

7. Diskussion

7.1 Vertikal differenzierte Abtragungsraten in der Central Mountain Range

How many years can a mountain exist, before it's washed to the sea?
Bob Dylan, 1962

Die Frage, welche Faktoren den entscheidenden Einfluss auf die reliefgestaltenden Prozesse eines Gebirges haben, ist nicht verallgemeinerbar. Eine Vielzahl von Faktoren, wie das Vorzeitrelief, die Höhe der Schneegrenze, Menge und Verteilung der Niederschläge, Lithologie und Topographie des Untergrundes, Vegetationsbedeckung, Bebauung, tektonische Hebung oder die Häufigkeit und Magnitude von Erdbeben haben einen Einfluss auf die Bereitstellung von Sediment und auf die Transportprozesse (z.B. Hovius et al. 2004, Milliman und Syvitski 1992, 1994). Relief, Tektonik und Klima sind aber ihrerseits Rückkopplungsprozessen unterworfen, wie z.B. der orographischen Kontrolle der Niederschläge auf der einen und dem Einfluss der Niederschläge auf die Abtragung und damit auf die Höhe und Gestalt des Reliefs auf der anderen Seite. Weitere Rückkopplungseffekte bestehen zwischen tektonischer Hebung von Gebirgen, welche die Reliefenergie erhöht und damit erhöhte Erosionsraten begünstigt, und der durch die Abtragung verminderten Gebirgshöhe, die isostatische Ausgleichsbewegungen und somit erneute tektonische Hebung zur Folge haben kann (Burbank et al. 2003, Reiners et al. 2003, Wobus et al. 2003).

7.1.1 Massenbewegungen

Beobachtungen im Gelände und die Auswertung von Luftbildmaterial zeigen einen deutlichen Rückgang großflächiger, von der Lithologie unabhängiger Massenbewegungen oberhalb ca. 3.000 m in der Central Mountain Range. Böse (2005, 2006) sieht die Ursache für diese Obergrenze in einer Abnahme der Niederschläge, die sie aufgrund des zwischen den Stationen Alishan und Yushan bestehenden Niederschlagsgradienten annimmt, welche sie auf die unterschiedlichen vorherrschenden Windsysteme zurückführt (s. Kap. 4.1.5). Böse (2006) postuliert, dass Erosion in Taiwan durch die zwei Faktoren tektonische Hebung und Niederschläge ausgelöst wird.

Die Ursachen und Auslöser großflächiger Massenbewegungen in Taiwan und ihr Beitrag zum Volumen erodierter Sedimentmassen sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (z.B. Chang und Slaymaker 2002, Chen et al. 2005, Khazai und Sitar 2005, Lin und Jeng 2000, Lin, C.W. et al. 2000). Dadson et al. (2003, 2004) und Hartshorn et al. (2002) konnten zeigen, dass es nicht die durchschnittlichen Niederschlagsmengen, sondern die taifunbedingten Starkniederschläge sind, welche die hohen Erosionsraten begünstigen. Die größten Sedimentvolumina werden nach

Starkregenereignissen freigesetzt, die einem starken Erdbeben folgen (Dadson et al. 2004, Petley 2004). In einem Modell konnten Gabet et al. (2004) zeigen, dass als Auslöser für Massenbewegungen sowohl die saisonalen Regenfälle als auch Tagesvolumina bzw. einzelne Niederschlagsereignisse eine Rolle spielen. Dabei besteht ein Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Regolithdecke und der Menge des saisonalen Niederschlags auf der einen und der Hangneigung und einzelnen Niederschlagsereignissen auf der anderen Seite (Gabet et al. 2004).

Von einer Änderung der Lithologie oberhalb ca. 3.000 m, die zur Erklärung des Rückganges von Massenbewegungen herangezogen werden könnte, ist nicht auszugehen (Abb. 9). Taifunbedingte Starkniederschläge sind in Taiwan bis über 3.500 m Höhe nachweisbar (Kap. 4.1.3.4). Das Kondensationsniveau, das bei 2.500 - 3.000 m liegt, bewirkt vermutlich bis in diese Höhe eine fast dauerhafte Durchfeuchtung des porösen Gesteins, was zu einer permanenten Erhöhung des Porenwasserdrucks führt, so dass hier im Falle eines Starkregens die Stabilität im Gesteinsverband bevorzugt herabgesetzt wird. Obwohl oberhalb 3.000 m noch jährliche Niederschlagsmittel von mind. 3.000 mm gemessen werden, ist der Untergrund oberhalb des Kondensationsniveaus vermutlich weniger häufig gesättigt, so dass großflächige Massenbewegungen weitaus seltener auftreten. Für die überwiegend metamorphen Gesteine kann diese Erklärung jedoch nicht herhalten, da hier aufgrund der geringen Porosität kaum Wasseraufnahme erfolgt. Ein weiterer Faktor ist die fluviale Tiefen- und Seitenerosion, die eine Versteilung der Talflanken bewirkt und somit ebenfalls, unabhängig von der Lithologie, zur Destabilisierung der Talflanken beiträgt. Die kumulative Abflussmenge nimmt nach unten hin zu, so dass auch Tiefen- und Seitenerosion flussabwärts effektiver wirken können.

7.1.2 Erosionsraten

Erosionsraten in der Central Mountain Range sind in den letzten Jahrzehnten mittels unterschiedlicher Daten und Methoden in verschiedenen Gebieten untersucht worden (s. Zusammenfassung in Tab. 7.1.1 a). Li (1976) ermittelt anhand der Sediment- und Lösungsfracht an 64 verschiedenen Messstationen eine mittlere mechanische Erosionsrate von $1.300 \text{ mg/cm}^2\text{a}^{-1}$, etwa dem 4,5-fachen der Erosionsrate des gelben Flusses (Li 1976). Die chemische Erosion gibt er mit zusätzlich etwa $65 \text{ mg/cm}^2\text{a}^{-1}$ an. Insgesamt entspricht das einer mittleren Erosionsrate von $5,5 \text{ mm/a}$. Liu (1982) ermittelte anhand von Spaltspurenaltern in Apatit, Sphen und Zirkon Raten von $5\text{--}9 \text{ mm/a}$. Hartshorn et al. (2002) ermitteln an einer Lokalität im Liwu Xi über einen Zeitraum von 22 Monaten mittlere Erosionsraten von $2\text{--}6 \text{ mm/a}$. An einzelnen Messpunkten ergaben sich in Folge eines Taifuns Raten von mehr als 10 mm/a . Dadson et al. (2003) ermitteln auf der Grundlage von Sedimentfracht, fluvialer Einschneidung in Schotterterrassen und Spaltspurendatierungen durchschnittliche Erosionsraten von $3\text{--}6 \text{ mm/a}$, lokal bis zu 60 mm/a . Aus den Daten der

Sedimentfracht aus 11 Einzugsgebieten in der Eastern Central Range berechnen Fuller et al. (2003) mittlere Erosionsraten von 2,1–8,3 mm/a. Ihre Methodik basiert auf der Bestimmung der durchschnittlichen Sedimentfracht unter Berücksichtigung schwankender Sediment- und Abflusswerte und Zeiträume eingeschränkter Sedimentzufuhr aufgrund geringerer Erdbeben-Aktivität. Li, F.-C. et al. (2005) errechnen eine Sedimentfracht des Kaoping Xi von 393–593 mg /cm²a⁻¹, was etwa der Hälfte des von Li (1976) ermittelten Wertes von 960 mg/cm²a⁻¹ entspricht. Im Gegensatz zu Li (1976), der allein den Sedimentgehalt des Flusses zugrunde legt, ergänzen Li, F.-C. et al. (2005) diese Daten um die Abflusswerte und berücksichtigen die Größe des mitgeführten Materials in Abhängigkeit vom Fließverhalten des Kaoping Xi. Sie legen Daten zugrunde, die am Unterlauf des Flusses erhoben wurden, Li (1976) hingegen ermittelt seine Erosionsraten anhand mehrerer Messstationen, die z.T. auch entlang der Oberläufe der Flüsse gelegen sind.

Publikation (nach Jahr)	Erosionsrate
Li 1976 - Gesamt	5,5 mm / a
- mechanische	1.300 mg / cm ² a ⁻¹
- chemische	65 mg / cm ² a ⁻¹
Liu, T.K. 1982	5 - 9 mm / a
Hartshorn et al. 2002	2 - 6 mm / a
Dadson et al. 2003	3 - 6 mm / a
Fuller et al. 2003	2,2 - 8,3 mm / a
Li, F.-C. et al. 2005	393 - 593 mg / cm ² a ⁻¹

Tab. 17 Erosionsraten in der Central Mountain Range, Taiwan nach verschiedenen Autoren. Beim Vergleich sind die z.T. unterschiedlichen Einheiten zu beachten (schwarze bzw. graue Schriftfarbe).

Ungeachtet der Methodik und z.T. starken Schwankungsbreiten liegt das Mittel der Erosionsraten allen o.g. Untersuchungen zur Folge bei rund 5 mm/a.

Die Angabe einer durchschnittlichen Erosionsrate für ganz Taiwan ist jedoch als problematisch zu betrachten. Zum einen wird in den meisten Untersuchungen einzig die Sedimentfracht der Flüsse für die Bestimmung der Erosionsraten herangezogen. Mit dieser Methode lassen sich zum einen die Prozesse der fluvialen Tiefenerosion, der Hangdenudation und der Abtragung der Gipfelregionen und der damit verbundenen Erniedrigung der mittleren Reliefhöhe nicht differenzieren (vgl. Ahnert 1970). Zum anderen finden mögliche Zwischenspeicher und Sedimentkaskaden sowie Resistenzunterschiede entlang des Flusslaufes keine Berücksichtigung. Die Messstationen liegen zu einem Grossteil in den Unter- und Mittelläufen der Flüsse, so dass Zwischenspeicher, wie die beiden Sedimentbecken im Nanhuta Shan, keine Berücksichtigung finden. Auch die Grobschotter, die einen erheblichen Anteil am transportierten Sediment ausmachen können (vgl. Dadson et al. 2003), gehen nicht mit in die Berechnungen ein. Dadson et al. (2003) konnten zeigen, dass die durchschnittlichen Erosionsraten im Holozän vermutlich größer geworden sind. Die Wahl geeigneter Beobachtungszeiträume ist daher unerlässlich.

Je nach Methodik, Untersuchungsgebiet und Lokalität der Messstation innerhalb eines Gerinnes ergeben sich bei den ermittelten Erosionsraten Schwankungsbreiten von bis zu 60 mm/a (Dadson et al. 2003). Die Ursachen räumlich differenzierter Erosionsraten werden von den verschiedenen Autoren z.T. konträr interpretiert.

Hartshorn et al. (2002) zeigen, dass die Tiefenerosion des Liwu Xi überwiegend durch die regelmäßigen Abflüsse gesteuert wird, wohingegen erhöhte Abflüsse in Folge von Starkregenereignissen mehr zur Verbreiterung des Flussbettes beitragen. Dadson et al. (2003) ermittelten die höchsten Erosionsraten dort, wo trotz moderater Reliefenergien rasche tektonische Deformation, häufige Starkregenereignisse und erosionsanfälliges Gestein zusammentreffen. Die höchsten Sedimentkonzentrationen treten in Folge von Taifunen auf, denen ein stärkeres Erdbeben vorausgegangen ist (Dadson et al. 2004). Fuller et al. (2003) interpretieren die Schwankungsbreite der Erosionsraten als stochastische Schwankungen im Abfluss und in der Sedimentzufuhr. Auf die Lithologie, Tektonik oder das Klima scheinen die unterschiedlichen Erosionsraten ihrer Ansicht nach nicht zurückzuführen zu sein.

Die geomorphologischen Beobachtungen in den obersten Höhenstufen des Nanhuta Shan und des Yushan zeigen, dass die Erosionsraten, die anhand von Schwebfrachtdaten aus den unteren Flussläufen ermittelt wurden, nicht bis in die Gipfellagen ausgeweitet werden können. Der gute Erhaltungszustand pleistozäner und früh-holozäner Landformen in der subperiglazialen Höhenstufe belegt eine vergleichsweise geringe fluvialerosive Aktivität in den letzten ca. 7.000 Jahren. Oberhalb der Quellgebiete der Flüsse (ca. 3.400 m) sind die Erosionsraten in diesem Zeitraum deutlich geringer als 5 mm/a, so dass von vertikal stark differenzierten Erosionsraten ausgegangen werden muss.

7.2 Möglichkeiten und Grenzen der Datierung holozäner Landformen im Hochgebirge von Taiwan

Datierungen holozäner Landformen im Hochgebirge von Taiwan sind bislang nur aus den Untersuchungen von Hebenstreit und Böse (2003) bzw. Hebenstreit et al. (2006) bekannt, die glaziale Sedimente im Nanhuta Shan mittels OSL dem Frühholozän zuordnen konnten (Kap. 4.2). Die Anwendbarkeit der OSL-Methode wird in diesen Untersuchungen als positiv bewertet.

Im Folgenden werden die Erfahrungen mit den im Rahmen dieser Arbeit angewandten Datierungsmethoden OSL und Dendrochronologie diskutiert. Des Weiteren werden die Möglichkeiten der Datierung mittels Radiokarbon besprochen, da es sich hierbei um eine in Taiwan bereits häufig verwandte Methode handelt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Möglichkeiten der Datierung mittels Lichenometrie eingehend geprüft, daher werden auch die Potentiale und Grenzen dieser Methode aufgezeigt.

7.2.1 Optisch stimulierte Lumineszenz (OSL)

Die ersten absoluten Datierungen mittels der OSL-Methode in Taiwan wurden von Yang (2000) durchgeführt. Dessen Erfahrungen mit der Methode sind nicht bekannt, da sie in dem englischsprachigen Abstract der in Chinesisch verfassten Arbeit nicht beschrieben sind. Es folgten Datierungen glazialer, glazifluvialer und glazilakustriner Sedimente im Rahmen des Forschungsprojektes, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit entstanden ist (Böse und Hebenstreit 2003, Hebenstreit 2006). Letztere erzielten Ergebnisse, die konsistent sind und mit den geomorphologischen Befunden übereinstimmen (Böse und Hebenstreit 2003).

In der vorliegenden Arbeit wurden glazifluviale Sedimente (Batongguan), Hangmaterial (SE-Valley im Nanhuta Shan und Batongguan) sowie ein Sediment unbekannter Herkunft (Solifluktionsterrassette im Nanhuta Shan) mittels OSL datiert, wobei nur die letzteren holozänen Alters sind. Unsicherheit bestand zunächst bei jedem der Sedimente hinsichtlich seiner Bleichung. Insbesondere glazifluviale Sedimente können aufgrund turbulenter Strömung unzureichend gebleicht sein (Richards 2000). Fluviale Sedimente holozänen Alters können ebenfalls leicht einer unzureichenden Bleichung unterliegen (Murray und Olley 2002) und damit zu junge Alter generieren. Die Datierung mehrerer Sedimentproben, die sowohl horizontal als auch vertikal in stratigraphischer Verbindung zueinander stehen, kann das Risiko fehlerhafte Ergebnisse minimieren. Leider war die Anzahl der Proben, die im Rahmen dieser Arbeit genommen werden konnten, aus finanziellen Gründen beschränkt, so dass auf eine Absicherung in dieser Richtung verzichtet werden musste.

Eine grundsätzliche Schwierigkeit besteht in beiden Untersuchungsgebieten in der Verfügbarkeit datierbaren Materials. Feinmaterial im Korngrößenbereich Sand und kleiner ist in den obersten Höhenstufen der CMR gering verbreitet. Die akkumulierten Feinsedimente weisen zudem sehr geringe Quarz- und Feldspatanteile auf, so dass ausreichend große Probenmengen eine Voraussetzung für den Erfolg der Methode sind. Die im Rahmen dieser Untersuchungen entnommenen Probenmengen von jeweils ca. 400 cm³ waren für eine erfolgreiche Datierung ausreichend (frdl. pers. Mitt. A. Murray, Laborleiter des Nordic Laboratory for Luminescence, Risø).

Die Ergebnisse der OSL-Datierungen zeigen relativ junge Alter mit geringen Standardabweichungen. Die Alter aller fünf Proben stimmen mit den geomorphologischen Befunden überein. Im Fall der durch Hangrutschungen verlagerten Sedimente (Tab. A5-1: Probe 2, Abb. 30: Aufschluss I) kann eine unzureichende Bleichung im Zuge der Dislokation nicht ausgeschlossen werden, so dass die resultierenden Daten möglicherweise zu alt sind, d.h. nicht den Zeitpunkt des Abganges der Massenbewegung widerspiegeln. Dieses Problem ließe sich auch mit einer größeren Probenzahl nicht lösen. Durch Hangrutschungen verlagertes Material eignet sich daher grundsätzlich nicht gut für Lumineszenz-Datierungen. Prinzipiell kann OSL als erfolgreiche Datierungsmethode für holozäne Landformen im Hochgebirge von Taiwan angesehen werden, wenn die bei der Probennahme und Interpretation gebotene Aufmerksamkeit gegeben ist (vgl. Murray und Olley 2002). Aufgrund des Mangels an Quarzen und Feldspäten ist es erforderlich, weitere Datierungsmethoden hinzuzuziehen.

7.2.2 Dendrochronologie

Baumringanalysen sind in Taiwan vereinzelt für holozäne Klimarekonstruktionen durchgeführt worden (Sheu et al. 1996, Tsou und Liu 1996). Dabei wurden Tannen (*Abies kawakamii* (Hayata) Ito) (Sheu et al. 1996, Tsou und Liu 1996) sowie Scheinzypressen (*Chamaecyparis formosensis*) beprobt. Absolute Datierungen von Landformen mittels Dendrochronologie sind aus Taiwan nicht bekannt.

Die im Nanhuta Shan beprobten Wacholderbäume der Gattung *Juniperus Szyanata* Lamb var. *morrisonicola* (Hayata) weisen eine Eigenart auf, die die Probennahme erschwert bzw. unmöglich macht. Mit zunehmendem Alter stirbt das Innere der Baumstämme ab, bis ein C-förmiger Stamm zurückbleibt (Photo). Von ca. 300 Bäumen am Untersuchungsstandort konnten daher lediglich 28 beprobt werden, deren Mitte noch vollständig erhalten war. Das Maximalalter dieser 28 Bäume liegt bei ca. 500 Jahren. Hinsichtlich der Bestimmung des Mindestalters der Schuttkegel interessiert letztlich nur das Alter des ältesten Baumes. Da die Bäume, die aufgrund ihres Umfanges für die ältesten gehalten werden, jedoch nicht beprobt werden konnten, wurde ihr Umfang gemessen und

das mittlere Maximalalter auf der Grundlage der Ringweiten der beprobten Bäume berechnet (Kap. 3.5).

Diese Methode birgt einige Unsicherheiten. Zum einen nimmt die Dicke der Baumringe mit zunehmendem Alter des Baumes ab. Zum anderen ist der Baum mit dem größten Umfang nicht zwangsläufig der älteste. Derlei Fehler könnten mittels einer Referenzchronologie (cross-dating) ermittelt werden (Heikkinen 1994), die für das betroffene Gebiet jedoch noch nicht existiert. Eine weitere Schwierigkeit in der Interpretation der Ergebnisse liegt in der Kenntnis der lokalen Sukzession der alpinen Vegetation. Es kann nicht grundsätzlich davon ausgegangen werden, dass die Bäume die erste Generation des Bewuchses auf der zu datierenden Landform darstellen (vgl. Burbank 1981). Beispielsweise ist der Abbiss der Jungtriebe durch den *Formosa Serau* denkbar (Kap. 2.7). Die ökologische Amplitude (Fritts 1976) des Wacholders in Taiwan ist ebenso wenig bekannt wie die Zeiträume, in denen die Landoberflächen kolonisiert werden. Die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Baumalter müssen daher als grobe Annäherung an die realen Alter verstanden werden.

Grundsätzlich empfiehlt sich die Dendrochronologie als Datierungsmethode im Hochgebirge von Taiwan vor allem dort, wo die zu datierenden Landformen von Bäumen kolonisiert sind, deren Stämme eine Beprobung mittels eines Zuwachsbohrers ermöglichen. Der taiwanische Wacholder ist für Datierungen nicht gut geeignet, da die Ermittlung des Mindestalters der ältesten Bäume nur unter erheblichen Einbußen der Genauigkeit möglich ist. Trotz dieser methodischen Probleme ist die Baumringanalyse an Wacholder ein probates Mittel der groben zeitlichen Annäherung an das Alter einer Landform und sollte aufgrund der Simplizität der Methode nicht ausgeschlossen werden.

7.2.3 Radiokarbon

Eine in Taiwan im Bereich holozäner Paläoklimarekonstruktionen bereits mehrfach angewandte Methode ist die Datierung mittels Radiokarbon (z.B. Hsieh und Knuepfer 2001, Kuo und Liew 2000, Liew und Huang 1994). Die Methode basiert auf dem Zerfall des radioaktiven Kohlenstoff-Isotops ^{14}C , das in organischem Material enthalten ist. In keinem der Untersuchungsgebiete stehen Sedimente zur Verfügung, die mittels Radiokarbon datierbar sind. Zum einen konnte in keinem der Aufschlüsse vorzeitliches organisches Material gefunden werden. Zum anderen sind die Feinsedimente bis zur Untergrenze aller Aufschlüsse von rezenten bzw. subrezentem Bambuswurzeln durchzogen, so dass potentiell zu junge ^{14}C -Alter generiert worden wären.

7.2.4 Lichenometrie

Datierungen geomorphologischer Landformen mittels Lichenometrie sind aus Taiwan nicht bekannt. Die Methode wäre gut geeignet, um Minimalalter der zahlreichen Schuttakkumulationen in der subperiglazialen Höhenstufe zu ermitteln, welche ein dichtes Netz an Flechtenbewuchs aufweisen.

Die Lichenometrie basiert auf der Annahme, dass der Durchmesser des größten Flechten-Thallus, der auf einem Gesteinsblock wächst, proportional zur Dauer der Kolonisation ist. Wenn die Wachstumsrate der jeweiligen Spezies bekannt ist, kann aus der größten Flechte das minimale Expositionsalter des Blocks abgeleitet werden. Mit Hilfe von Flechten kann so bestimmt werden, über welchen Minimal-Zeitraum eine Akkumulation von Gesteinsblöcken ungestört deponiert war (Innes 1985), da sich Flechten in der Regel innerhalb von 10 – 20 Jahren auf neuen Oberflächen ansiedeln (Goudie 1998). Eine Anwendung hat diese Methode insbesondere bei der Datierung von (holozänen) Moränen gefunden (z.B. Beschel 1950, Rabatel et al. 2005). Eine notwendige Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Lichenometrie ist die Erstellung einer Wachstumskurve für die jeweilige Flechtenart, wie sie beispielsweise für bestimmte Flechtenarten in den französischen Alpen (Pech et al. 2003), Nord Patagonien (Winchester und Harrison 2000), Wales (Winchester und Chaujar 2002), Neuseeland (Gellatly 1982) oder in der Cascade Range (O'Neal und Schoenenberger 2003) ermittelt wurde. Diese muss anhand anderer lokaler chronologischer Archive kalibriert werden. Einen Überblick über Funktionsweise, Anwendbarkeit und Grenzen der Lichenometrie geben z.B. Beschel (1961) und Innes (1985).

Eine Wachstumskurve für Flechten in Taiwan ist bislang nicht in einer internationalen Zeitschrift publiziert worden. In Anbetracht der Tatsache, dass sich die Datierung holozäner Landformen in den obersten Höhenstufen des Hochgebirges von Taiwan als relativ schwierig gestaltet (s.o.), wäre es eine lohnenswerte Aufgabe, Wachstumskurven für die in Taiwan siedelnden Flechten zu erstellen und die Methodik der Datierung mittels Lichenometrie in der geomorphologischen und paläoklimatischen Forschung zu etablieren.

7.3 Einordnung der eigenen Datierungen in bestehende paläoklimatische Chronologien

7.3.1 Pleistozäne Klimaschwankungen

Hinweise auf pleistozäne Klimaschwankungen geben die OSL-Daten der Proben 4 und 5 aus Batongguan im Untersuchungsgebiet Yushan (Tab. 11.5), die auf 32 ± 3 ka und $28,6 \pm 1,8$ ka datiert wurden, was dem marinen Sauerstoffisotopenstadium (MIS) 2 bzw. 3 entspricht. Aus der Erkenntnis, dass die Sedimente nach dem Höchststand der letzten pleistozänen Vereisung (LGM) abgelagert wurden, folgt, dass das LGM in Taiwan nicht mit dem globalen LGM (gLGM: 18–25 ka; Ono et al. 2004) korrespondiert, sondern ins MIS 3 oder 4 einzuordnen ist.

Dieses Ergebnis lässt sich gut in die Befunde anderer Autoren einordnen. Cui et al. (2000, 2002) zeigen anhand von Endmoränen im Hsueh Shan, die sie mittels TL datierten, dass die maximale Eisausdehnung um 40–50 ka stattgefunden hat, gefolgt von zwei weiteren Vereisungsphasen von 15–18 ka und 10–11 ka, deren Ausdehnung jeweils abnahm. Hebenstreit und Böse (2003) ermitteln für eine derselben Endmoränen im Hsueh Shan mittels OSL Alter von 51 ± 10 und 56 ± 4 ka, was auf eine maximale Eisausdehnung zwischen 41 und 60 ka hindeutet. Im Nanhuta Shan konnten weitere Vereisungsphasen um $11,1 \pm 2,5$ ka (Hebenstreit und Böse 2003) und $8,8 \pm 0,5$ (Hebenstreit 2006) nachgewiesen werden.

Hinweise auf eine maximale Eisausdehnung im MIS 3 bzw. 4 gibt es auch aus Japan, Neuseeland, dem Karakorum und dem Himalaya und auch ein weiterer Eisvorstoß im gLGM ist aus Japan, Teilen des Himalaya, dem Altai und Neuseeland bekannt (Ono und Naruse 1997, Ono et al. 2005 und Literatur in Ono et al. 2004).

7.3.2 Holozäne Klimaschwankungen

Hinweise auf holozäne Klimaschwankungen in Taiwan geben Schuttkegel und –halden in der subperiglazialen Höhenstufe (3.400/3.500–3.700/3.800 m; Abb. 36, Tab. 15), deren Genese eine verstärkte Frostschuttproduktion in einem kälteren Temperaturregime voraussetzen, sowie Solifluktionsterrassetten im Nanhuta Shan. An einer Lokalität wurde das Sediment, das von einer Solifluktionseinheit überfahren ist, mittels OSL auf $3,3 \pm 0,9$ ka datiert. Daraus leitet sich eine Kaltphase ab, die jünger als ca. 3,3 ka ist. Das Minimalalter der datierten Wacholder, die drei Schuttkegel im Upper Valley des Nanhuta Shan bewachsen, liegt bei 1,1 ka. Dieses Alter markiert den spätesten Beginn einer wärmeren, feuchteren Phase, die es dem Wacholder ermöglichte, die Schuttkegel zu besiedeln.

Liew und Huang (1994) konnten anhand von Pollen in Seesedimenten des Chitsai Lake in Zentral-Taiwan (2.890 m) nachweisen, dass die Phase zwischen 4.840 und 3.730 Jahren vor heute durch relativ warme Verhältnisse gekennzeichnet war, worauf eine Ausbreitung der Eichen-Unterart *Cyclobalanopsis* hinweist. Die darauf folgende Phase zwischen 3.730 und 2.030 Jahren vor heute zeichnete sich durch kältere aber stabile Umweltverhältnisse mit einer Ausbreitung von *Abies*, *Ericaceae* und *Tsuga* aus. Das kältere Intervall zeichnete sich durch 1-2°C niedrigere Jahresmitteltemperaturen und einen geringeren Jahresniederschlag aus (Liew und Hsieh 2000). Eine darauf folgende erneute Zunahme von *Cyclobalanopsis* lässt auf wärmere Temperaturen in den letzten ca. 2000 Jahren schließen. Chen und Liu (1996) weisen anhand holozäner Küstensedimente nach, dass der Meeresspiegel bei den Penghu Inseln um 4,7 ka seinen holozänen Höchststand hatte (2,4 m über dem heutigen), was Rückschlüsse auf eine Warm-Feucht-Phase zu dieser Zeit zulässt. Li et al (1997) weisen einen Tiefststand einer Foraminiferen-Population im Okinawa-Graben zwischen 4 und 2 ka nach, der auf eine Abkühlung in diesem Zeitraum schließen lässt (s. Zusammenfassung in Tab. 1).

Die im Nanhuta Shan ermittelten Paläoklimaproxies korrespondieren somit gut mit den paläoklimatischen Befunden anderer Autoren. Die Genese der Solifluktionsterrassetten und der drei Schuttkegel im Upper Valley fällt in die Kaltphase zwischen ca. 3,7 und 2 ka. Während der daran anschließenden wärmeren Phase konnte sich der Wacholder in der heutigen subperiglazialen Höhenstufe ausbreiten und beispielsweise die Schuttkegel im Upper Valley des Nanhuta Shan besiedeln.

7.4 Überregionaler Vergleich mit Periglazialgebieten der Gebirge Ostasiens

Die Betrachtung der rezenten geomorphologischen Höhenstufung im Rahmen einer vergleichenden Hochgebirgsgeographie ist aufgrund der lokalen Variabilität der Steuerungsfaktoren nicht unproblematisch (vgl. Höllermann 1976). Unterschiedliche Stadien der tektonischen Hebung, unterschiedlich stark zergliedertes Relief, mikro- und mesoskalige klimatische Besonderheiten sowie lithologische Differenzen erzeugen unterschiedlichste Bedingungen für die Ausbildung hochgebirgstypischer Formengesellschaften. Als Faktoren sind insbesondere das Relief, die Exposition, die Beschaffenheit des Bodens, die Vegetationsbedeckung, die Intensität der Frostverwitterung und ihre Produkte sowie die Feuchtigkeitsverhältnisse hervorzuheben (Furrer 1965, Höllermann 1976, Lehmkuhl und Klinge 2000).

Karte (1979, 1983) hat auf der Grundlage von Literaturstudien thermische Grenzwerte für die Ausbildung periglazialer Höhenstufen in unterschiedlichen Klimabereichen ermittelt. Für die Subtropen liegt der Grenzbereich der mittleren jährlichen Lufttemperaturen demnach zwischen $<+3^{\circ}\text{C}$ und $<+6^{\circ}\text{C}$. Karte (1983) merkt selbst an, dass die Lufttemperaturen nur einen geringen Indikatorwert hinsichtlich des für die Ausbildung eines periglazialen Formenschatzes entscheidenden Bodenfrostregimes haben. Aufgrund multifaktorieller Einflüsse auf die Bodentemperaturen können diese nicht aus den Lufttemperaturen abgeleitet werden (André 2003, Hall 1997, Hall et al. 2002). Dennoch wird in Publikationen häufig die Jahresmitteltemperatur der Luft (MAAT) mangels Bodentemperaturmessungen als Grenzwert für die periglaziale Höhenstufe angegeben (z.B. Ellenberg 1977, Hanvey und Marker 1992, Hofmann 1993, Karte 1979, 1983, Rost 1992, 1998). Hagedorn (1980) konstatiert zudem, dass die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe weniger von klimatischen als von ökologischen Standortfaktoren abhängig ist. Unter Beachtung der genannten Einschränkungen sollen die in dieser Arbeit vorgestellten Erkenntnisse im Folgenden in einen überregionalen Kontext betrachtet werden. Die Lage der zum Vergleich herangezogenen ostasiatischen Gebirge ist der Abb. 36 zu entnehmen.

Auf der Grundlage der an den meteorologischen Messstationen Nanhuta Shan (3.560 m) und Yushan (3.845 m) erhobenen Daten ergeben sich im Bereich der Untergrenze der periglazialen Höhenstufe Jahresmitteltemperaturen der Luft von $2,8^{\circ}\text{C}$ in Nord-Taiwan und $4,0^{\circ}\text{C}$ in Süd-Taiwan (Temperaturgradient $0,65^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$). Damit liegt die periglaziale Höhenstufe in Taiwan in dem von Karte (s.o.) für subtropische Hochgebirge ermittelten thermischen Klimabereich zwischen $<+3^{\circ}\text{C}$ und $<+6^{\circ}\text{C}$.

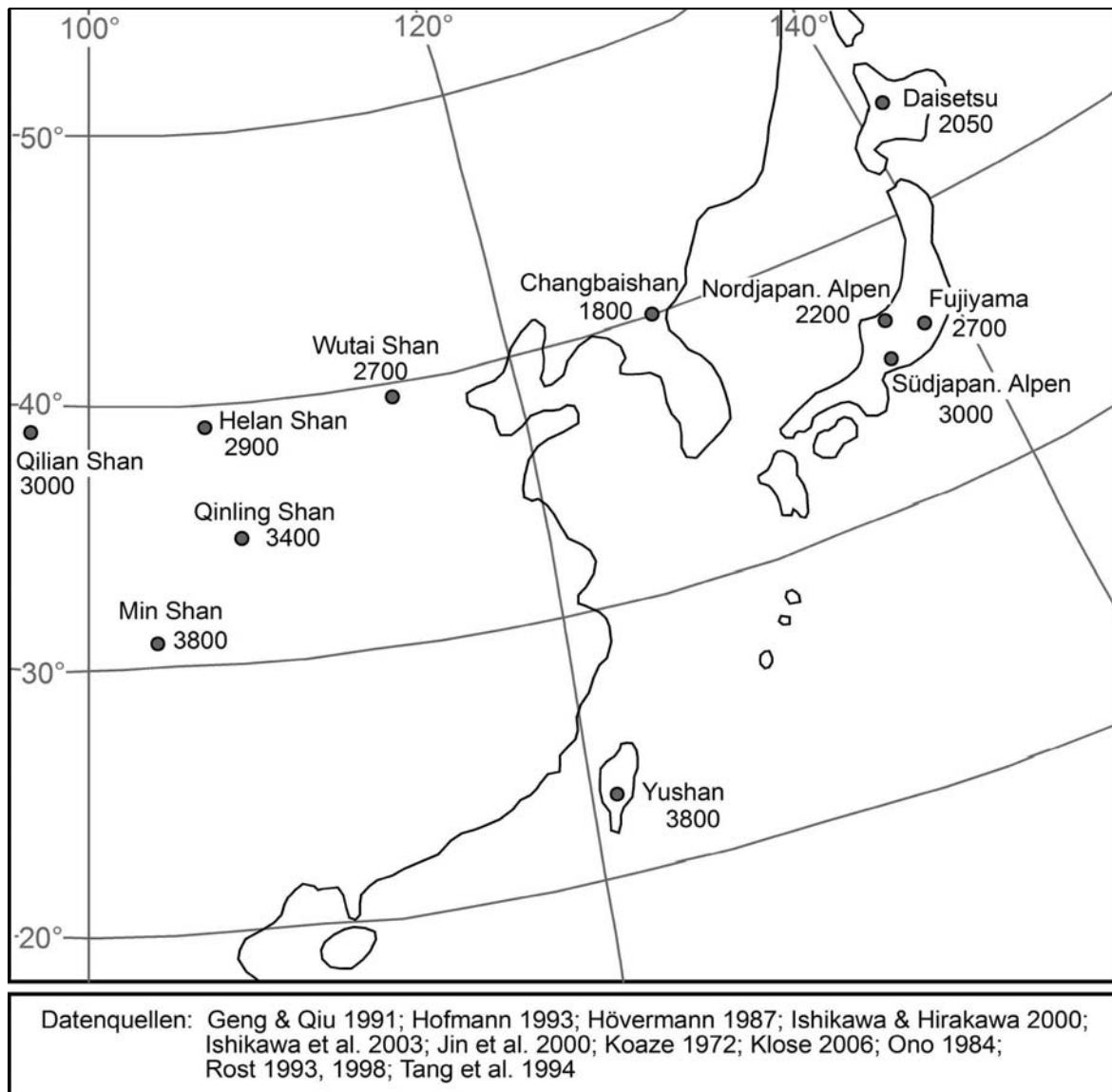


Abb. 36 Die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe in den Gebirgen Ostasiens. Beim Vergleich der Höhenangaben ist zu beachten, dass die Autoren z.T. unterschiedliche Kriterien für die Definition der periglazialen Höhenstufe herangezogen haben bzw. diese nicht benennen.

Bei einem überregionaler Vergleich der ostasiatischen Gebirge zeigt sich ein äquatorwärtiger Anstieg der periglazialen Untergrenze, der von einem E-W verlaufenden Gradienten überlagert wird (Abb. 36). Letzter ist vor allem auf die zunehmende Humidität zurückzuführen. Im Gegensatz zu den Gebirgen der mittleren Breiten, wo die periglaziale Untergrenze in der Regel mit der Baumgrenze zusammenfällt (z.B. Barsch 1996, Höllermann 1985), liegt die periglaziale Höhenstufe der klimatisch vom Pazifik beeinflussten Gebirge höher. Fehlende Weidewirtschaft ermöglicht hier eine größere Ausbreitung von Matten und Sträuchern oberhalb der Baumgrenze, welche die Frostwechselaktivitäten einschränken und somit die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe anheben (Koaze 1965 zit. in Matsuoka 2003). Die westwärts in Richtung der zentralasiatischen Gebirge zunehmend ariden klimatischen Verhältnisse haben eine größere vertikale Ausdehnung der periglazialen Höhenstufe zur Folge. Die fehlende Feuchtigkeit bewirkt

nach oben hin einen Anstieg der Schneegrenze, nach unten wird das Baumwachstum limitiert (Matsuoka 2003).

Mit Ausnahme des Helan Shan und der Central Mountain Range Taiwans tritt in allen ostasiatischen Hochgebirgen diskontinuierlicher bzw. sporadischer Permafrost auf (vgl. Tab. 18). Dadurch weisen diese Gebirge einen größeren periglazialen Formenschatz auf. Das Fehlen von Permafrost im Helan Shan begründet Hofmann (1993: 60) mit dem geringer ausgeprägten Massenerhebungseffekt, d.h. mit der geringeren Horizontal- und Vertikalerstreckung des Gebirges (vgl. Tab. 18). Das Fehlen von Permafrost im Hochgebirge von Taiwan ist den ganzjährig relativ hohen Temperaturen bis in die Gipfelbereiche geschuldet. Die Permafrostuntergrenze in Japan steigt von ca. 2.000 m im Norden (~34°N) bis ca. 3.000 m im Süden (~35,3°N) an. Diesen Gradienten von 130 m pro Längengrad zugrunde gelegt, liegt die theoretische Permafrostuntergrenze im Nanhuta Shan bei 4.450 m und im Yushan bei 4.560 m, also 600-700 m über den höchsten Gipfeln.

Gebirge	Schneegrenze	Permafrost	Periglazial	Waldgrenze	Quellen
Qilian Shan	4.600	3.700	3000-3.400	3.600	Hövermann 1987, Hövermann & Lehmkühl 1994, Jin et al. 2000
Lenglongling	4.300-4.500	3.400-3.500	3.050-3.350	?	Hofmann 1993, Ren 1980, Shi 1988
Min Shan	(4.800-5.000)	?	3.800-4.000	3.800	Tang et al. 1994
Helan Shan	(>3.600)	-	2.900	3.100	Hofmann 1993
Qinling Shan	(>4.300)	3.450	3.400	3.300-3.350	Rost 1992
Wutai Shan	(3.750)	2.800	2.700	2.800-2.850	Rost 1998
Changbaishan (China/N-Korea)	(>2.749)	1.850	1.800	1.950	Geng & Qiu 1991, Jin et al. 2000, Qian et al. 1999, Yang 2004
Nordjapan. Alpen	(3.600)	2.700	2.200	2.400	Ishikawa et al. 2003, Ono 1984
Südjapan. Alpen	?	2.600	3.000	?	Koaze 1972
Daisetsu	(3.000)	2.150	2.050	1.500	Ishikawa und Hirakawa 2000, Ono 1984
Fujiyama	(3.800)	3.000	2.700	2.800	Ishikawa et al. 2003, Ono 1984
Central Mountain Range, Taiwan (CMR)	(3.900-4.000)	-	3.700-3.800	3.500-3.600	Hebenstreit 2006, Klose 2006

Tab. 18 Höhengrenzen ostasiatischer Gebirge. Die in Klammern dargestellten Werte bezeichnen Schneegrenzhöhen, die oberhalb des höchsten Gipfels liegen. -: nicht vorhanden. ?: nicht bekannt. Beim Vergleich der Höhenangaben ist zu beachten, dass die Autoren z.T. unterschiedliche Kriterien für die Definition der periglazialen Höhenstufe herangezogen haben bzw. diese nicht benennen.

Das der Insel Taiwan nächstgelegene Gebiet rezenter Vergletscherung liegt im Qilian Shan, in der Gebirgskette des Lenglongling (höchster Gipfel 5.154 m; 37°42'N/101°30'E; Hofmann 1993). Die rezente Schneegrenze liegt in Abhängigkeit von der Exposition zwischen 4.300 und 4.600 m (Tab. 18). Die Untergrenze der sich anschließenden periglazialen Höhenstufe liegt zwischen 3.000 und 3.400 m, 300-700 m unterhalb der Permafrostgrenze und 200-600 m unterhalb der Waldgrenze. Im Gegensatz zum ariden Klima des Qilian Shan weisen die kontinental-asiatischen Hochgebirge Min Shan, Helan Shan, Qinling Shan, Wutai Shan und Changbaishan ein nach Osten hin zunehmend humides Klima auf (vgl. Matsuoka 2003: Tab. 1). Im Helan Shan liegt die Untergrenze periglazialer Formengesellschaften bei 2.900 m, etwa 200 m unterhalb der Waldgrenze (Hofmann 1993). Die Vertikalerstreckung der periglazialen Höhenstufe beträgt somit ca. 700 m. An

periglazialen Formen sind Frostspaltenpolygone, Erdbülten, Formen der Gelifluktion, Wanderschuttdecken, Formen der Rasenabschälung sowie gelifluktionale Kleinformen beschrieben worden. Glatthänge werden aktiv oberhalb 3.100 m gebildet (Hofmann 1993: 54ff.). Im südöstlich des Helan Shan gelegenen Qinling Shan fällt die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe mit der Waldgrenze zusammen (3.300 m; Rost 1992, 1998). Die Vertikalerstreckung der periglazialen Höhenstufe liegt hier bei ca. 300 m. Rezente Formen der Gelifluktion sind oberhalb 3.400 m verbreitet, verstärkte Frostschuttbildung in situ ist an die Gipfelregionen oberhalb 3.500 m gebunden (Rost 1992). Eine geschlossene Verbreitung periglazialer Formen fehlt aufgrund von Feinmaterialarmut und geringem Wasserhaltevermögen des Substrats (Rost 1998). Vereinzelt Formen der Kammeisgelifluktion, unsortierte Feinerdekreise und Frostaufbrüche treten bei geeigneten edaphischen Bedingungen auch unterhalb der periglazialen Höhenstufe auf. Sie sind oberhalb 2.500 m beobachtet worden und sind auf die winterlichen Temperaturverhältnisse und die tageszeitliche bzw. kurzperiodische Frostwechseldynamik zurückzuführen (Rost 1992). Die Solifluktions- und Strukturbodenuntergrenze im Wutai Shan liegt bei 2.700 m, etwa 1.000 m unterhalb des höchsten Gipfels, der die aktuelle Schneegrenze nicht erreicht. Eine aktuelle Frostschuttregion ist in diesem Gebirge nicht ausgebildet, Erdbülten, Steinnetze und -ringe, Gelifluktionsloben sowie Kleinformen der ungebundenen Gelifluktion sind in der 1.000 Höhenmeter umfassenden Höhenstufe verbreitet (Rost 1998). Auch im Wutai Shan treten Formen der Kammeisgelifluktion und vereinzelt Frostaufbrüche unterhalb der Mattenstufe auf (Rost 1998). Im klimatisch vom Pazifik beeinflussten Gebirge des Changbaishan liegt die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe bei 1.800 m (Geng und Qiu 1991 zit. in Hofmann 1993: 60). Die Schneegrenze liegt oberhalb des 2.749 m hohen höchsten Gipfels. In 2.624 m Höhe liegt die Jahresmitteltemperatur bei -7°C mit nur 60 frostfreien Tagen im Jahr (Yang 2004). Untersuchungen hinsichtlich der Formenvergesellschaftung in diesem Gebirge liegen nicht vor. Die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe in den Gebirgen Japans steigt von 2.050 m im Daisetsu auf 3.000 m in den südjapanischen Alpen an (Abb. 36). Die Vertikalerstreckung der periglazialen Höhenstufe liegt demnach bei ca. 950-1.400 m. Oguchi und Tanaka (1998) beschreiben aktive Erdbülten und Steinstreifen in 1.100-1.600 m Höhe in der Aso Caldera auf Kyushu. In Anbetracht der Vielzahl der Untersuchungsergebnisse aus nördlicher gelegenen Gebirgsgebieten Japans erscheint diese Angabe jedoch äußerst unwahrscheinlich. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich in diesem Fall um reliktsche Formen handelt, zumal die Autoren keine näheren Angaben zu den Formen machen.

Aktive periglaziale Formengesellschaften sind aus Japan umfangreich beschrieben worden (z.B. Ellenberg 1977, Yamada et al. 2000, Matsuoka 1998 a, b, 2001, 2003, 2005, Oguchi und Tanaka 1998, Shimizu 1992). Untersuchungen aus verschiedenen Gebirgen Japans zeigen, dass nicht allein niedrige Jahresmitteltemperaturen die Voraussetzung für die Ausbildung eines periglazialen

Formenschatzes sind. Vielmehr sind es durch niedrige winterliche Temperaturen hervorgerufene hohe Temperaturamplituden, die die periglaziale Formung begünstigen (Ellenberg 1977). In Zentral-Japan kommt es beispielsweise bei einer Jahresmitteltemperatur (JMT) von $6,7^{\circ}\text{C}$ zur aktiven Bildung von Solifluktionsterrassetten bei einer Frosteindringtiefe von 15-30 cm (Matsuoka 2001). Der Autor zeigt, dass die klimatischen Faktoren für Solifluktionsprozesse und -raten allein die Tiefe der Eislinnenbildung und die Frostwechselhäufigkeit sind. In den südlichen japanischen Alpen tritt in 3.140 m aktive Solifluktion auf. Die mittlere jährliche Bodentemperatur in 10 cm Tiefe liegt hier bei $0,4 \pm 1,6^{\circ}\text{C}$, also $4-5^{\circ}\text{C}$ über dem im Nanhuta Shan in 3.560 m ermittelten Wert. Aufgrund saisonaler Temperaturunterschiede treten periglaziale Formen auch in Japan bis unterhalb der Waldgrenze auf. Ellenberg (1977) führt ihre unterschiedliche Verbreitung auf differierende Jahresamplituden der Lufttemperatur zurück. Auf dieser Grundlage gliedert er verschiedene klimatische Regionen in Japan aus. Das nord-östliche Honshu mit jährlichen Temperaturamplituden $<15\text{K}$ und kühlen Wintern mit mittleren Januartemperaturen zwischen -4 und $+4^{\circ}\text{C}$ ist demnach mit den klimatischen Verhältnissen in der periglazialen Höhenstufe von Taiwan vergleichbar. In dieser Klimaregion sind Periglazialformen nicht regelmäßig, aber dennoch regelhaft ausgebildet. Strukturböden und Solifluktionsformen sind in ihrer Ausprägung und Häufigkeit nicht nach der Höhenlage gestuft, sie unterliegen vielmehr edaphischen Gunstfaktoren (Ellenberg 1977).

Der dominante Prozess der Schuttbildung im japanischen Hochgebirge ist die Frostverwitterung. Sie wird durch eine hohe Frequenz an winterlichen täglichen Frostwechseln, eine hohe saisonale Frosteindringtiefe, ein günstiges Feuchteregime aufgrund regelmäßiger Niederschläge und Schneeschmelze sowie stark zerklüftetem Gestein aufgrund hoher tektonischer Aktivität begünstigt (Matsuoka 1990, 2001a, 2003). Die Bedingungen für die Bildung von Frostschutt in Japan sind somit mit denen in Taiwan vergleichbar, wenngleich die Voraussetzungen in Taiwan weniger extrem sind (geringere Anzahl an Frostwechseln, geringere Frosteindringtiefe).

In vielen Hochgebirgen der mittleren Breiten erfährt die nach oben hin durch die Schneegrenze beschränkte periglaziale Höhenstufe ihre unteres Limit durch die Waldgrenze (z.B. Barsch 1996, Höllermann 1985). In den oben dargelegten Beispielen ostasiatischer Gebirge zeigt sich, dass periglaziale Formung oft bis weit unterhalb der Waldgrenze stattfindet. Dies ist vor allem auf die äquatorwärts zunehmende Bedeutung tageszeitlicher und kurzperiodischer Bodengefrorenis zurückzuführen. Zum Teil sind diese extrazonalen Periglazialformen in der unterhalb der periglazialen Höhenstufe anschließenden Stufe verbreitet. Im Qinling Shan treten beispielsweise in der Höhenstufe mit überwiegender Kerbtalbildung und erosiver Hangzerschneidung Formen der Kammeissolifluktion auf (Rost 1992). Eine subperiglaziale Höhenstufe mit überwiegender Formungsruhe, die während der Frostsaison von periglazialen Prozessen geprägt ist, ist bislang für keines der ostasiatischen Hochgebirge beschrieben worden. Im südlichen Afrika ist eine

subperiglaziale Höhenstufe mehrfach dokumentiert (Boelhouwers 1991, Hanvey und Marker 1992, Marker 1992, Sumner 2003). Wie in der Central Mountain Range von Taiwan ist auch in den Drakensbergen und dem Hochland von Lesotho das winterliche Frostregime ausreichend, um die Bildung periglazialer Mikroformen zu ermöglichen.

Die Vielfalt periglazialer Formen ist in den meisten ostasiatischen Hochgebirgen höher als in der Central Mountain Range in Taiwan. Die klimatischen und topographischen Bedingungen, die zu einer Formenarmut der periglazialen Höhenstufe in Taiwan führen, sind mit denen Japans vergleichbar. Extrem hohe Reliefenergien, steile Grate und hohe Niederschläge, die einen Mangel an Feinsubstrat zur Folge haben, sind auch in den japanischen Gebirgen ausgeprägt (Matsuoka 2003). Aufgrund der 10-20° nördlicheren Lage sind die winterlichen Temperaturen in Japan jedoch deutlich niedriger als in den höchsten Gipfellagen Taiwans, so dass eine Verbreitung von Permafrost möglich ist. Vergleichsweise hohe Jahresmitteltemperaturen, unter denen die Ausbildung von Solifluktionsterrassetten möglich ist, wie im oben beschriebenen Fall bei einer JMT von 6,7°C (Matsuoka 2001), werden durch entsprechend niedrige Temperaturen in den Wintermonaten ausgeglichen. Somit sind die jährlichen Temperaturamplituden in den meisten Regionen Japans deutlich höher als in Taiwan (vgl. Ellenberg 1977).

7.5 Zusammenfassung

Großflächige, von der Lithologie unabhängige Massenbewegungen sind in der Central Mountain Range (CMR) an Regionen unterhalb ca. 3.000 m gebunden. Diese Obergrenze liegt vermutlich in der dauerhaften Durchfeuchtung des Gesteins unterhalb des Kondensationsniveaus (2.500-3.000 m) sowie dem Einfluss der fluvialen Tiefen- und Seitenerosion begründet, die zur Destabilisierung der Talflanken beitragen. Erosionsraten für die CMR werden mit durchschnittlich 5 mm pro Jahr angegeben (Dadson et al. 2003, Fuller et al. 2003, Hartshorn et al. 2002, Li 1976, Liu 1982). Die Untersuchungen stützen sich auf lokal ermittelte Eintiefungsraten und die Sedimentfracht der untersuchten Flüsse. Die Erosionsraten weisen jedoch eine starke vertikale Differenzierung auf, so dass derartige Verallgemeinerungen mit Vorsicht zu betrachten sind. Der gute Erhalt pleistozäner und früh-holozäner Landformen in der subperiglazialen Höhenstufe belegt eine vergleichsweise geringe fluvialerosive Aktivität in den letzten ca. 7.000 Jahren. Sedimentzwischenspeicher wie im Nanhuta Shan müssen in jede räumlich-zeitliche Bestimmung von Erosionsraten mit eingehen.

Datierungen holozäner Landformen im Hochgebirge von Taiwan waren bislang nicht bekannt. Im Nanhuta Shan konnten eine Solifluktionsterrassette und ein Hangrutsch, im Yushan ein glazifluvial bzw. glazilimnisch abgelagertes Sediment aus dem Spät-Pleistozän erfolgreich mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) datiert werden. Aufgrund des Mangels an Quarz und Feldspäten sowie Feinsedimenten an sich ist die Anwendung dieser Methode in diesem Gebiet allerdings nur eingeschränkt möglich. Im Nanhuta Shan konnte das Mindestalter dreier Schuttkegel ermittelt werden, in dem der Wacholder-Bewuchs mittels Dendrochronologie datiert wurde. Die Datierung von Wacholder stellte sich dabei als sehr problematisch heraus, da die ältesten Bäume von innen heraus absterben und somit keine vollständigen Jahrringsequenzen vorlagen.

Die eigenen Datierungen lassen sich gut in bestehende paläoklimatische Chronologien einordnen. Die holozäne Kaltphase, die auf der Grundlage der Datierung der Solifluktionsterrassette und der Schuttkegel im Nanhuta Shan auf den Zeitraum zwischen 3 und 1,1 ka eingegrenzt wurde, korrespondiert mit einem kalt-trockenen Intervall zwischen ca. 3,7 und 2 ka, das bereits von verschiedenen Autoren für den Raum Taiwan belegt werden konnte (Li et al. 1997, Liew und Hsieh 2000, Liew und Huang 1994). Der mit ca. 30 ka datierte Beginn der Deglaziation im Yushan korrespondiert mit Befunden anderer Autoren, die den Höchststand der Vereisungen in Taiwan bei 40-60 ka festmachen (Cui et al. 2000, 2002, Hebenstreit und Böse 2003, Ono et al. 2004).

Neben dem Helan Shan befindet sich auf Taiwan das einzige ostasiatische Hochgebirge, das keinen Permafrost aufweist. Gründe hierfür sind die relativ hohen winterlichen Temperaturen sowie die relativ geringe Vertikalerstreckung der Central Mountain Range. Bei einem Gradienten von 130 m pro Längengrad, wie er für Japan gültig ist, liegt die theoretische Permafrostuntergrenze im

Nanhuta Shan bei 4.450 m und im Yushan bei 4.560 m, also 600-700 m über den höchsten Gipfeln. Die Formenarmut der periglazialen Höhenstufe in Taiwan ist im Vergleich zu den anderen Hochgebirgen eine Besonderheit. Auch die japanischen Gebirge weisen relativ geringe periglaziale Formung auf. Im Vergleich zu Taiwan weist das nördlicher gelegene Gebiet jedoch niedrigere winterliche Temperaturen und größere jährliche Temperaturamplituden auf. Eine subperiglaziale Höhenstufe ist in keinem der ostasiatischen Gebirge beschrieben worden. Eine vergleichbare Höhenstufe ist jedoch mehrfach für das südliche Afrika belegt (Boelhouwers 1991, Hanvey und Marker 1992, Marker 1992, Sumner 2003).