht umfassend verstanden. Die überwiegend kantige Morphologie der Schuttklasten deutet auf mechanische Verwitterung unter Frosteinwirkung hin (Ballantyne und Harris 1994, Embleton und King 1975).

Neben den rein thermisch bedingten Frostwechseln spielen bei der Frostverwitterung auch das Porenvolumen des Bodens, Risse im Gestein, die Lithologie des Gesteins, die Bodentextur, die Korngrößenverteilung des Regoliths und das Feuchteregime eine entscheidende Rolle (Embleton und King 1975, Matsuoka 2001b, Matsuoka et al. 1997, Thorn 1992). Aufgrund der auch in den Wintermonaten noch relativ hohen Niederschläge und der Lithologie des Schiefergesteins sowie der tektonischen Bewegungen, die zusätzliche Risse im Untergrund entstehen lassen, sind die rezenten Ausgangsvoraussetzungen für Prozesse der Frostverwitterung im Hochgebirge von Taiwan gegeben. Fraglich bleibt, ob das thermische Regime die Bildung, das temporäre Bestehen und das Abschmelzen von Bodeneis ermöglichen, die für die Frostverwitterung die entscheidenden Faktoren darstellen (Thorn 1992). Die direkte Beobachtung von Bodeneis und seinen Bildungsbedingungen sowie den daraus resultierenden geomorphologischen Prozessen wäre daher wünschenswert, ist aber im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen nicht möglich gewesen.

Als kritische Temperaturen bzw. Temperaturamplituden für effektive Frostwechsel werden von verschiedenen Autoren sehr unterschiedliche Werte angegeben (siehe z.B. Zitate in Matsuoka 1990, Thorn 1992), was vor allem auf Unterschiede in den Eigenschaften des untersuchten Gesteins und differierende Untersuchungsmethoden zurückzuführen ist. McGreevy und Whalley (1982) weisen z.B. darauf hin, dass auch Temperaturschwankungen mit geringer Amplitude im Negativbereich (zwischen 0 und -3°C) Frostverwitterung zur Folge haben können. Laut Matsuoka (1990) wird die maximale Ausdehnungsrate in porösen und zerklüfteten Gesteinen bei -2 bis -3°C erreicht, wobei -2°C den kritische Wert für die Erzeugung von Brüchen im Gestein darstellt. Ein effektiver Frostwechsel wird demzufolge als ein Absinken der Temperatur auf -2°C gefolgt von einem Anstieg der Temperatur auf $+2^{\circ}\text{C}$ definiert (Matsuoka 1990). Im Nanhuta Shan wurden in 2 cm Bodentiefe durchschnittlich lediglich fünf solcher Frostwechsel pro Jahr verzeichnet. Es ist davon auszugehen, dass die Effektivität, d.h. die Amplitude der Frostwechsel mit größerer Meereshöhe (d.h. oberhalb der Messstation) zunimmt, da die höhere Einstrahlung größere Gegensätze zwischen Tages- und Nachttemperaturen bewirkt und sich eine isolierende Schneedecke aufgrund zunehmender Reliefenergie nicht ausbilden kann. In den Kamm- und Gipfellagen sind daher deutlich mehr Frostwechsel zu erwarten.

Die Dominanz von Frostverwitterung als geomorphologischem Prozess unter kalten Klimabedingungen ist häufig hinterfragt worden, da auch andere Prozesse, wie Durchfeuchtung und Trocknen, Temperaturschwankungen oder Lösungsvorgänge für das Aufbrechen von Gestein verantwortlich sein können. Chemische Verwitterungsprozesse können auch unter kalten, periglazialen Bedingungen eine wichtige Rolle spielen (Dixon and Thorn 2005, Hall et al. 2002, Rapp 1960). Lösungsbedingte Verwitterung führt jedoch nicht zur Ausbildung kantigen Schutts. Eine weitere Möglichkeit der mechanischen Gesteinszerrüttung im Hochgebirge von Taiwan ist die Kombination aus endogenem Stress, hervorgerufen durch tektonische Bewegungen, und Starkniederschlägen. Matsuoka (1990) konnte in den japanischen Alpen einen Anstieg von Gesteinszerrüttung infolge von Starkregenereignissen in den Sommermonaten beobachten, der in niederschlagsarmen Sommern deutlich zurückging.

Erdbebenätigkeit allein bringt kaum Schuttklasten im Zentimeterbereich hervor. Aus den fluvialen Höhenstufen sind die Auswirkungen von Erdbeben und darauffolgenden Starkniederschlägen auf die Landschaft sehr gut bekannt (Kap. 6.1). Hier kommt es unabhängig von der Lithologie zu großflächigen Rutschungen und Abbrüchen. Für die Schuttproduktion in den obersten Höhenlagen des Hochgebirges von Taiwan können Starkniederschläge aus zweierlei Gründen nicht der dominierende Faktor in der Produktion und dem Transport kantiger Schuttklasten sein. Fluvialer Transport und Akkumulation infolge von Starkregenereignissen konnten an einigen Stellen in den Untersuchungsgebieten temporär beobachtet werden. Als Beispiele können die Modifikationen des Glatthangreliefs im Yushan und die dachziegelartige Schichtung der Schotter im oberen Sedimentbecken des Nanhuta Shan infolge eines Taifun-Niederschlags angeführt werden. Die

andersartige Gestalt, d.h. die Abwesenheit so oder ähnlich gearteter fluvialer Überformung des überwiegenden Teils der Hänge spricht also gegen fluvialen Transport als dominierendem Faktor.

Der in den Kamm- und Gipfellagen der Untersuchungsgebiete in situ produzierte und zum Teil hangabwärts transportierte kantige Schutt ist somit auf eine polykausale Genese zurückzuführen, wobei die Frostverwitterung den dominierenden Prozess darstellt. Die Volumina des Frostschutts sind jedoch mit den heutigen thermischen Bedingungen nicht zu erklären. Es wird daher von einer rezenten frostbedingten Modifikation vorzeitig angelegter Schutthalden ausgegangen, die Hinweise auf eine kühlere Klimaphase geben (s.u.).

6.1.2.3 Formung von Glatthängen

Insgesamt sind in den Untersuchungsgebieten fünf Glatthänge ausgebildet. Es handelt sich um Hänge mit ausgeprägt geradlinigem Längs- und Querprofil und Neigungen von 30-36° (vgl. Weise 1983). Glatthänge sind Mesoformen der periglazialen Höhenstufe (Höllermann 1983). Ihre Genese ist nicht an periglaziale Bedingungen gekoppelt, wird aber durch sie begünstigt (Höllermann 1983, Weise 1983). Hagedorn (1970) konnte beispielsweise zeigen, dass Glatthänge in Griechenland in geringer Meereshöhe auch unter semiariden Klimabedingungen gebildet werden können. Voraussetzungen für die Genese von Glatthängen sind die Aufbereitung des Gesteins zu einem Detritus aus relativ kleinen Klasten, der am Hang leicht beweglich ist, sowie flächenhaften Abtragungsprozessen, z.B. durch Kammeis oder die Bildung oberflächennaher Eislinsen (Heine 1977, Höllermann 1983, Klaer 1962, Weischet 1969, Matsuoka 1998a). Louis und Fischer (1979: 140) erklären die Glatthangbildung als ein Phänomen der Haldenhangbildung bei damit einhergehender Wandrückverlegung. Im Endstadium der Wandrückverlegung ist der Glatthang bis an den Kamm entwickelt wie beispielsweise an der Südflanke des E-Peak (Photo). Letztere ist jedoch als Sonderfall zu betrachten, da sie in ihrer Hangneigung dem Einfallen der Schichten folgt. Eine Bindung der Glatthänge an bestimmte Expositionsrichtungen, wie sie von Spreitzer (1960) und Klaer (1962) für die subtropischen Gebirge postuliert wurde, kann schon aufgrund der drei unterschiedlich exponierten Hänge im Nanhuta Shan für Taiwan nicht bestätigt werden. Obwohl auch der Norden Taiwans dem subtropischen Klimabereich zuzuordnen ist, treten strahlungsbedingte Expositionsunterschiede aufgrund der niedrigen geographischen Breite in den Hintergrund. So berichtet Weischet (1969) von expositionsunabhängigen Glatthängen im Norden Chiles bei 30°S. Glatthänge sind mehrfach als periglaziale Vorzeitformen beschrieben worden, die rezent geringen Veränderungen unterliegen (z.B. Weischet 1969, Ballantyne und Harris 1994). Auch die in Taiwan untersuchten Glatthänge sind in einer Phase verstärkter Frostverwitterung angelegt worden. Der Grad der heutigen Aktivität ist abhängig von der Höhe des Einzugsgebietes und dem Schichteinfallen des Untergrundes. Im Norden Taiwans (Nanhuta Shan) sind die

Glatthänge zwischen 3.300 und 3.650 m ausgebildet, im Süden (Yushan) zwischen 3.600 und 3.800 m (Tab. 16). Nicht immer ist die Verbreitung von Glatthängen an den von Solifluktionen- und Schneegrenze limitierten Höhengürtel gebunden. Vielmehr beherrschen Glatthänge den "mittleren und höheren Bereich des Periglazialgürtels" (Klaer 1962: 25), so dass sie als ein wertvoller Indikator für die vorzeitliche Ausdehnung der periglazialen Höhenstufe betrachtet werden können (Kap. 6.2.2).

Nr.	Lokalität	Exposition	Hangneigung	Einzugsgebietshöhe [m ü.M.]	Vertikalerstreckung [m ü.M.]	Eigenschaften
1	Nanhuta Shan, Lower Valley	E	30°	3.742	3.650 - 3.500 (ca. 150 m)	- gering aktiv - unregelmäßig mit Gräsern und Flechten bewachsen
2	Nanhuta Shan, SE-Flanke des E-Peak	SE	36°	3.632	3.632 - 3.450 (ca. 200 m)	- sehr aktiv - kein Bewuchs - folgt dem Schichteinfall
3	Nanhuta Shan, SE-Valley	W	35°	3.500	3.500 - 3.300 (ca. 200 m)	- gering aktiv - unregelmäßig mit Gräsern und Flechten bewachsen
4	Yushan, Nanzixian Valley, zw. Main Peak und S-Peak	W	34°	3.804	3.804 - 3.600 (ca. 200 m)	- sehr aktiv - kein Bewuchs
5	Yushan, Ostflanke des Main Peak	NE	30°	3.952	3.900 - 3.700 (ca. 200 m)	- gering aktiv - unregelmäßig mit Gräsern, Flechten und Büschen bewachsen

Tab. 16 Lage und Charakteristika der Glatthänge in den Untersuchungsgebieten

6.1.2.4 Kammeis

Nach Heine (1977) ist die Glatthangbildung eng mit der Kammeisbildung verknüpft. Kamm- oder Nadeleis ist die Akkumulation feiner, büstenartiger bzw. nadelförmiger Eiskristalle, die senkrecht zur Abkühlungsfläche stehen (Troll 1944, Washburn 1979). Da Kammeis sich direkt an oder knapp unter der Bodenoberfläche bildet, ist es nicht als eigener Typus der Bodengefrorenis anzusehen (Karte 1979). Voraussetzungen für die Bildung von Nadeleis sind eine richtige Kombination aus pedologischen und mikroklimatischen Variablen wie physikalische Bodeneigenschaften, Bodenfeuchte, Frostdauer und Frostgradient (Grab 2001). Nach Outcalt 1971 (zit. in Washburn 1973, Heine 1977 und Lawler 1977) muss für die Eisbildung eine durchschnittliche Oberflächentemperatur von mind. -2°C gegeben sein, wobei die Unterkühlung nicht eine Lufttemperatur von -2°C impliziert, denn diese kann auch aus der Verdunstungskälte und negativer Strahlungsbilanz resultieren. Grab (2001) gibt Beispiele für die Bildung von Nadeleis bei $1,5^{\circ}\text{C}$ Luft- und $-0,3^{\circ}\text{C}$ Bodenoberflächentemperatur. Nach seinen Beobachtungen am Hohen Drakensberg in Lesotho entwickelt sich Kammeis häufig, wenn die Bodenoberflächentemperaturen auf -1°C sinken, es kann sich aber auch schon bei $-0,4^{\circ}\text{C}$ bilden (Grab 2001). Des Weiteren muss die Bodenwasserspannung innerhalb bestimmter Werte liegen, d.h. Substrate mit einer guten Wasserhaltefähigkeit stellen einen Gunstfaktor dar. In ökologischen Gunstlagen kann sich Kammeis innerhalb von 30-60 Minuten nachdem die Bodenoberflächentemperatur auf unter 0°C gesunken ist, bilden (Grab 2001). Ideale ökologische Standortfaktoren für die Bildung von Kammeis sind eine hohe Bodenfeuchte, die Migration von Wasser aus hangaufwärtigen Regionen für die Eissegregation, eine erhöhte Wahrscheinlichkeit niedriger Temperaturen, z.B. aufgrund

katabatisch absinkender Kaltluft, sowie fehlende Vegetation (vgl. Lawler 1977: 155). Im Nanhuta Shan konnte Kammeis in den Monaten März und April längs eines Pfades in 3.100 m (Photo) und im oberen Sedimentbecken in 3.430 m sowie auf dem Plateau in 3.560 m beobachtet werden.

Kammeis ist in der Lage, erhebliche Mengen an sowohl feinem als auch grobem Material zu bewegen und daraus spezielle Landformen entstehen zu lassen (s. Literatur in Lawler 1988: 138), wie z.B. flachgründige Strukturböden in tropischen Hochgebirgen (Troll 1943). Die Eisnadeln können infolge ihres Wachstums Partikel des Oberflächensubstrats anheben. Beim Abtauen des Eises werden diese Partikel durch Abknicken der Eiskristalle infolge der Gravitation hangabwärts verlagert. In den Subtropen kann so infolge von Kammeisbildung ein 'periglazialer' Formenschatz weit unterhalb der Schneegrenze entstehen (Heine 1977: 76). Lawler (1988) macht die untere Verbreitungsgrenze von Kammeis in etwa auf der Höhe der jährlichen 0°C-Minimumisotherme, die obere in etwa auf der Höhe der Permafrostuntergrenze fest. Aufgrund der thermischen Voraussetzungen ist die Bildung von Kammeis demnach bis in die höchsten Gipfellagen des Hochgebirges von Taiwan möglich. Die untere thermische Verbreitungsgrenze ist nicht bekannt. Aufgrund eigener Beobachtungen kommt Kammeis abwärts bis in Höhen von 3.100 m vor.

Der Bestand des Kammeises ist nach Beobachtungen von Grab (2001) an Grenzwerte der Bodenoberflächentemperatur gebunden. Letztere sollte während des Tages nur selten 8°C übersteigen.

6.1.2.5 Frostbedingte Feinmaterialsartierung

Die im unteren Sedimentbecken des Nanhuta Shan beobachteten Mikropolygone sind der Gruppe der Texturböden zuzuordnen, die ein homogenes, meist feinkörniges Substrat und keine Detritussortierung aufweisen (Weise 1983). Für ihre Genese kommen neben frostdynamischen Prozessen wie thermischer Kontraktion, Dehydration im Zusammenhang mit Eissegregation und Expansion der Bodenoberfläche infolge von Frosthebung, auch die Austrocknung der Bodenoberfläche in Betracht (Karte 1979). Die Entstehung unsortierter Polygone aufgrund von Dehydration ohne Frosteinwirkung ist häufig beschrieben worden (z.B. Heine 1977, Literatur in Karte 1979, Weise 1983). Auch im Nanhuta Shan fallen die Wintermonate in eine relative Trockenzeit. In den Monaten März und April, in denen die besagten Formen beobachtet wurden, wurden jedoch durchschnittlich Niederschlagssummen von jeweils rund 200 mm verzeichnet, so dass keineswegs von ariden Bedingungen gesprochen werden kann. Die Existenz von Eiskristallen deutet auf eine Frosteinwirkung hin, die zumindest prozessual an der Entstehung der Polygone beteiligt ist. Aufgrund ihrer unsicheren genetischen Zuordnung stellen die Mikrospaltenpolygone jedoch kein zuverlässiges Kriterium für die Existenz einer periglazialen Höhenstufe dar (vgl. Karte 1979).

Ähnliches gilt für die zum Teil mit den Polygonen vergesellschafteten Sortierungserscheinungen des Bodens, die in beiden Untersuchungsgebieten beobachtet wurden. Ihre Entstehung kann beispielsweise auf Frosthub oder das Wirken von Kammeis zurückzuführen sein (vgl. Befunde von Troll, 1944, in den Drakensbergen in Südafrika), das Wirken von Quellung und Schrumpfung kann aber nicht ausgeschlossen werden.

6.1.2.6 Abgrenzung der obersten Höhenstufen

Wie oben bereits dargelegt, erfolgt die Abgrenzung der einzelnen Höhenstufen auf der Grundlage ihrer morphologisch dominanten Prozesse und Formen, deren Vergesellschaftung sowie einer Abschätzung ihrer Wertigkeit für die aktuelle Landschaftsgestalt.

Folgt man den allgemein gebräuchlichen Kriterien für die Abgrenzung periglazial geprägter Räume, wie sie von Karte (1979) dargelegt und seitdem häufig zitiert wurden, muss die Existenz einer periglazialen Höhenstufe in Taiwan ausgeschlossen werden, da das Kriterium zweier unabhängig voneinander miteinander vergesellschafteter Formen nicht erfüllt wird. Zudem bemerkt Karte (1979: 25), dass die Verwitterungsart kein geeignetes Kriterium für die Abgrenzung periglazial geprägter Räume ist, da die Frostverwitterung sich "weder nach ihrer Wirksamkeit und Intensität sowie als Verwitterungsart von anderen Verwitterungsarten klar trennen" lässt, "noch lassen sich klimatische Schwellenwerte ihrer räumlichen Ausdehnung angeben". Diese Aussage ist in zweierlei Hinsicht als kritisch zu beurteilen. Ohne umfangreiche Messungen lässt sich die Wirkung der unterschiedlichen auf den Gesteinsverband wirkenden Kräfte kaum exakt nachweisen bzw. voneinander trennen. Anhand der Verwitterungsprodukte und Beobachtungen aus unterschiedlichen Höhenstufen eines Gebirges kann es dennoch möglich sein, Art und Intensität der Verwitterungsprozesse abzuschätzen. So kann kantiger Schutt beispielsweise nicht das Produkt dominierender Lösungsverwitterung sein (s. Kap. 6.1.2.2). Zudem sind klimatische Schwellenwerte nicht geeignet, die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe bzw. die untere Verbreitungsgrenze periglazialer Formengesellschaften genau einzugrenzen. Ursächlich für die Verbreitung eines periglazialen Formenschatzes sind neben den klimatischen Bedingungen auch die lithologischen, bodenphysikalischen und vegetationsgeographischen Standortfaktoren. Diese können auf mikroskaliger Ebene starken Schwankungen unterworfen sein.

Die Ausprägung nur einer periglazialen Landschaftsform, den Glatthängen, ist den geographischen Besonderheiten des Hochgebirges von Taiwan geschuldet. Die Ausbildung von Strukturböden und Solifluktionerscheinungen, die als gute Indikatoren für periglaziale Aktivität gewertet werden können, ist in den Kamm- und Gipfellagen aufgrund des fehlenden Feinmaterials, das den steilen Graten, den starken Niederschlägen und der Winderosion geschuldet ist, nicht möglich. Diejenige Höhenstufe, die im Nanhuta Shan oberhalb 3.650 - 3.700 m und im Yushan oberhalb etwa 3.800 m liegt, wird von der Wirkung des saisonalen Frostes dominiert (Kap. 6.1.2.2). Ihre geringe vertikale

Ausdehnung von knapp 100 m im Nanhuta Shan (Nord-Taiwan) und von knapp 200 m im Yushan (Süd-Taiwan) lässt die Ausbildung eines umfangreicheren Formenschatzes nicht zu. Auf der Grundlage der dargestellten Befunde und deren Interpretation wird dieser Bereich als periglaziale Höhenstufe angesprochen (Abb. 34, Tab. 15). Dieses Ergebnis korrespondiert gut mit Befunden aus den japanischen Alpen, wo die periglaziale Höhenstufe sehr ähnliche Charakteristika aufweist (s. Kap. 7.4).

Zwischen der periglazialen und der fluvialen Höhenstufe ist in beiden Untersuchungsgebieten ein Übergangsgürtel ausgebildet, der sich durch eine relative Formungsruhe auszeichnet. Fluviale Formung ist zu vernachlässigen; sie ist auf geringfügigen Materialtransport infolge einzelner Starkregenereignisse beschränkt. Die dominante rezente Formung ist auf Frostwechselaktivität während der 6 Monate andauernden Frostperiode (Oktober bis April) zurückzuführen, die die Ausbildung von periglazialen Mikroformen, Glatthängen und Kammeisaktivität zur Folge hat. Die rezente morphologische Überprägung des vorzeitlichen Reliefs ist jedoch relativ gering und nicht primär ausschlaggebend für die aktuelle Landschaftsgestalt.

Dieser Übergangsgürtel wird als subperiglaziale Höhenstufe angesprochen, da die edaphischen bzw. ökologischen Voraussetzungen für die Ausbildung periglazialer Mikroformen, zumindest lokal, gegeben sind (vgl. Hagedorn 1980, Karte 1983), die thermischen Grenzwerte jedoch nicht erreicht werden, um die Mikroformen über eine Frostsaison hinaus zu erhalten. Die subperiglaziale Höhenstufe ist nicht zu verwechseln mit der von Karte (1983) so bezeichneten subperiglazialen subarktischen Übergangszone, die anderen klimatischen und ökologischen Bedingungen unterliegt (Mittlere Jahrestemperatur von -2°C bis -8°C) und damit durch andere periglaziale Formen (z.B. Palsas und Strangmoore) gekennzeichnet ist. Eine subperiglaziale Höhenstufe ist auch aus anderen subtropischen Hochgebirgen bekannt (s. Kap. 7.4), bislang wurde sie jedoch nur in den Hochländern Südafrikas und Lesothos als solche angesprochen (Hanvey und Marker 1992, Sumner 2003; Kap. 7.4).

Die subperiglaziale Höhenstufe in der Central Mountain Range in Taiwan hat eine Vertikalausdehnung von rund 300 m (im Nanhuta Shan zwischen 3.400 und 3.700, im Yushan zwischen 3.500 und 3.800 m).

Zusammenfassend sind die Höhenstufen der CMR in Tab. 15 und in Abb. 34 dargestellt.

Höhe [m ü.M.]		Geomorphologische Höhenstufe	Geomorphologische Prozesse und Kennformen	Klimabedingungen an der Untergrenze
Nord-Taiwan	Süd-Taiwan			
3.700 - 3.742	3.800 - 3.952	Periglaziale Höhenstufe	Frostverwitterung; steile, zerklüftete Grate	kühl-temperiert humid MJT: < 4°C; NL/a: > 3.500 mm
3.400 - 3.700	3.500 - 3.800	Sub-periglaziale Höhenstufe	Relative Formungsruhe; Erhalt pleistozäner und früh-holozäner Tal- und Landformen (Glatthänge, Schuttkegel und -halden)	kühl-temperiert humid MJT: < 7°C; NL/a: > 3.500 mm
2.000 - 3.400	2.000 - 3.500	Höhenstufe überwiegender Kerbtalbildung und erosiver Hangauflösung	Erosive und denudative Hangauflösung, Kerbtalbildung	warm-temperiert-humid MJT: < 13°C; NL/a: > 3.000 mm
500 - 2.000	500 - 2.000	Höhenstufe der Torrententäler	Intensive Hangabspülung, periodisch und episodisch starke fluviatile Aktivität; Flußterrassen	warm-temperiert-humid MJT: < 20°C
0 - 500	0 - 500	Höhenstufe der Schwemmebenen und Flußdeltas	periodisch starke fluviatile Aktivität; Schwemmfächer und Flußdeltas	warm-temperiert-humid MJT: < 25°C

Tab. 15 Rezente geomorphologische Höhenstufung in der Central Mountain Range, Taiwan

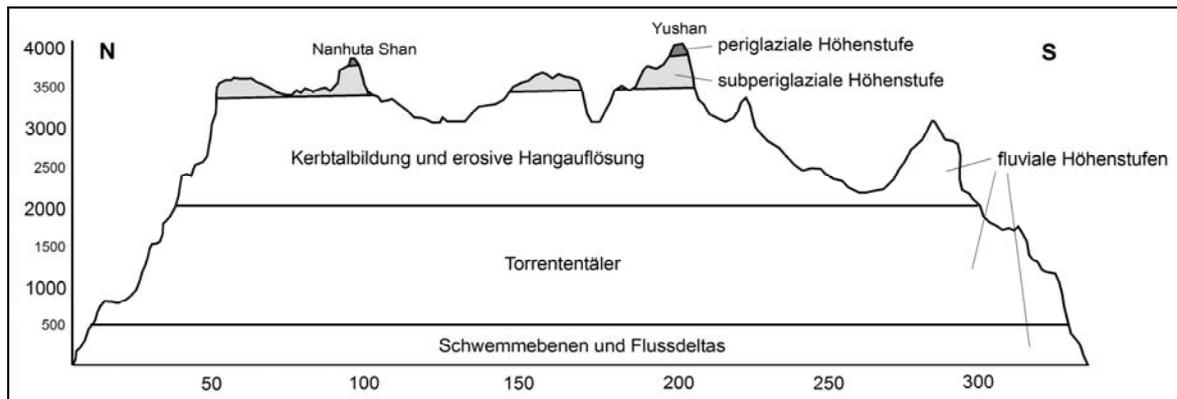


Abb. 34 Skizze der geomorphologischen Höhenstufung der Central Mountain Range in Taiwan dargestellt in einem Nord-Süd-Profil

6.2 Implikationen der geomorphologischen Befunde für die klimatische Entwicklung

6.2.1 Hinweise auf holozäne Klimaschwankungen

Hinweise auf holozäne Klimaschwankungen geben, die in beiden Untersuchungsgebieten verbreiteten periglazialen Frostschuttdecken, die auf den Schuttkegeln im Nanhuta Shan angesiedelten Wacholderbäume sowie die Solifluktionsterrassetten im selben Gebiet. Die Befunde sind zum einen Indikatoren für kältere bzw. wärmere Phasen. Zum anderen ermöglichen sie eine relative chronologische Einordnung unterschiedlicher Klimaschwankungen.

6.2.1.1 Frostschutt

In beiden Untersuchungsgebieten sind periglaziale Schuttdecken ausgebildet, die in ihrer Mächtigkeit unter den heutigen klimatischen Bedingungen nicht entstanden sein können. Im Nanhuta Shan sind Endmoränenzüge und Reste von Grundmoräne erhalten. Der in den übertieften Talböden des Upper und Lower Valley und auf dem Plateau akkumulierte Regolith unterscheidet sich in seiner Zusammensetzung deutlich von den glazialen Geschieben. Es ist daher davon

auszugehen, dass er postglazial abgelagert worden ist. Dabei kann die Produktion des Frostschutts parallel zur Deglaziation stattgefunden haben. Die obersten Sedimentlagen im Zentrum des oberen Talbodens sind Richtung Norden geneigt, der Richtung des Paläofließens. Vor dem Hintergrund, dass die heutigen Niederschlagsverhältnisse mit Niederschlagsintensitäten von über 150 mm pro Stunde nur wenig morphologische Veränderungen in dem Sedimentbecken bewirken, ist davon auszugehen, dass es größerer Wassermassen bedurft hat, um das Sedimentbecken zu verfüllen. Dieser Sedimenttransport ist daher vermutlich auf glazifluviale Prozesse während der Deglaziation zurückzuführen, da noch höhere Niederschläge als die heutigen kaum vorstellbar scheinen. Das Plateau im Nanhuta Shan ist mit einer Regolithdecke verkleidet, die in ihrer Mächtigkeit (ca. 30 cm), die rezente Frosteindringtiefe (höchstens 25 cm) übersteigt. Der in situ verwitterte Frostschutt kann demnach nur in einer Kaltphase entstanden sein, die der Deglaziation des Plateaus zeitlich nachgestellt ist, d.h. nach ca. 7 ka (Hebenstreit et al. 2006). Die schuttbedeckten Hänge in beiden Untersuchungsgebieten, die sowohl die autochthonen Quarzit-Schutthalden als auch die Glatthänge einschließen, sind ebenfalls ein eindeutiger Indikator für eine oder mehrere holozäne Kaltphasen.

6.2.1.2 Bewachsene Schuttkegel

Der Grad des Bewuchses der Schuttakkumulationen durch Bäume, Sträucher und Gräser ist fast ausschließlich auf edaphische Standortfaktoren zurückzuführen. Die mit Wacholderbäumen und Bambus bewachsenen Schuttkegel im Upper Valley des Nanhuta Shan weisen einen relativ hohen Feinmaterialanteil auf und sind mit einer geringmächtigen humosen Auflage bedeckt, wohingegen die umliegenden feinmaterialärmeren Bereiche vegetationsfrei bleiben.

Die Genese der Schuttkegel fällt in eine postglaziale Kaltphase mit verstärkter Frostverwitterung. Die Besiedelung der Schuttkegel durch Vegetation deutet auf eine relative Warmphase hin. Das Fehlen aktueller Wacholder-Jungpflanzen im gesamten Untersuchungsgebiet legt nahe, dass die heutigen thermischen Bedingungen für die Ausbreitung von Wacholderpflanzen ungünstig sind. Der Verlust von Jungpflanzen durch den Formosa Serau (Kap. 2.7) ist möglich, in diesem Umfang aber als unwahrscheinlich zu beurteilen. Die mittels Dendrochronologie auf absolute Alter hin untersuchten Bäume auf den drei Schuttkegeln datieren auf mindestens 1,1 ka. Damit ist belegt, dass die Schuttkegel zwischen der Deglaziation um ca. 7 ka (Hebenstreit et al. 2006) und 1,1 ka entstanden sind. Methodische Probleme und sich daraus ergebende Ungenauigkeiten werden in Kap. 7.2 diskutiert.

6.2.1.3 Solifluktionsterrassetten

Die im Nanhuta Shan entlang der unteren Talflanken verbreiteten Terrassetten sind durch Solifluktion, also durch langsame, hangabwärts gerichtete Massenbewegung wassergesättigter Materials (Weise 1983: 86), entstanden. Das auch als Gelifluktion bezeichnete Durchtränkungsfließen erfolgt in einer Auftauschicht über gefrorenem Boden. Es resultiert aus dem Überschreiten der Scherfestigkeit bei zunehmendem Bodenwassergehalt, wenn sich das fluide Sediment über einem Gleithorizont mit Bodeneis in Bewegung setzt (vgl. Washburn 1979). Die größten Bewegungsraten werden dabei in der Tauperiode bzw. während einer Frost- und Tauperiode verzeichnet (Lehmkuhl und Klinge 2000, Matsuoka 1998, Matsuoka et al. 1997). Ein weiterer möglicher Mechanismus der Bodenbewegung resultiert aus der Bildung von Kammeis bzw. Eislinen. Das senkrecht zum Hang angehobene Material wird infolge des Tauens gravitativ hangabwärts verlagert. Die Frosthebung durch Kammeis vermag jedoch nur eine wenige Zentimeter mächtige Schicht zu bewegen (Matsuoka 1998) und kann damit nicht allein für die Entstehung der Terrassetten verantwortlich sein. Das Auftreten und die Mächtigkeit des durch Solifluktion bewegten Materials ist abhängig von seinem Wasserspeichervermögen (Matsuoka 1994, 1996, Yamada et al. 2000).

Das Fehlen inkorporierten organischen Materials in den Aufschlüssen deutet auf eine Genese in Form von ungebundener Solifluktion hin. Die Vegetation auf den Außenkanten der Terrassetten weist keine Risse oder sonstige Unterbrechungen auf. Die dünne humose Auflage und der dichte Bambusbewuchs sind daher chronologisch nach der Entstehung der Terrassetten einzuordnen. In zwei Profilen hebt sich die Solifluktionseinheit durch eine andere Bodenmatrix und -farbe deutlich von der Schicht ab, die sie überfahren hat. Das ermittelte Alter einer dieser unterlagernden Schichten ($3,3 \pm 0,9$ ka; Profil V) gibt den Zeitpunkt der Sedimentation, genauer gesagt den damit verbundenen Abschluss des Materials vom Sonnenlicht, an. Das Datum spiegelt somit das Höchstalter der auflagernden Solifluktionseinheit wieder.

6.2.2 Vorzeitliche Absenkung der Untergrenze der periglazialen Höhenstufe

Die im Nanhuta Shan kartierten und in einem Fall grob datierten Solifluktionsterrassetten deuten auf eine holozäne Kaltphase hin, während der die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe auf zumindest 3.400 m abgesenkt war. Das entspricht einer Absenkung gegenüber der heutigen Untergrenze (Tab. 15) um 250 bis 300 m. Auf der Grundlage der auf dem Plateau erhobenen Lufttemperaturen und einem durchschnittlichen Temperaturgradienten von 0,65 K pro 100 m, ist in 3.700 m heute eine Jahresmitteltemperatur der Luft von ca. 2,8°C zu erwarten. In 3.400 m sind es etwa 4,7°C. Um in 3.400 m eine Jahresmitteltemperatur von 2,8°C zu bekommen bedürfte es demnach einer Temperaturabsenkung von 1,9°C.

Diese modellhafte Berechnung stellt eine sehr grobe Annäherung dar. Sie berücksichtigt die vielfältigen mikroklimatischen Differenzen ebenso wenig, wie die für die Solifluktion tatsächlich notwendigen thermischen Voraussetzungen, die sich von denen der Frostverwitterung deutlich unterscheiden können. Auf der Grundlage der zur Verfügung stehenden Daten kann das einfache Modell jedoch eine grobe Orientierung hinsichtlich der vorzeitlichen Temperaturabsenkung geben. Die tektonische Hebung wurde in diesem Fall vernachlässigt, da sie mit rund 17 m in den letzten 3.300 Jahren (vgl. Hebungsdaten in Kap. 2.2.1) relativ gering ist.

6.2.3 Interpretation der geomorphologischen Situation in Batongguan

Die glazialmorphologischen Befunde wie die Talformen und ihre Ausrichtung zum Tal des Laonung Xi sowie die Existenz erratischer Blöcke legen nahe, dass es sich bei der Lokalität Batongguan um einen Transfluenzpass eines Nebengletschers des vom Yushan Main Peak herabfließenden Gletschers (Yushan-Ost-Gletscher) handelt. Der Hauptgletscher floss in Richtung Süden, dem heutigen Tal des Laonung Xi folgend, weiter (s. Abb. 35). Die Ablagerung großer gut gerundeter Blöcke im Kreuzungsbereich des in nordsüdlicher Richtung verlaufenden Tals deutet darauf hin, dass zu jenem Zeitpunkt auch dieses Tal von einem Gletscher, dem Batongguan-Gletscher, verfüllt war, der die Sedimente aufgestaut hat. Das obere Einzugsgebiet (Nährgebiet) dieses Gletschers ist bereits der starken rückschreitenden Erosion des Chenyulan Xi zum Opfer gefallen (Photo).

Die stark ausgeprägte Homogenität des oberhalb der Blöcke abgelagerten Sediments mit Schluffanteilen um 50% lässt auf einen glazifluvialen bzw. glazilimnischen Ursprung schließen. Die Alter der Sedimente von rund 30 ka entsprechen einem Rückzugsstadium des Yushan-Gletschers, der Batongguan zu dieser Zeit nicht mehr vollständig überflossen hat. Das verhältnismäßig junge Alter des Sediments in dem nord-südlichen Transfluenzbereich (Probe XI) von rund 8,5 ka zeugt von jüngeren Massenbewegungen, die das Tal postglazial verschüttet und sein glaziales Querprofil modifiziert haben.

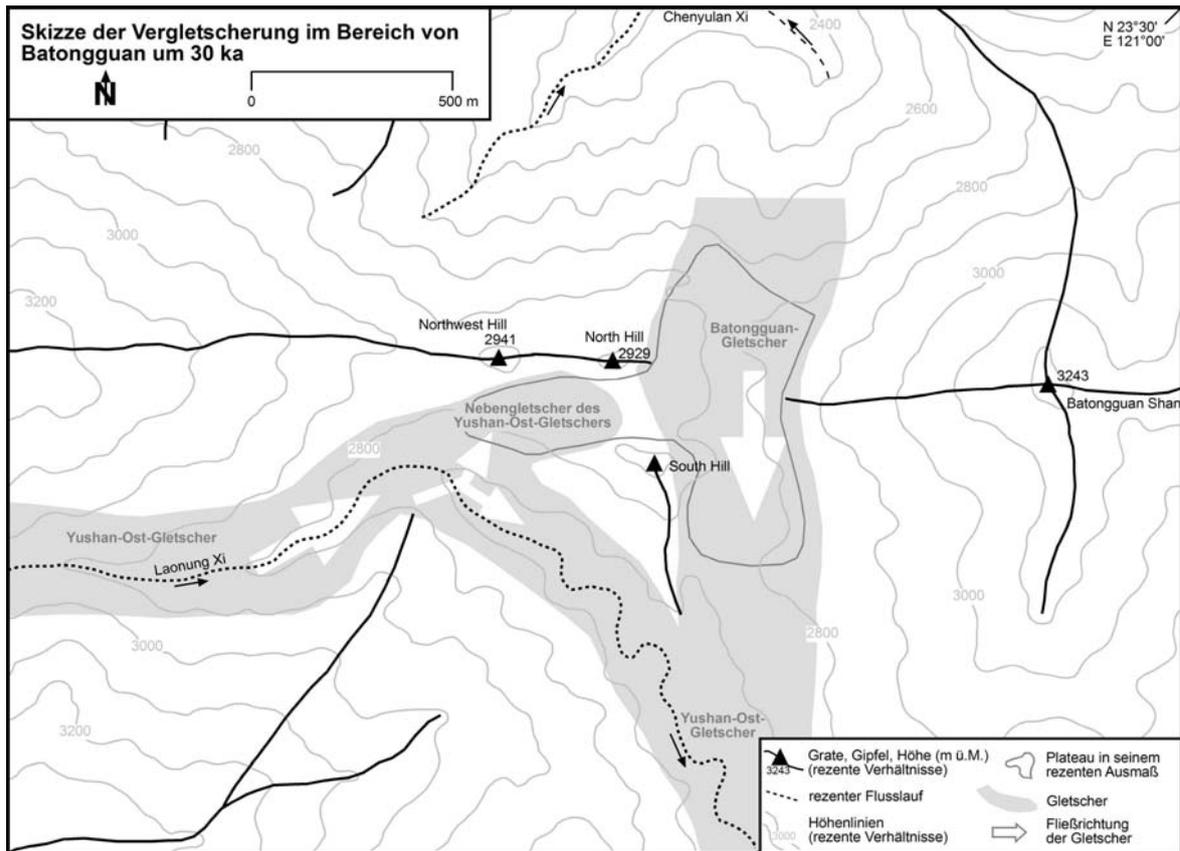


Abb. 35 Skizze der Vergletscherung im Bereich von Batongguan um 30 ka. Dargestellt ist die Mindestausdehnung der Gletscher wie sie anhand der vorliegenden Daten (s. Text) rekonstruierbar ist. Das obere Einzugsgebiet des Batongguan-Gletschers ist bereits durch rückschreitende Erosion des Chenyulan Xi im Holozän abgetragen worden. Die absoluten Höhen sind um 30 ka aufgrund tektonischer Hebung ca. 150 m geringer anzunehmen.

6.2.4 Chronologie

Zusammenfassend können folgende Hinweise auf klimatische Schwankungen festgehalten werden. Im Nanhuta Shan begann die Deglaziation vermutlich erst im frühen Holozän. Hebenstreit et al. (2006) konnten mittels OSL eine Ufermoräne im nördlichen Teil des Lower Valley auf ca. 7 ka datieren, dem jüngsten bislang ermittelten Alter eines glazialen Sediments in diesem Gebiet. Um ca. 3 ka kam es zur Ablagerung der Feinsedimente im Lower Valley sowie zu einem Hangrutsch im SE-Valley. Diese beiden Ereignisse sind unter verschiedenen klimatischen Bedingungen denkbar. Nach 3 ka muss es eine Kaltphase gegeben haben, während der die Solifluktionsgrenze und damit die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe um mindestens 250 m abgesenkt war. In dieser Zeit sind vermutlich die drei Schuttkegel im Upper Valley akkumuliert, da ihre Bildung eine erhöhte Schuttproduktion voraussetzt. Spätestens um 1,1 ka müssen die Temperaturen wieder so weit gestiegen sein, dass sich der Wacholder auf den Schuttkegeln ansiedeln konnte. Die Frostschuttdecken der Talflanken und dem Plateau müssen zwischen ca. 7 ka und 1,1 ka entstanden sein.

Im Yushan kann der Beginn des Gletscherrückzuges infolge des lokalen letztglazialen Maximums (LGM) um etwa 30 ka festgemacht werden. Hinweise auf holozäne Klimaschwankungen geben auch hier die Frostschuttdecken im Talschluss des Nanzixian Valley, die in einer holozänen Kaltphase entstanden sein müssen.

6.3 Zusammenfassung

Auf der Grundlage landschaftsökologischer Kriterien (Kuhle 1987, Troll 1973) ist die zentrale Gebirgskette von Taiwan als Hochgebirge anzusehen. Sie weist eine geomorphologische Höhenstufung auf, die zusammenfassend in Abb. 34 und Tab. 15 wiedergegeben ist.

Die von fluvialen Prozessen dominierten Höhenstufen setzen sich zusammen aus der Höhenstufe der Schwemmebenen und Flussdeltas (bis 500 m), die besonders auf der Westseite der Insel ausgeprägt ist. Der Höhenstufe der Torrententäler (500-2.000 m) mit tief eingeschnittenen Kerbtälern, in denen breite Schottersohlen und Flussterrassen ausgebildet sind. Sowie der Höhenstufe überwiegender Kerbtalbildung und erosiver Hangauflösung (2.000-3.400 m in Nord-Taiwan bzw. 2.000-3.500 m in Süd-Taiwan). Darüber (3.400-3.700 in Nord-Taiwan, 3.500-3.800 in Süd-Taiwan) schließt sich eine Übergangszone an, die subperiglaziale Höhenstufe. Diese Höhenstufe markiert eine geomorphologische Ruhezone, die von saisonaler periglazialer Mikroformung geprägt ist. Oberflächenabfluss tritt hier nur episodisch infolge sehr starker Niederschläge auf. Eine verstärkte rezente Frostschuttbildung ist an die Kamm- und Gipfelregionen (>3.700m in Nord-Taiwan, >3.800 m in Süd-Taiwan) gebunden, die somit die periglaziale Höhenstufe ausmachen.

Aufgrund der relativ geringen geomorphologischen Aktivität in der subperiglazialen Höhenstufe weisen Vorzeitformen einen sehr guten Erhaltungszustand auf. Vorzeitlich angelegte Glatthänge, Solifluktionsterrassetten, reliktsche Schutthalden und -kegel geben Hinweise auf wenigstens eine holozäne Kaltphase mit verstärkter Frostschuttproduktion. Diese konnte im Nanhuta Shan mittels OSL- und dendrochronologischer Datierungen auf den Zeitraum zwischen 3 und 1,1 ka eingegrenzt werden. Im Yushan belegen glazialmorphologische Befunde eine Vergletscherung des Gebietes. Mit Hilfe von OSL datierte glazifluviale bzw. glazilimnische Sedimente deuten auf den Beginn der Deglaziation um 30 ka hin.