

4. Der Nanhuta Shan

4.1 Klimatische Befunde aus dem Nanhuta Shan

4.1.1 Lufttemperaturen

4.1.1.1 Jahresmitteltemperatur

Die Jahresmitteltemperaturen der Jahre 2002 bis 2004 gehen aus Tab. A2-2 hervor. Demnach liegt die Jahresmitteltemperatur am Nanhuta Shan im dreijährigen Mittel (2002-2004) bei 3,9°C. Das Jahr 2004 wies eine um 0,2 bzw. 0,5 K niedrigere Jahresmitteltemperatur auf als die beiden Jahre zuvor.

4.1.1.2 Jahresgang

Der Jahresgang der Lufttemperaturen nach Monatsmitteln ist in Abb. A2-1 dargestellt. Die Mittelwerte aus dem Zeitraum April 2001 bis März 2005 zugrunde gelegt, ergibt sich folgendes Bild: die Monate Juli und August sind mit durchschnittlich 8,2°C die beiden wärmsten, der Januar ist mit -2,6°C der kälteste Monat, so dass sich eine mittlere Jahresamplitude von 10,8 K ergibt. Der größte Temperaturanstieg ist mit 3,4 K zwischen den Monaten März und April zu verzeichnen, die größte Absenkung zwischen den Monaten Dezember und Januar mit -3,0 K (Tab. A2-3).

Die Tagesamplituden der Lufttemperaturen betragen im Jahresmittel etwa 4,5 K, wobei sie starken Schwankungen unterworfen sind (Tab. A2-4). Die größten Tagesamplituden werden meist im Winter bzw. zum Ende des Winters erreicht (Tab. A2-5). Dies liegt zum einen in der starken nächtlichen Abkühlung und dem Erreichen der jährlichen absoluten Minimumtemperaturen begründet (z.B. 08.03.2002 Min -10,7°C; Max -0,2°C). Zum anderen werden große Tagesamplituden durch relativ hohe Tagestemperaturen bei nächtlichem Frost hervorgerufen (z.B. 22.03.2002 Min -0,6; Max 14,8°C). Die größte für den Untersuchungszeitraum ermittelte mittlere Tagesamplitude beträgt 15,4 K (22.03.2003). Obwohl das Untersuchungsgebiet meridional gesehen beinahe im tropischen Bereich liegt, weist es dennoch ein eindeutiges Jahreszeitenklima auf.

Absolute Minima und Maxima der Lufttemperaturen liegen im Mittel der Jahre 2002 bis 2004 bei -11,1°C und 15,2°C (Tab. A2-6); die maximale Temperaturspanne im Nanhuta Shan beträgt demnach nach bisherigen Messungen 26,3 K. Die jahreszeitlichen Schwankungen der Tagesamplituden sind in den Jahren 2002 bis 2004 so unterschiedlich gewesen (Abb. A2-2), dass sich keine Gesetzmäßigkeiten ableiten lassen.

4.1.1.3 Tagesgang

Der Tagesgang der Lufttemperaturen ist starken Schwankungen sowohl von Monat zu Monat als auch von Jahr zu Jahr unterworfen (Tab. A2-7, 8, 9). Tagesmaxima treten überwiegend in der Zeit zwischen 9 und 15 Uhr, Tagesminima im Zeitraum 21 bis 6 Uhr auf.

4.1.1.4 Frost- und Eistage

Frosttage, definiert als Tage, an denen das Minimum mindestens eines 60-Minuten-Mittels kleiner oder gleich 0°C war, treten zwischen den Monaten Oktober und April an durchschnittlich 109 Tagen auf (Tab. A2-10). Tage, an denen die Lufttemperatur zu jeder Zeit unter oder gleich 0°C war, sog. Eistage, treten zwischen den Monaten November und März auf (Tab. A2-11). Im Jahresmittel wurden im Zeitraum April 2001 bis März 2005 51 Eistage verzeichnet (Abb. A2-3).

4.1.1.5 Frostwechsel

Frostwechsel (Schwankungen um den 0°C-Punkt) der Lufttemperatur sind in den Jahren 2002 bis 2004 in der Frostperiode Oktober bis April durchschnittlich 70 mal pro Jahr verzeichnet worden (Tab. A2-12).

4.1.2 Niederschlag

4.1.2.1 Jahressummen

Die jährlichen Niederschlagssummen der Jahre 2002 bis 2004 gehen aus Tab. A2-13 hervor. Im dreijährigen Mittel beträgt die jährliche Niederschlagssumme 3.164 mm mit einer Standardabweichung von 1.371 mm. Im Zeitraum April bis Dezember 2001 wurden 4.575 mm verzeichnet, d.h. der Jahresniederschlag in 2001 entspricht in etwa dem von 2004 (4.772 mm). In den Jahren 2002 und 2003 fiel nur etwa die Hälfte dieser Niederschlagsmenge (2.263 und 2.456 mm).

4.1.2.2 Jahresgang

Der Jahresgang der monatlichen Niederschlagssummen ist in Abb. A2-4 dargestellt. Daraus ergibt sich folgendes Bild: die niederschlagsärmsten Monate sind die Monate November bis Februar. Im Mittel ist der Januar mit 45,4 mm bzw. 1,2% der jährlichen Niederschläge (Abb. A2-5) der niederschlagsärmste Monat. Jährliche Niederschlagsmaxima werden in den Monaten Juli bis September verzeichnet, in denen insgesamt 54,1% des Jahresniederschlags fällt (Abb. A2-5). Die

größten Maxima gehen auf taifuninduzierte Starkregenereignisse zurück (s. Kap. 4.1.3.4). In der Kürze des Untersuchungszeitraumes geben die Schwankungen der zeitlichen Verteilung und der Magnitude der taifuninduzierten Niederschlagsereignisse ein verzerrtes Bild der Niederschlagsverteilung wieder. Erst in einer langjährigen Messreihe würde der Einfluss der Taifunregen statistisch geglättet.

Die monatliche Verteilung der Niederschlagstage, definiert als Tage, an denen 0,1 mm oder mehr Niederschlag verzeichnet wurde (DIN 4049), ergibt ein ähnliches Bild. In den Monaten März bis Mai sowie August und September wurde vermehrt an über 2/3 der Tage (jeweils ≥ 20 Tage) Niederschlag verzeichnet (Abb. A2-6); jeder Monat wies mehr als 8,7% der jährlichen Anzahl der Niederschlagstage auf (Abb. A2-7). In den Monaten Oktober und November hingegen sind mehr als 20 niederschlagsfreie Tage ($< \text{ca. } 6\%$ der jährlichen Anzahl der Niederschlagstage) keine Seltenheit. Daraus lässt sich ableiten, dass die Mei-yu Front und die Taifune nicht nur für hohe Niederschlagsmengen verantwortlich sind, sondern auch einen Einfluss auf die Dauer der Niederschlagsperiode haben. Im Durchschnitt wurden an der Station Nanhuta Shan pro Jahr 203 Niederschlagstage verzeichnet.

Eine weitere Differenzierung in Tage mit $\geq 1,0$ mm, $\geq 10,0$ mm, $\geq 50,0$ mm und $\geq 100,0$ mm Niederschlag pro Tag, wie in der Literatur häufig gebraucht (z.B. Domrös und Peng 1988) und daher zu Vergleichszwecken an dieser Stelle angeführt, ergibt ebenfalls ein Minimum an Niederschlagstagen in den Monaten November bis Februar (Abb. A2-8, 9, 10 und 11). An durchschnittlich 138 Tagen wurden $\geq 1,0$ mm Niederschlag verzeichnet, die meisten in den Monaten März bis September (im Mittel 13-15 Tage pro Monat; Abb. A2-8). 10,0 mm Niederschlag oder mehr wurde im Mittel an 59 Tagen des Jahres gemessen, die meisten wiederum im Zeitraum März bis September (Monatsmittel: 5-9 Tage; Abb. A2-9). Starkregentage mit 50,0 mm Niederschlag oder mehr wurden an durchschnittlich 15 Tagen verzeichnet, die Monate Juli bis Oktober wiesen die meisten Niederschlagstage auf (2-4; Abb. A2-10). Niederschlagstage mit $\geq 100,0$ mm traten am häufigsten in den Monaten Juli bis September auf, durchschnittlich 1 bis 3 mal pro Monat (Abb. A2-11). In den Monaten Januar, Februar, April und November sind im Untersuchungszeitraum keine Niederschlagsereignisse mit $\geq 100,0$ mm aufgezeichnet worden. Die mittlere prozentuale Verteilung der Niederschlagstage mit $\geq 1,0$ mm, $\geq 10,0$ mm, $\geq 50,0$ mm und $\geq 100,0$ mm sind in Abb. A2-12, 13, 14 und 15 dargestellt.

Fester Niederschlag in Form von Schnee ist oberhalb 3.400 m in den Wintermonaten generell zu erwarten. Die Intensität des Schneefalls sowie Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht bestimmt werden. Hinweise auf eine geschlossene Schneedecke können aus konstanten Bodentemperaturen abgeleitet werden (Kap. 4.1.3.2). Eine Luftaufnahme

des Nanhuta Shan aus dem Winter 2000 / 2001 zeigt, dass die Schneemengen ausreichen können, um das gesamte Gebiet zu bedecken (Photo 8).

4.1.2.3 Niederschlagsintensität

Die Betrachtung der Niederschlagsintensität nach Tagen und Monaten im vorangegangenen Kapitel gibt einen Überblick über die zeitliche Verteilung der Niederschläge über das Jahr gesehen. Hinsichtlich der Hydrologie und dem fluvialen Einfluss auf die Landschaftsformung im Untersuchungsgebiet müssen jedoch einzelne Niederschlagsereignisse betrachtet werden, die häufig tagesübergreifend sind. Die Methodik zur Erfassung einzelner Niederschlagsereignisse ist in Kap. 4.1.1.2 erläutert. Tab. A2-14 gibt die Anzahl einzelner Niederschlagsereignisse im Untersuchungszeitraum wieder, klassifiziert nach der Niederschlagsmenge. Aus den Jahren 2002 bis 2004 wird ersichtlich, dass 83-85 % der Niederschlagsereignisse weniger als 50 mm Niederschlag bringen. In jedem der Jahre traten jedoch mindestens 10 Ereignisse auf, die mehr als 50 mm Niederschlag lieferten. Die Niederschlagsintensitäten, die im Verlauf der Jahre ermittelt wurden, klassifiziert nach der Niederschlagsmenge pro Stunde sind in Tab. A2-15 dargestellt. Durchschnittlich ca. 92 % (2004) bis ca. 98 % (2002 und 2003) der Niederschlagsereignisse haben eine Intensität von 0,1 bis 9,9 mm pro Stunde. Die Niederschlagsereignisse haben eine mittlere Dauer von 29,63 Stunden, wobei das am längsten andauernde Niederschlagsereignis 221 Stunden andauerte (Tab. A2-16). Die maximale ermittelte Niederschlagsintensität betrug 153,5 mm / h während des Taifun Aere im August 2004; das Mittel liegt bei 1,2 mm / h.

4.1.2.4 Starkregenereignisse

Die Definition von Starkregenereignissen orientiert sich an den regionalen klimatischen Verhältnissen, da sie sich aus der Relation zur Gesamtheit der Niederschlagsereignisse ergibt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist vor allem die erosive Wirkung, die ein Niederschlagsereignis haben kann, von Interesse. Im Rahmen des Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX), das eine verbesserte Vorhersage von erosiven Starkniederschlägen (heavy precipitation events) in Taiwan zum Inhalt hatte, wurden Starkregen als Niederschlagsereignisse definiert, die mehr als 150 mm Regen in sechs Stunden bringen (Kuo & Chen 1990). Innerhalb des Untersuchungszeitraumes wurden vom CWB 16 Taifune erfasst (Tab. A2-17). In den Jahren 2002 und 2004 sind im Nanhuta Shan zwischen 25 und 58 % der jährlichen Niederschlagssumme in Zeiträumen gemessen worden, in denen Taiwan unter dem Einfluss eines Taifuns stand (Tab. A2-18). Nicht jedes dieser Niederschlagsereignisse muss in Folge eines der Taifune aufgetreten sein. Für die meisten Ereignisse ist ein Zusammenhang jedoch sehr wahrscheinlich, da die Zugbahnen der Taifune häufig direkt über die Zentrale Gebirgskette führten. Die Zugbahnen historischer Taifune werden

vom Central Weather Bureau in Taiwan publiziert (<http://www.cwb.gov.tw/V4/typhoon/history/typhoon-history.htm>). Weitere Informationen und Radar- bzw. Satellitenbilder zum Verlauf und der Windstärke der einzelnen Taifune und Tropischen Stürme werden auch vom Joint Typhoon Warning Center (URL: <http://www.npmoc.navy.mil/jtwc.html>), vom Tropical Cyclone Research Team der University of Wisconsin-Madison (URL: <http://cimss.ssec.wisc.edu/tropic/tropic.html>) und von der NASA (URL: <http://visibleearth.nasa.gov/>) zur Verfügung gestellt.

Insgesamt wurden im Untersuchungszeitraum sieben Starkregenereignisse erfasst, von denen allein vier im Jahr 2004 stattfanden (Tab. A2-17). Die größte taifuninduzierte Niederschlagssumme, die im Nanhuta Shan aufgezeichnet wurde beträgt 1.420 mm, welche innerhalb von fünf Tagen in Folge des Taifun Aere im August 2004 niedergegangen sind.

4.1.2.5 Tagesgang

Niederschläge treten generell zu jeder Tageszeit auf. Ihre Verteilung ist relativ gleichmäßig, dennoch lässt sich eine Tendenz zu vermehrten Niederschlagsereignissen während des Tages feststellen. Durchschnittlich 51,8% der Niederschläge wurden zwischen 11 und 21 Uhr verzeichnet (Tab. A2-19). In den Wintermonaten treten Niederschläge tendenziell wenige Stunden früher, in den Sommermonaten wenige Stunden später auf.

4.1.3 Bodentemperaturen

4.1.3.1 Jahresmitteltemperaturen

Die Jahresmitteltemperaturen der Jahre 2002 bis 2004 gehen aus Tabelle A2-20 hervor. Die Bodentemperaturen liegen im dreijährigen Mittel bei 6,3°C in 2 cm, 6,0°C in 10 cm und 5,9°C in 20 cm Tiefe, wobei der letztgenannte Wert aufgrund einer Funktionsstörungen des Sensors auf nur 68,83% der maximal möglichen Datenmenge beruht (Tab. A2-1 und 21). Die Schwankungen zwischen den Jahren sind gering (0,2 und 0,3 K zwischen 2002 und 2004).

4.1.3.2 Jahresgang

Der Jahresgang der Bodentemperaturen nach Monatsmitteln ist in den Abb. A2-23 bis 25 dargestellt. Die Mittelwerte aus dem Zeitraum April 2001 bis März 2005 zugrunde gelegt, ergibt sich folgendes Bild: in 2 cm Tiefe ist der Juli mit 12°C der wärmste, der Januar mit -0,5°C der kälteste Monat. In 10 cm Tiefe sind es analog 11,5°C und -0,3°C. In 20 cm Tiefe ist der August mit 11,4°C der wärmste, der Januar mit 0,1°C der kälteste Monat. Daraus ergeben sich mittlere

Jahresamplituden von 12,5 K (2 cm), 11,8 K (10 cm) und 11,5 K (20 cm). Der größte Anstieg der Bodentemperaturen in 2 und 10 cm Tiefe findet zwischen den Monaten März und April statt (4,8 und 4,3 K), in 20 cm Tiefe findet er zeitverzögert zwischen den Monaten April und Mai statt (4,1 K) (Tab. A2-22). Die größte Temperaturabsenkung findet in allen Bodentiefen zwischen den Monaten November und Dezember statt (-3,1/-2,9/-2,7 K). Die Bodentemperaturen in 2, 10 und 20 cm korrelieren alle gut mit den Lufttemperaturen (0,79; 0,82; 0,81). In den Sommermonaten Juni bis September sind die mittleren monatlichen Bodentemperaturen in 2 cm Tiefe 2,5–4 K wärmer als die Lufttemperaturen. In den Wintermonaten Dezember bis März beträgt die Differenz 0–2,4 K (Tab. A2-23). Diese unterschiedlichen Differenzen werden durch die höhere Einstrahlung in den Sommermonaten, der negativen Energiebilanz des Bodens während bewölkungsfreier Wintertage und dem Einfluss der temporären Schneedecke hervorgerufen (vgl. Vieira et al. 2003).

Die vertikalen Gradienten der Bodentemperaturen sind in Tab. A2-24 dargestellt. Zwischen 2 und 10 cm Tiefe nehmen die Bodentemperaturen in den Monaten März bis Oktober ab, wobei die Absenkung zwischen April und Juni am stärksten ist. Zwischen 10 und 20 cm Tiefe findet eine Absenkung in den Monaten April bis Juli sowie September und Oktober statt. Im April ist sie am stärksten. In den Monaten November bis März und August wurde ein Zuwachs mit zunehmender Tiefe verzeichnet.

Die Tagesamplituden der Bodentemperaturen betragen im Jahresmittel etwa 10,6 bzw. 3,6 K in 2 und 10 cm Tiefe, wobei sie starken Schwankungen unterworfen sind (Tab. A2-25 und 26). Die größten Tagesamplituden werden in den Monaten März/April bis November erreicht, der frostfreien Jahreszeit (Tab. A2-28 bis 30). In 20 cm Tiefe zeichnen die Bodentemperaturen einen analogen Verlauf mit einer mittleren jährlichen Tagesamplitude von 1,7 K (Tab. A2-27). Diese Angabe ist jedoch aufgrund der geringen Datenmenge nur eine vage Annäherung.

Absolute Minima und Maxima der Bodentemperaturen der Jahre 2002 bis 2004 sind Tab. A2-31 bis 33 zu entnehmen. Die maximale Temperaturspanne liegt in 2 cm Tiefe bei 34,1 K, in 10 cm Tiefe bei 20,5 K und in 20 cm Tiefe bei 16,3 K. Die jahreszeitlichen Schwankungen der Tagesamplituden sind in den Jahren 2002 bis 2004 so unterschiedlich gewesen (Abb. A2-26 bis 28), dass sich keine Gesetzmäßigkeiten ableiten lassen. Die Kurven haben einen Verlauf, der dem der Lufttemperatur (Abb. A2-2) nahezu analog ist. Mit zunehmender Bodentiefe verringern sich die Temperaturamplituden stark.

4.1.3.3 Tagesgang

Der Tagesgang der Bodentemperaturen ist starken Schwankungen sowohl von Monat zu Monat als auch von Jahr zu Jahr unterworfen (Tab. A2-34 bis 42). Der Tagesgang der Bodentemperaturen in 2 cm Tiefe ähnelt dem der Lufttemperaturen. Tagesmaxima treten hier überwiegend in der Zeit zwischen 10 und 17 Uhr, Tagesminima im Zeitraum 22 bis 8 Uhr auf. Mit zunehmender Bodentiefe verschiebt sich der Tagesverlauf zeitlich nach hinten. In 10 cm Tiefe werden die maximalen Bodentemperaturen in der Regel zwischen 15 und 18 Uhr, die minimalen zwischen 6 und 9 Uhr erreicht. In 20 cm Tiefe sind die Verhältnisse nahezu invers im Vergleich zum Tagesgang der Temperaturen in 2 cm Tiefe. Tagesmaxima werden überwiegend zwischen 18 und 3, Tagesminima zwischen 9 und 15 Uhr erreicht.

4.1.3.4 Frost- und Eistage

Die Frostperiode der Bodentemperaturen in 2 cm Tiefe dauert durchschnittlich von Oktober bis April (Tab. A2-43) an. In 10 und 20 cm Tiefe beginnt sie erst im Dezember und dauert bis März oder April an (Tab. A2-44 und 45). In 2 cm Tiefe treten durchschnittlich 120 Frosttage auf, in 10 cm Tiefe 71. Gantzätig gefroren ist der Boden in 2 cm Tiefe an durchschnittlich 66 Tagen (=Eistage) im Jahr zwischen Dezember und März (Tab. A2-46). In 10 cm Tiefe sind es im selben Zeitraum noch durchschnittlich 65 (Tab. A2-47). Bis 10 cm Tiefe treten Eistage in den Monaten Dezember bis März auf. Die ersten Eistage im Boden treten demnach etwa einen Monat nach Eintreten des ersten Eistages der Lufttemperatur auf. In 20 cm Tiefe konnten Eistage nur in den Monaten Januar bis März verzeichnet werden (Tab. A2-48). Ihre Anzahl schwankt zwischen 12 und 51, was vermutlich auch auf die fehlerhafte Datenreihe zurückzuführen ist.

Einen Hinweis auf das Frostregime gibt auch Kammeis, das im Nanhuta Shan in den Wintermonaten beobachtet werden konnte. Das Kammeis bildet sich auf feuchten, vegetationsfreien Feinsubstraten. Es ist eine Erscheinung des Bodenfrostes, die für kurzfristige, tageszeitliche bzw. wetterbedingte Fröste typisch ist (Troll 1944: 579). Die am tiefsten gelegene Lokalität, an der Kammeis gefunden wurde, befindet sich in 3.100 m Höhe entlang des Wanderweges kurz unterhalb Shenmachen Hut (Photo 9).

4.1.3.5 Frosteindringtiefe

Da der tiefste Bodentemperatursensor in 20 cm Tiefe negative Temperaturen aufzeichnet, können keine exakten Angaben zur Frosteindringtiefe gemacht werden. Die Anzahl der Frost- und Eistage ist zum Teil hoch, allein im Zeitraum Januar bis März 2005 wurden beispielsweise 66 Frost- und

51 Eistage verzeichnet (Tab. A2-45 und 48). Die niedrigste im Untersuchungszeitraum aufgezeichnete Temperatur in 20 cm Tiefe beträgt $-0,5^{\circ}\text{C}$, häufig sinkt die Temperatur an Frosttagen nur auf $-0,1^{\circ}\text{C}$. Es ist daher davon auszugehen, dass die maximale Frosteindringtiefe bei höchstens 30 cm Bodentiefe liegt.

4.1.3.6 0°C -Zyklen und Frostwechsel

Schwankungen um die 0°C -Grenze (0°C -Zyklen) wurden in 2 cm Bodentiefe durchschnittlich 54 mal, in 10 cm Tiefe 6 mal und in 20 cm Tiefe 2 mal pro Jahr verzeichnet (Tab. A2-49). Für diese Untersuchungen sind vor allem die periglazialmorphologisch wirksamen bzw. für die Frostverwitterung relevanten Frostwechsel von Bedeutung. Diese sind neben einer bestimmten Temperaturamplitude auch von der Beschaffenheit des Substrats, seinem Feuchtegehalt sowie der Frostdauer abhängig. Die kritische Temperaturamplitude konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht ermittelt werden. Auf der Grundlage von Messungen in den japanischen Alpen und Laborversuchen definiert Matsuoka (1990) einen effektiven Frost-Tau-Zyklus als eine Temperaturabsenkung auf unter -2°C , auf die ein Temperaturanstieg von mehr als $+2^{\circ}\text{C}$ folgt. Nach dieser Definition konnten im Nanhuta Shan durchschnittlich 5 Frostwechsel in 2 cm Bodentiefe verzeichnet werden, in 10 und 20 cm Tiefe hingegen keine.

4.1.4 Einordnung der Ergebnisse in die überregionalen klimatischen Verhältnisse

Meteorologische Daten, die vom CWB an 23 verschiedenen Stationen (Abb. A2-29, Tab. A2-50) erhoben wurden, zeigen, dass die Jahre 2001 bis 2003 relativ warme und trockene Jahre waren (Tab. A2-51 und 52). Im Mittel waren die Lufttemperaturen an den 23 Stationen um 0,40 bis 0,72 K höher als das 30-jährige Mittel der Periode 1971-2000. Das Jahr 2004 hingegen wies Lufttemperaturen auf, die dem langjährigen Mittel entsprechen (Mittlere Abweichung $+0,15^{\circ}\text{C}$). Die Mittel der Niederschlagssummen der Jahre 2002 und 2003 waren um 791,4 bis 899,0 mm niedriger als im 30jährigen Mittel der Periode 1971-2000. Das Jahr 2004 hingegen wies Niederschlagssummen auf, die annähernd dem langjährigen Mittel entsprachen (mittlere Abweichung $-40,4$ mm). An der Hochgebirgsstation Alishan (N $23^{\circ}31'$, E $120^{\circ}48'$; 2.408 m ü.M.) lagen die Jahresmitteltemperaturen in den Jahren 2002 und 2003 um 0,6 bzw. 0,3 K über denen der Standardperiode. Allerdings waren sie auch in den Jahren 2001 und 2004 überdurchschnittlich ($+0,7$ und $+0,2$ K). Die Jahre 2002 und 2003 wiesen nur 56,5 bzw. 58,8 % des mittleren Niederschlages des Zeitraumes 1971-2000 auf. Weniger Niederschlag wurde vor allem in den Monaten Februar und März verzeichnet (Tab. A2-53). Im Jahr 2004 wurden an der Station Alishan 7,2 % (282,3 mm) mehr Niederschlag verzeichnet als im 30-jährigen Mittel.

Die Mittelwertbildung der Temperaturen und Niederschläge aller 23 Stationen ist nur bedingt sinnvoll, da die Stationen in unterschiedlichen Klimazonen der Insel liegen. Die Mittelwerte geben jedoch ein Tendenz wieder, die anhand der Daten der einzelnen Stationen nachvollzogen werden kann. Da für die Station Nanhuta Shan Daten über einen relativ kurzen Zeitraum zur Verfügung stehen, ist es nicht möglich, genaue Angaben über die durchschnittliche Jahresmitteltemperatur und den jährlichen Niederschlag zu machen. Die Daten der 23 Stationen des CWB zeigen, dass die jährlichen Abweichungen vom 30jährigen Mittel durch den Einfluss unterschiedlich stark ausgeprägter Monsune, schwankender Wetterlagen und der Anzahl und Stärke von Taifunen teilweise erheblich sind. Im Nanhuta Shan haben im Jahr 2004 drei Taifune etwa die Hälfte des Jahresniederschlags von rund 4.800 mm erbracht. Das Jahr 2003, in dem das Gebiet von keinem Taifun betroffen wurde, weist hingegen nur eine Jahressumme von rund 2500 mm Niederschlag auf. Erst im langjährigen Mittel wird der Einfluss von Taifunen auf die mittlere jährliche Niederschlagssumme statistisch geglättet. Das Jahr 2004 zugrunde gelegt, liegt das Jahresmittel der Lufttemperatur im Nanhuta Shan bei rund 3,7°C, die jährliche Niederschlagssumme bei rund 4.800 mm. Die reale durchschnittliche Niederschlagssumme ist daher vermutlich eher geringer. Unter der Annahme, dass die Relation der vom langjährigen Mittel abweichenden Niederschlagssummen der Jahre 2002-2004 im Alishan (s.o.) auf den Nanhuta Shan übertragbar sind, ergibt sich ein mittlerer Jahresniederschlag von rund 4.200 mm. Diese Berechnung ist in sofern äußerst ungenau, als dass die Stationen sehr unterschiedlichen klimatischen Einflüssen unterliegen. Mangels umfangreicheren Datenmaterials soll sie eine Annäherung darstellen.

Die geringe Menge öffentlich zugänglicher meteorologischer Daten lässt keine genauen Angaben hinsichtlich eines vertikalen Niederschlagsgradienten zu. Domrös & Peng (1988) und Flohn (1957) geben eine Obergrenze der Wirksamkeit des ostasiatischen Monsuns von rund 2.000 m an. Bei den darüber vorherrschenden Westwinden handelt es sich um trockene kontinentale Luftmassen. Die vom CWB veröffentlichten langjährigen Datenreihen zeigen eine generelle Zunahme der jährlichen Niederschlagssummen mit der Höhe (Tab. A2-50). Nur zwei der Station liegen oberhalb 2.000 m ü.M., die Stationen Alishan (N 23°31', E 120°48'; 2.408 m ü.M.) und Yushan (N 23°29', E 120°57'; 3.845,7 m ü.M.). Von Wang et al. 2000 (zit. in Ono et al. 2005) ist der Jahresniederschlag der ca. 30 km südwestlich des Nanhuta Shan gelegenen Station Gokan Shan (3.370 m) bekannt (Tab. 2.4.1 b). Zwischen diesen drei Stationen ergeben sich Niederschlagsgradienten von -51 mm, -60 mm und -77 mm pro 100 m, also eine Niederschlagsabnahme von durchschnittlich 63 mm pro 100 m ab einer Höhe von rund 2.400 m (Tab. X). Gemessen am langjährigen Niederschlagsmittel der Station Alishan wäre bei diesem Gradienten für den Nanhuta Shan ein Jahresniederschlag von ca. 3.200 mm zu erwarten, was genau dem Mittel der Jahre 2002-2004 entspricht, vermutlich aber dennoch nicht dem realen Wert entspricht (s.o.). Aufgrund der vorliegenden Daten kann eine Abnahme des Niederschlags mit der Höhe also weder bestätigt noch ausgeschlossen werden. Die Hypothese eines

linearen Niederschlagsgradienten in einer stark zergliederten Bergkette kann nicht geprüft werden, da die Dichte des Messnetzes zu gering ist.

Die mittlere jährliche Lufttemperatur zwischen den Stationen Alishan und Yushan weist einen Gradienten von rund 0,5 K auf. Die nahezu gleichen Jahresmitteltemperaturen der Stationen Nanhuta Shan und Yushan bei 285 m Höhendifferenz sind vermutlich auf die 150 km südlichere Lage der Station am Yushan zurückzuführen.

4.2 Die jungpleistozäne und frühholozäne Vergletscherung des Nanhuta Shan

Die ersten Untersuchungen einer pleistozänen Vergletscherung des Nanhuta Shan gehen auf den Beginn des 20. Jahrhunderts zurück. Tanaka (1934) und Tanaka und Kano (1934) (ins Deutsche übersetzt von Panzer 1935) differenzieren 12 Kare in der Nankotaizan- (Nanhuta Shan-) Gruppe, deren Karböden in einer Höhe von 3.400-3.500 m zu finden sind. Trogtäler, Zungenbecken, Schliefflächen und große Moränen bis in eine Höhe von 3.000 m deuten sie als Hinweis auf mächtige Talgletscher. Die eiszeitliche Schneegrenze (ELA) geben sie mit 3.400 m an, wobei die Berechnungen auf der höchsten Gipfelhöhe (3.797 m) und den tiefsten glazialen Befunden (3.000 m) basieren. Auf der Grundlage einer Karten- und Luftbildinterpretation gibt Böse (2000) eine Schneegrenzabsenkung bis 3.300 m im Lower Valley und bis 3.100 m im SE-Valley an. In allen drei Tälern des Nanhuta Shan kartiert sie glazial geformte Talschlüsse. Ono et al. (2005) legen winterliche Niederschlagsdaten der 30 km südwestlich des Nanhuta Shan gelegenen Station Gokan Shan zugrunde und berechnen die aktuelle potentielle Schneegrenze für Nord-Taiwan auf 4.600 m. Hebenstreit und Böse (2003) und Hebenstreit (2006), die nach der Methode von Ohmura et al. (1992) die Jahresniederschläge zugrundelegen, berechnen die rezente potentielle Schneegrenze für Nord-Taiwan auf 3.900 m. Ono et al. (2005) berechnen so ohne Berücksichtigung tektonischer Hebung eine Schneegrenzdepression von 1100-1300 m für Taiwan im globalen letzten glazialen Maximum (LGM), was einer Firnlinienhöhe (ELA) von 3.300-3.500 m in Nord-Taiwan entspricht, während Hebenstreit (2006) unter der Annahme einer Hebung von 5 mm/a eine Schneegrenzdepression von 705-1.125 m im Marinen Isotopenstadium (MIS) 2 berechnet, d.h. einer ELA von 2.775-3.195 m.

Die detailliertesten glazialgeomorphologischen Untersuchungen wurden jüngst von Hebenstreit und Böse (2003), Böse 2004, Hebenstreit (2006) sowie Hebenstreit et al. (2006) publiziert. Die wichtigsten Ergebnisse aus diesen Untersuchungen sind eine Inventarisierung erhaltener glazialer Sedimente und Landformen sowie ihrer zeitlichen Einordnung mittels OSL-Datierungen, die im Folgenden zusammenfassend dargestellt sind.

Die geomorphologischen Befunde lassen auf ein kleines Eisstromnetz mit einer Eiskappe auf dem Plateau schließen. Unterschieden werden zwei Arten glazialer Sedimente. Die "Big boulder moraines", die sich aus metergroßen Quarzit- und Schieferblöcken zusammensetzen und die "Shist moraines", heterogene Sedimente mit wechselnder Lithofazies. Die "Big boulder moraines" bilden relativ stabile Endmoränen, die von Gletschern abgelagert wurden, die ihren Ursprung in der Umgebung des Plateaus hatten. Im Talboden des Lower Valley sind in einer Höhe um ca. 3.400 bis 3.450 m Endmoränenzüge aus zwei verschiedenen Vereisungsstadien erhalten. Im SE-Valley quert in ca. 3.200 m eine Endmoräne den Talboden. Sie konnte indirekt auf $11,1 \pm 2,5$ ka datiert werden. Die Schiefermoränen sind in den nördlichen Teilen der beiden Haupttäler zu finden. Der nördliche

Abschnitt des Upper Valley ist mit einem mehrere Meter mächtigen Diamikt verfüllt, das sich aus Grundmoräne ("schist moraine") und glazifluvialen Sedimenten zusammensetzt. Letztere wurden auf $8,7 \pm 1$ ka und $9,0 \pm 2$ ka datiert. Im nördlichen Abschnitt des Lower Valley sind Reste einer Ufermoräne und eine Grundmoränenschicht abgelagert. Diese ergaben OSL-Alter von $7,3 \pm 0,9$ ka und $9,7 \pm 0,7$ ka. Eine glaziale Schriffgrenze in 3.500 m Höhe, mehrere subglaziale Klammern, Rundhöcker und zahlreiche Erratika sind weitere Hinweise auf eine pleistozäne Vergletscherung des Untersuchungsgebietes. Die Ergebnisse zusammenfassend, werden zwei spätglaziale Phasen unterschieden, die auf den OSL-Datierungen der glazialen Sedimente basieren. Der Höchststand der spätglazialen Phase, die von dem Gletscherende bei 3.150 m im SE-Valley markiert wird, lag bei $11,1 \pm 2,5$ ka. Das entspricht einer Schneegrenze in Südost-Exposition bei 3.350 m. Aufgrund der indirekten Datierung betrachten die Autoren diese Datierung allerdings nur als Annäherung. Hinweise auf eine weitere, jüngere spätglaziale Phase mit einer Schneegrenze um 3.400-3.500 m geben die End- und Ufermoränen im Lower Valley, die auf $\sim 7,0 - 9,7 \pm 0,7$ ka datiert wurden. Dieser "Nanhuta Shan advance" wird der 8,2 ka Kaltphase zugeschrieben. Der Maximalstand der Vereisung lässt sich nur schwerlich ermitteln, da die Ablagerungen in den Tälern größtenteils durch die postglaziale und rezente Erosion zerstört wurden. Ein im Tal des Nanhu Xi in einer Höhe von 2.250 m aufgeschlossenes glaziales Sediment deutet auf eine Talvergletscherung bis in mindestens diese Höhe hin.

4.3 Geomorphologische Befunde aus dem Nanhuta Shan

Die Täler rund um das Nanhuta Shan-Gebiet enden in einer Höhe von 3.400 bis 3.500 m (Abb. 25). Die Quellen des nach Westen fließenden Nanhu Xi und des nach Osten fließenden Hoping Nan Xi liegen unterhalb 3.200 m. Das NE-Valley und das S-Valley weisen bis in ihren Talschluss bei jeweils ca. 3.500 m Spuren starker rückschreitender Erosion auf (Photos 10, 11). Die Talflanken sind fast vollständig vegetationsfrei, die Gesteinsabbrüche sind frisch und regelmäßige Steinschläge zeugen von rezenter Erosion. Im Talschluss des NE-Valley wird dabei eine Steilkante ausgebildet, an der die Sedimente des nördlichen Upper Valley exponiert werden (Photo 12). Der Wanderweg entlang des Grates, der den oberen Abschluss der orographisch linken Talflanke des NE-Valley bildet, ist im Laufe der Jahre 2001 bis 2005 mehrmals um mehrere Meter in Richtung Westen verlegt worden, da der Untergrund des alten Weges durch Abbrüche entlang der rückschreitenden Talflanke zerstört worden war (Photo 13).

Das Untersuchungsgebiet im engeren Sinne ist, insbesondere im Vergleich zu den tieferliegenden Gebirgsbereichen, ein Gebiet relativer Formungsruhe. Die rezente morphologische Überprägung des vorzeitlichen Reliefs ist relativ gering und kaum ausschlaggebend für die aktuelle Reliefgestalt. Im Gegensatz zum NE- und S-Valley handelt es sich bei dem Lower, Upper und dem oberen SE-Valley um relativ gleichmäßig geformte Trogtäler (Abb. 26, Photo 14), die das Resultat einer spätpleistozänen bis frühholozänen Vergletscherung sind (s. Kap. 4.2). Rezenter Oberflächenabfluss findet in diesen Tälern kaum statt. Während der Schneeschmelze bilden sich kleine Rinsäle unterhalb von Schneeflecken, deren Transportvermögen gering ist (Photo 15). Im oberen südlichen Abschnitt des Upper Valley treten unterhalb des Plateaus zeitweise an einigen Stellen kleine Quellen aus. Auch diese Bächlein versickern nach wenigen Metern wieder im Untergrund. Im Sedimentbecken des Upper Valley können im Sommer Spuren von Oberflächenabfluss gefunden werden. Einschneidungen kleinerer Bachbetten von bis zu 50 cm Tiefe sowie schwemmfächerartige Materialsortierungen weisen auf ein gesteigertes Transportvermögen durch sommerliche Starkniederschläge hin (Photo 16). In der Tiefenlinien des oberen Talabschnittes des Lower Valley liegen überwiegend Blöcke mit Durchmessern von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern, die periodisch um- und überflossen werden. Zum Teil handelt es sich hierbei um Quarzitblöcke, deren Lagebeziehung zu der quer durch das obere Drittel der Täler verlaufenden Quarzit-Schicht, im Gegensatz zu den entlang der Talflanken verbreiteten erratischen Blöcken (vgl. Hebenstreit und Böse 2003), auf einen rein gravitativen Transport hindeutet. Ein rezenter Transport der Blöcke findet aufgrund der geringen Oberflächenabflüsse nicht statt. Feinere Schotter und Schutt werden talabwärts in die Sedimentbecken transportiert. Im unteren Drittel des Lower Valley bis hin zum Sedimentbecken bekommt das Flussbett einen stark mäandrierenden Verlauf. Sein Weg ist zum einen durch mehrere

konservierte Moränenwälle (vgl. Hebenstreit und Böse 2003) vorgegeben, zum anderen werden die Ausläufer der sich von oben herabziehenden Schuttströme episodisch umflossen (Abb. 26). Im oberen Abschnitt des südlichen Upper Valley sind mehrere kleine Kerbtälchen ausgebildet, die auf periodischen bzw. episodischen Oberflächenabfluss hindeuten (Photo 17).

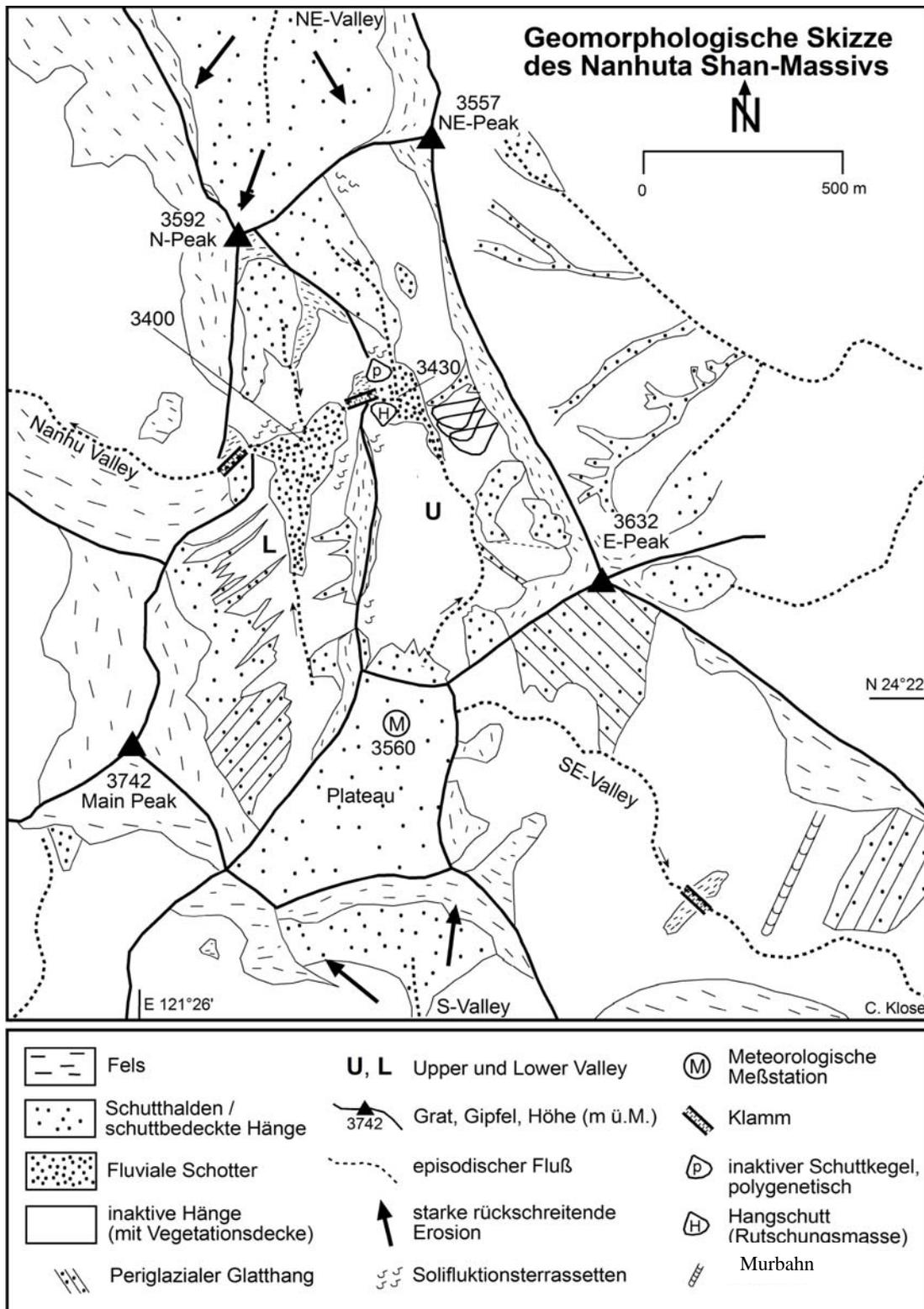


Abb. 25 Geomorphologische Skizze des Nanhuta Shan

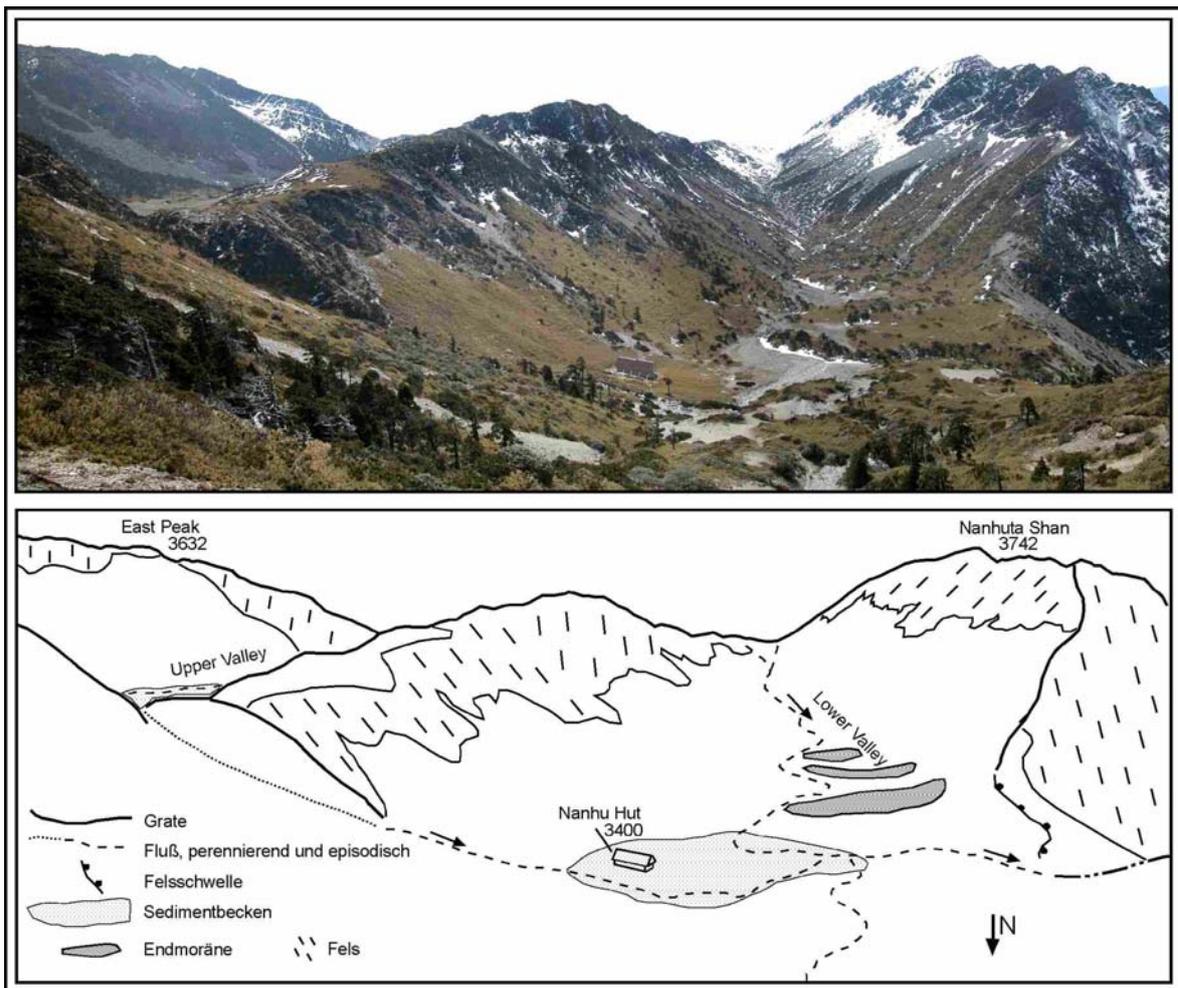


Abb. 26 Panoramaphoto und -zeichnung des Upper und Lower Valley im Nanhuta Shan.
Aufnahme: 04.04.2005, Blickrichtung: S, Standort: N-Peak, 3.592 m

In den Querprofilen der Täler ist eine deutliche Talasymmetrie zu erkennen. Die süd- und ostexponierten Flanken des Upper und Lower Valley folgen dem Einfallen der Schichten (35° nach SE), an den nord- und westexponierten Talflanken sind zum Teil die Schichtköpfe aufgeschlossen. Die im Glazial übertieften Talböden des Upper und Lower Valley sind mit einer vermutlich mehrere Dekameter mächtigen, relativ ebenen Sedimentschicht bedeckt. Entlang einer in NE-SW-Richtung streichenden Verwerfung, entlang derer eine Abschiebung des Hangenden in Richtung Südwesten stattfindet (Abb. 27), hat sich, vermutlich subglazial (vgl. Hebenstreit und Böse 2003), eine Klamm gebildet, die das einzige perennierende Gerinne des Gebietes aufnimmt. Die Quelle dieses Baches liegt etwa 10 m unterhalb des Talbodens des Upper Valley, was Rückschlüsse auf die Mindestmächtigkeit der Sedimentschicht in dem oberen Becken zulässt (s.u.). Je nach Wasserverfügbarkeit versickert das Wasser 50-150 m talabwärts im zerklüfteten Gestein. Die Verwerfung ist bis zum westlichen Talausgang des Lower Valley zu verfolgen, wo sie die orographisch rechte Talflanke des oberen Nanhu Valley bildet. Auf einer Höhe von etwa 3.300 m

Die höchsten Grate weisen durch intensive Zerklüftung und z.T. frische Abbruchkanten Spuren von Frostverwitterung auf. Dabei lassen sich insbesondere entlang des Grates, der vom Hauptgipfel in Richtung des Talausgangs des Lower Valley hinabläuft, drei Verwitterungszonen ausmachen, die durch zwei unterschiedliche Gletscherstände hervorgerufen wurden (vgl. Ballantyne und Harris 1994: 182). Die glazialen Schlifffgrenzen liegen in ca. 3.500 m und 3.570 m Höhe. Unterhalb 3.500 m ist der Fels gut gerundet, zwischen 3.500 und 3.570 m kantengerundet. Die Höhenstufe oberhalb 3.570 m ist der Frostverwitterung am längsten ausgesetzt gewesen. Entlang des Grates, der zwischen dem Lower und dem Upper Valley verläuft, lässt sich die untere Schlifffgrenze (in ca. 3.500 m Höhe) korrespondierend auf der gegenüberliegenden Talflanke weiterverfolgen. Eine verstärkte Frostschuttbildung in situ ist an die Kamm- und Gipfelregionen ca. 3.600 bis 3.650 m gebunden. Die Talflanken, deren Einzugsgebiete oberhalb ca. 3.600 bis 3.650 m liegen, weisen größere Schuttvolumina und z.T. längere Schuttbahnen auf (Photo 18). Letztere sind kluftgesteuert bzw. verlaufen entlang von Verwerfungen im Untergrund. Sie sind als Steinschlaggrinnen rezent aktiv und dienen als lineare Abflussbahnen.

Der Hangschutt im Bereich der südlichen Talabschnitte des Upper und des Lower Valley sowie des SE-Valley setzt sich aus kantigen Schieferklasten mit Kantenlänge von wenigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern zusammen (Photo 19), deren Genese in erster Linie auf Frostverwitterung (macroglaciation sensu Ballantyne und Harris 1994: 163) zurückzuführen ist. Im Bereich der Runsen ist ein Teil der Klasten der obersten Schuttschicht kantengerundet. Die Schuttdecken sind mit wenigen Dezimetern relativ geringmächtig. Zum Teil haben sie eine Matrix aus Feinsedimenten mit hohem Schluffanteil, der einen spärlichen Bewuchs zulässt. In anderen Bereichen, wie dem südlichen Talschluss des Upper Valley, fehlt eine solche Matrix fast vollständig. Die Gründe hierfür liegen in dem starken Gefälle des Talschlusses und der leichten Neigung des Plateaus in Richtung Nordosten, die eine erhöhte fluviale Transportkapazität bedingen. Eine weitere Folge ist die Ausbildung mehrerer tief eingeschnittener Kerbtälchen (Photo 17), die nach etwa 50 m ineinander münden und in das sanfte Trogprofil des Upper Valley übergehen. Die Flanken der Kerbtälchen sind bis zu 40° steil. Die sie bekleidende Schuttdecke ist wenige Dezimeter mächtig und nur geringfügig durch wenige Zentimeter hohe Gräser bewachsen. Die Hangschuttdecken, die die Talflanken des SE-Valley bekleiden, weisen größere Mächtigkeiten auf. Insbesondere entlang der unteren Talflanken sind zahlreiche Schuttkegel ausgebildet, die mit Gräsern, Büschen und Bäumen bewachsen sind (Photo 20).

Die Talflanken der nördlichen Abschnitte des Upper und des Lower Valley sind zu einem großen Teil mit glazialen Sedimenten bekleidet, die von Hebenstreit et al. (2006) als Schiefermoräne angesprochen werden (vgl. Kap. 4.2). Das U-förmige Querprofil des nördlichen Upper Valley ist mit einer etwa 20 m mächtigen Grundmoränenschicht verfüllt, die im Talschluss durch

rückschreitende Erosion des Hoping North River aufgeschlossen ist (Photo 12). Die Taltiefenlinie weist eine leichte Einkerbung auf, die auf fluviale Aktivität im Anschluss an die Ablagerung der Moräne hinweist (Photo 21). Im nördlichen Abschnitt des Lower Valley sind die oberen Talflanken mit kantigem Verwitterungsschutt bedeckt (Photo 22). Die Schuttdecke ist geringmächtig, was zum Teil auf die großen Hangneigungen (Abb. 26) und, im Fall der orographisch rechten Talflanke, auf das Einfallen der Schichten in Richtung Südosten zurückzuführen ist.

Im Flussbett des SE-Valley liegen gut gerundete Flussschotter, die in Prallhanglagen Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern aufweisen (Photo 23). Der gute Rundungsgrad und eine dachziegelartige Sortierung der Klasten sind Indizien für episodischen Oberflächenabfluss, dessen Transportkraft unter anderem eine Funktion des geringen Gefälles des Gerinnes ist.

In einer Höhe von 3.150 m ist im Talboden des SE-Valley ein Konglomerat aufgeschlossen, das einen sehr guten Rundungsgrad aufweist (Photo 24). Wenige Dekameter talaufwärts verengt sich die Talsohle, so dass das Gerinne an dieser Stelle kanalisiert wird. Die gut sortierten Flussschotter, der sehr gute Rundungsgrad des Konglomerats sowie die Abwesenheit jeglicher Flechten lassen auf relativ regelmäßigen Oberflächenabfluss in diesem Bereich des Tals schließen.

Die glazial übertieften Talböden des Upper und des Lower Valley (vgl. Hebenstreit und Böse 2003, Hebenstreit et al. 2006) sind zu ihrem rezenten Niveau von 3.430 und 3.400 m mit Lockersedimenten verfüllt. Einen Hinweis auf die Mindestmächtigkeit der Sedimentverfüllung des oberen Tals gibt die Quelle des Bächleins, das in der Klamm zwischen dem Upper und dem Lower Valley fließt und etwa 10 m unterhalb des Talbodens lokalisiert ist. Bei einer angenommenen Mächtigkeit von 10 m weisen beide Sedimentbecken jeweils ein Sedimentvolumen von ca. 100.000 m³ auf.

Nähere Erkenntnisse hinsichtlich des vertikalen Aufbaus des Sedimentbeckens im Upper Valley lassen sich aus Profil VIII gewinnen (Abb. 28, A 4-2; Photo 25). Mit zunehmender Tiefe nimmt der Rundungsgrad der elliptischen Klasten schnell ab. In den oberen ca. 60 cm des Profils weisen sie eine deutliche dachziegelartige Schichtung mit einem Einfallen Richtung Norden auf. Die Einregelung der Längsachsen der größeren Steine ist senkrecht zur Fließrichtung. Die Herkunft der Sedimente und damit die Richtung des Paläofließens ist daher im nördlichen Teil des Upper Valley anzunehmen. Abwärts im Profil sind Einfallen und Einregelung aufgrund des zunehmenden Grades der Verwitterung nicht mehr eindeutig auszumachen.

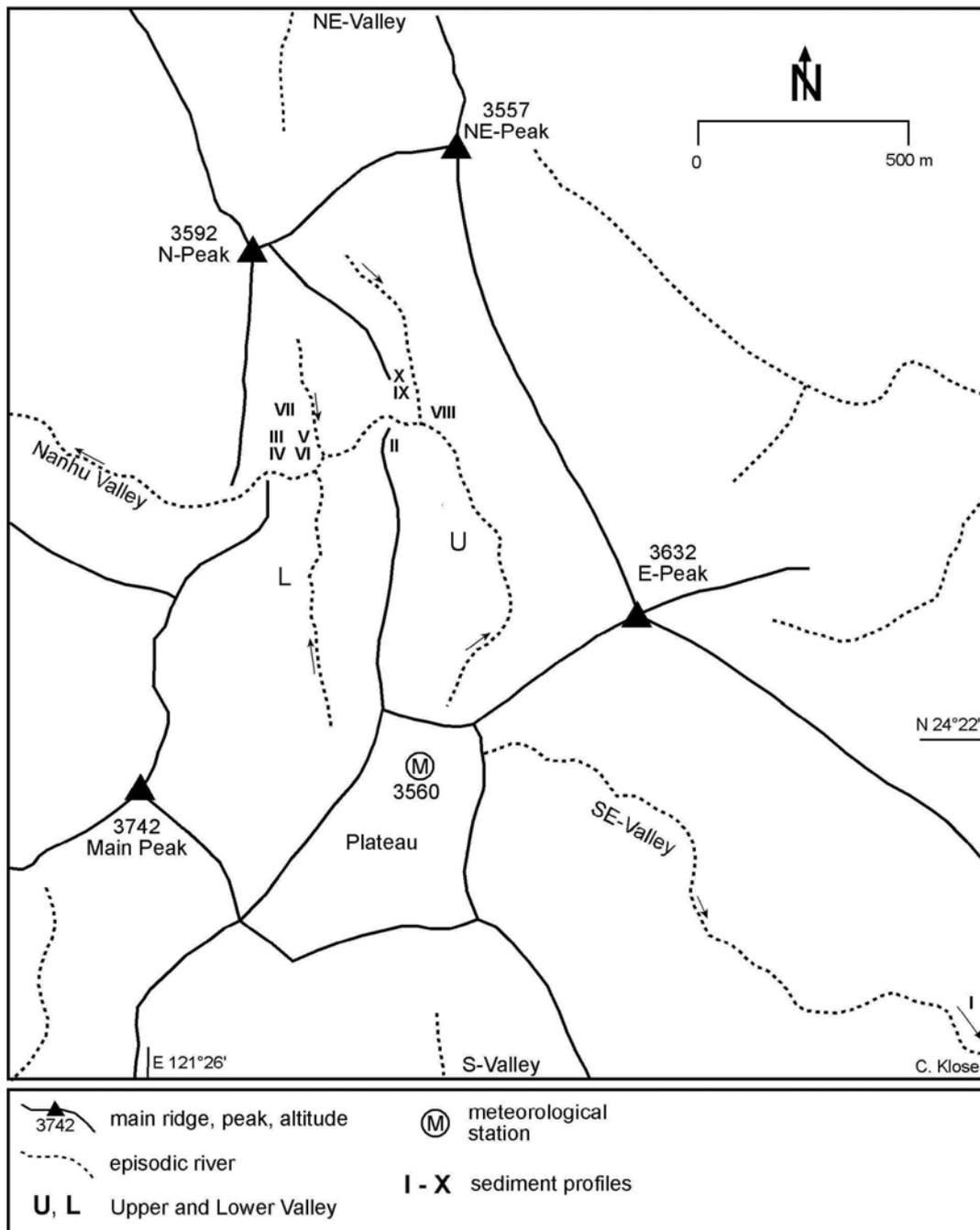


Abb. 28 Lage der Sedimentprofile im Nanhuta Shan

Profil II, am Eingang der Klamm lokalisiert, weist eine horizontale, hangparallele Schichtung auf. Das Sediment setzt sich aus sandig-schluffigen Schichten zusammen, die von geringmächtigen tonigen Schichten unterbrochen werden (Abb. 28, A4-1, Photos 26, 33). Die Struktur der Sedimente unterscheidet sich deutlich vom Aufbau des 10 m tieferliegenden Sedimentbeckens (Profil VIII, Photo 25) und ist somit als unabhängig von dessen Genese zu betrachten. Die Schichtung der Sedimente deutet auf Hangsedimente aus dem Kambereich (Kamm zwischen dem Upper und dem Lower Valley) hin.

Das Bächlein in der Klamm zum Lower Valley hat in seiner heutigen Form eine sehr geringe Transportkapazität. In der Klamm liegen wenige, gut gerundete Schotter; das untere

Sedimentbecken weist kaum Spuren von Oberflächenabfluss auf. In Folge der Regenfälle durch den Taifun Toraji (29.-30.07.2001), die auf dem Plateau 476 mm bemaßen und eine maximale Niederschlagsintensität von 60,2 mm/h aufbrachten, konnten einen Monat später Spuren von Oberflächenabfluss im oberen Sedimentbecken gefunden werden. In der Prallhangelage des von Süden zur Klamm hin abbiegenden Bachbettes war eine 50 cm tiefe Kante herausgespült worden (Photo 16). Mehrere trichterförmige Mulden mit wenigen Dezimetern Durchmesser wiesen in ihrem Zentrum einen erhöhten Feinmaterialanteil auf, der auf ein Versickern des Wassers in diesen Bereichen hindeutet. Im Sedimentbecken des Lower Valley konnten zum selben Zeitpunkt keine Spuren erhöhter fluvialer Aktivität gefunden werden. Das untere Sedimentbecken weist im Bereich des Überganges vom südlichen Lower Valley zu dem relativ ebenen Sedimentbecken einen erhöhten Feinmaterialanteil auf, der möglicherweise auf eine Stauwirkung aufgrund des zurückgehenden Gefälles zurückzuführen ist. Ein anthropogener Hintergrund, beispielsweise durch den Bau von Hütten, kann in diesem Bereich ebenfalls nicht ausgeschlossen werden.

Das Plateau war wahrscheinlich bis ins frühe Holozän von einer Eiskappe bedeckt (Hebenstreit et al. 2006). Im Zuge der Deglaziation ist das Plateau vermutlich von Lockermaterial frei gewaschen worden. Lokal, insbesondere im westlichen Bereich des Plateaus, tritt das Anstehende zu Tage (Photo 27). Einzelne erratische Quarzitblöcke mit Durchmessern bis zu einem Meter sind über das Plateau verteilt. Den einzigen Bewuchs bilden Grashorste und einzelne Wacholder-Büsche. Das relativ ebene Plateau weist ein allgemeines Gefälle (ca. 5°) Richtung NE zum Upper Valley sowie geringere Gefälle in Richtung der einzelnen Täler auf (Abb. 27). Zu weiten Teilen ist das Plateau mit einer 30 cm mächtigen Regolith-Schicht bedeckt, die sich aus kantigen Schuttklasten in einer überwiegend schluffigen Matrix zusammensetzt (Probe M, Tab. A4-1). Mit den heutigen (boden-) klimatischen Bedingungen, die aus einer Höhe von 3.560 m bekannt sind (Kap. 4.1), ist die Mächtigkeit der Schuttdecke nicht zu erklären. Ihre Existenz deutet auf eine holozäne Kaltphase mit vermehrt geomorphologisch wirksamen Frostwechseln sowie einer größeren Frosteindringtiefe hin.

Unterhalb der höchsten Grate sind im Nanhuta Shan-Gebiet drei Glatthänge ausgebildet, die sich durch geradlinige Hangprofile und Hangneigungen von 30 bzw. 36° auszeichnen und einen unregelmäßigen bis fehlenden Gräser- und Flechtenbewuchs aufweisen (Abb. 25, 29, Photos 14, 28, 29, Tab. 15). Der hohe Aktivitätsgrad der E-Peak-Flanke ist unter anderem auf den leicht erodierbaren Schiefer zurückzuführen, dessen Einfallen die Neigung des Hanges widerspiegelt. Der unregelmäßige Grasbewuchs der beiden anderen Hänge kann auf fehlende edaphische Gunstfaktoren zurückzuführen sein. Der unregelmäßige Flechtenbewuchs und die zum Teil relativ frischen Schuttklasten lassen jedoch auf einen geringen rezenten Aktivitätsgrad schließen, der der Frostverwitterung an den Gebirgskämmen geschuldet ist. Es handelt sich bei den Glatthängen

somit um Vorzeitformen, deren initiale Bildung an geringere Temperaturen mit erhöhter Frostverwitterung, d.h. einer Absenkung der Untergrenze der periglazialen Höhenstufe, gebunden war.

Im oberen Drittel des südlichen Upper Valley sind im Bereich einer quer durch das Tal verlaufenden Quarzit-Bank an der orographisch rechten Talflanke zwei autochthone Schutthalden ausgebildet (Abb. 25, 31). Ihre Obergrenze liegt bei ca. 3.550 m, das Einzugsgebiet reicht im Kammbereich bis knapp 3.600 m hinauf. Die Schutthalden setzen sich aus Quarzit-Blöcken zusammen, die Durchmesser von mindestens 40 cm haben und einen dichten Flechtenbewuchs aufweisen. Eine Matten- und Strauchvegetation fehlt aufgrund eines Mangels an Feinmaterial. In Bereichen, wo einzelne Blöcke in Folge des Aufpralls in kleinere Teile zersprungen sind, stehen Wacholderbüsche mit Gräsern im Unterwuchs. Der durchschnittliche Durchmesser der Blöcke nimmt nach unten hin zu.

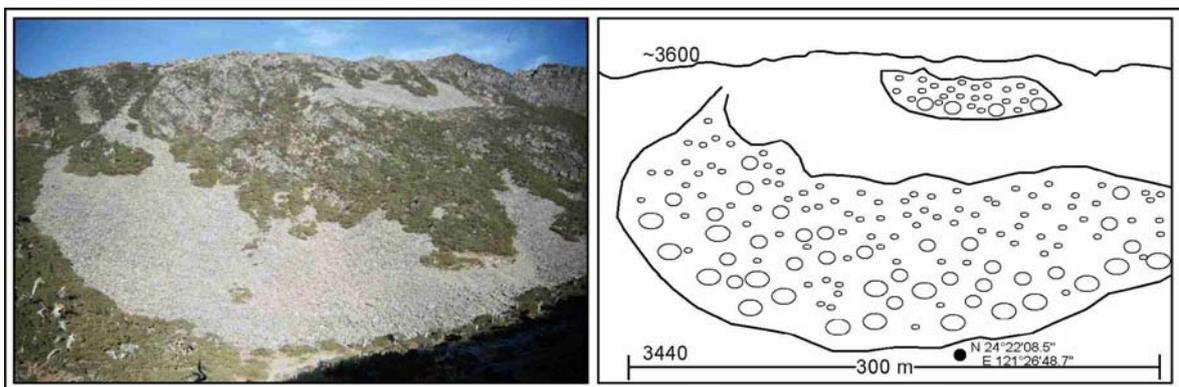


Abb. 29 Photo und Skizze der autochthonen Schutthalden im Upper Valley des Nanhuta Shan. Die Halden setzen sich aus Quarzitblöcken zusammen, die Durchmesser von mindestens 40 cm haben und einen dichten Flechtenbewuchs aufweisen.

Talabwärts dieser Schutthalden sind drei Schuttkegel auf den Talböden eingestellt, die etwa 20 m unterhalb des zwischen N-Peak und E-Peak verlaufenden Grates ansetzen (Abb. 25, 32). In ihrem Fußbereich weisen die Schuttkegel eine Mächtigkeit von ca. 0,5-1 m auf. Sie setzen sich aus Schieferblöcken mit Durchmessern von bis zu 30 cm zusammen. Die drei Schuttkegel überlagern sich gegenseitig, eine Altersabfolge aufgrund ihrer Morphologie lässt sich daher nicht ausmachen. Die Schuttkegel sind mit Wacholder-Büschen und -Bäumen bewachsen, die Höhen von ca. 1-6 m aufweisen. Im Unterwuchs finden sich Gräser und bis zu kniehohere Bambus (Photo 30). Die Vegetation reicht bis in eine Höhe von ca. 3.500 m, etwa 50 m oberhalb des Talbodens, hinauf. Aufgrund des dichten Bewuchses der ineinander verzahnten Schuttkegel gibt es keine morphologischen Hinweise auf eine mögliche Reihenfolge ihrer Entstehung. Auf den drei Schuttkegeln wurden insgesamt 28 Baumstammproben aus dem Wacholder entnommen und die Anzahl ihrer Jahrringe ermittelt. Von 18 weiteren Bäumen mit den augenscheinlich größten Stammdurchmessern wurde aufgrund der ermittelten durchschnittlichen Ringweiten eine

Annäherung an das Maximalalter des Baumbestandes unternommen (Kap. 3.5). Die ältesten Bäume sind demnach durchschnittlich 500 und maximal 1050 Jahre alt (Anhang A 6). Diese Altersangabe repräsentiert gleichzeitig das Mindestalter der Schuttkegel, da sich die Bäume zeitlich gesehen erst nach der Schuttkegelgenese angesiedelt haben können (Kap. 7.2). Die jüngsten Bäume sind etwa 125 Jahre alt. Da keiner der Baumstämme einen Knie- oder Säbelwuchs aufweist, können Massenbewegungen innerhalb der Schuttkegel nach ihrer Besiedelung durch den Wacholder ausgeschlossen werden. Auffällig ist außerdem, dass die Bäume mit den größten Stammdurchmessern nicht zwangsläufig die ältesten sind (Tab. A6-1, Kap. 7.2). Jungpflanzen des Wacholder sind auf den Schuttkegeln, wie auch im gesamten übrigen Untersuchungsgebiet, nicht angesiedelt. Mögliche Erklärungen hierfür sind zum einen in dem dichten Bambusbewuchs zu suchen, zum anderen sind klimatische Ursachen denkbar. Der Abbiss durch Tiere wie den *Formosa Serau* (Kap. 2.7) ist möglich, kann aber nicht als Erklärung für das Fehlen jeglicher Jungpflanze herhalten.

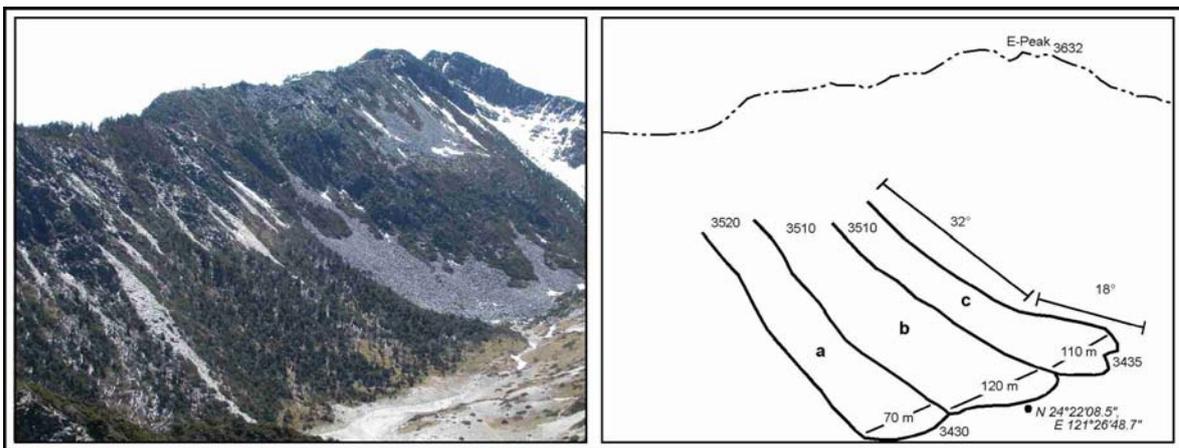


Abb. 30 Photo und Skizze der drei zusammenhängenden Schuttkegel im Upper Valley des Nanhuta Shan.

Die Verbreitung von Feinsedimenten im Korngrößenbereich Sand und feiner ist im Untersuchungsgebiet Nanhuta Shan gering. Feinsediment-Akkumulationen mit Mächtigkeiten bis zu 2 m sind vorwiegend entlang der unteren Talflanken der Talböden verbreitet, deren konkaves Querprofil die Akkumulation von Sediment begünstigt. Die Hänge weisen einen dichten Bewuchs aus kleinwüchsigem Bambus und zum Teil Wacholder und einzelnen Tannen auf. Organische Bodenhorizonte sind mehr oder weniger nicht vorhanden. Die rezente Humusproduktion in den geringmächtigen A-Horizonten ist augenscheinlich sehr eingeschränkt. Von den aktuellen Pflanzen gelöste, gut erhaltene Bambuswurzeln sind über die ganze Tiefe der Profile zu finden, sie scheinen nur langsam zu verrotten. In ihrer Morphologie weisen alle mit Feinsediment bedeckten Hänge des Upper und Lower Valley eine Terrassierung auf (Photos 31, 32). Die aufgrund ihres geringen Ausmaßes als Terrassetten angesprochenen Formen haben Außenkanten von ca. 50-100 cm Höhe und sind meist über mehrere Meter zusammenhängend. Sie verlaufen in etwa hangparallel, weisen aber meist eine mehr oder weniger stark konvexe Außenkante auf. Die Vegetationsdecke auf den

Terrassetten ist geschlossen, sie weist keinerlei Risse oder Lücken auf. Eine Genese aufgrund von Viehtritt kann ausgeschlossen werden, da in diesen Höhenlagen keine Weidewirtschaft betrieben wird.

Im Bereich des unteren nördlichen Lower Valley wurden fünf Querprofile durch diese Terrassetten aufgenommen (Abb. 28, Abb. A4-1, Abb. A4-2: Profile III – VII; Tab. A4-1, A4-2), im Bereich des nördlichen Upper Valley zwei (Abb. 28, Abb. A4-2: Profile IX, X; Tab. A41, A4-2). Eine Auffälligkeit ist der hohe Schluffanteil, den alle Profile gemein haben. Profil V weist den höchsten Feinmaterialanteil auf (Schluff 78,1 %; Tab. A4-5). Die in den Profilen aufgenommenen Sedimente zeichneten sich alle durch große Trockenheit aus. Der Feuchtegehalt konnte im Rahmen dieser Untersuchungen nicht ermittelt werden. Allen Profilen gemein ist außerdem eine Schichtung, die in der Regel der Neigung der Geländeoberfläche folgt. Im Fall der Profile V, VII und X ist auffällig, dass diese Neigung von etwa 25-26° nur die oberen ca. 50 cm des Profils betrifft. Die darunter liegenden Schichten sind horizontal gelagert. Im Profil V liegt in 50-90 cm Tiefe eine Schicht sandigen Materials, die dem rezenten Verwitterungsprodukt ähnelt, das an der Geländeoberfläche zu finden ist (Abb. 31). Diese Grenzen in 50 cm Tiefe werden als Untergrenze einer Solifluktionseinheit interpretiert. Die rezente Humusschicht und Vegetation sind nicht in die Profile inkorporiert. Sie sind daher vermutlich chronologisch nach der Terrassettenbildung einzuordnen, was die Terrassetten als Vorzeitformen klassifiziert. Zudem schließen die bodenklimatischen Verhältnisse 100-150 m unterhalb des Plateaus rezente Solifluktionsprozesse unter periglazialen Klimabedingungen aus.

Eine Datierung der Terrassetten erwies sich aufgrund des zur Verfügung stehenden Materials als schwierig. Das Fehlen organischen Materials und die Kontamination durch subrezente Bambuswurzeln schließen die Möglichkeit der Datierung mittels der Radiokarbonmethode aus. Auch der Quarzgehalt der Sedimente ist sehr gering, so dass nur drei Proben zur Datierung mittels OSL entnommen werden konnten (s. Diskussion in Kap. 7.2). In Profil V wurde eine Probe aus der Schicht unterhalb der Solifluktionseinheit in 100 cm Tiefe entnommen. Sie ergab ein Alter von $3,3 \pm 0,9$ ka (Abb. 31, Abb. A4-1, Tab. A5-1).

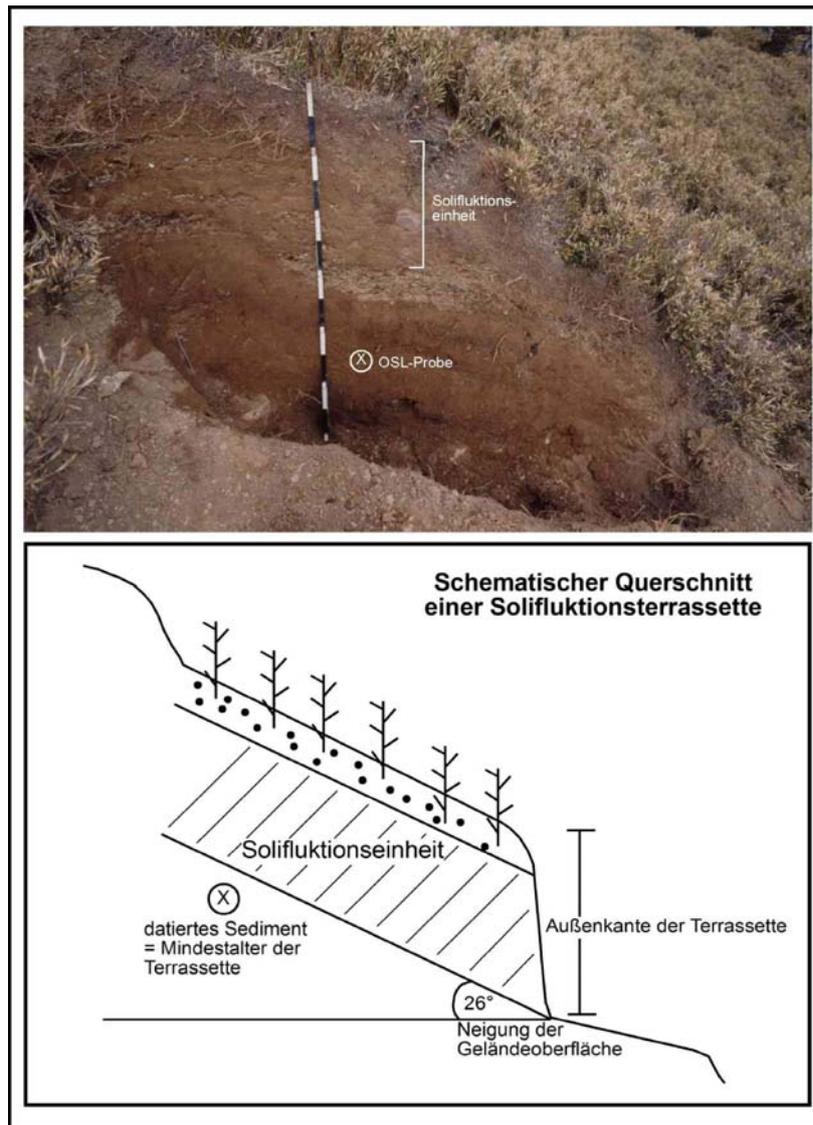


Abb. 31 Schematischer Querschnitt einer Solifluktionsterrassette am Beispiel des Profil V (Abb. 28, 33, A4-1)

Im Bereich des Talbodens des Upper Valley sind zwei Schuttakkumulationen auf den Boden des Sedimentbeckens im Upper Valley eingestellt (Abb. 25). Am nördlichen Ende des Grates, der zwischen dem Upper und dem Lower Valley verläuft, ist eine Schuttmasse in Richtung Nordwesten ausgerichtet (Abb. 25: H; Photo 33). Anrisskante und Rutschungsfläche oberhalb der Schuttmasse sind deutlich zu erkennen. Die geomorphologische Situation lässt darauf schließen, dass es sich um eine Massenbewegung handelt, die auf ein Ereignis zurückzuführen ist, bei dem die interne Hangstruktur versagt hat (slope failure). Die Schuttmasse hat ein Ausmaß von ca. 150 m (Längsachse) x 80 m (Querachse) x 3 m (Höhe) und damit ein Volumen von rund 36.000 m³. Sie ist mit einem unregelmäßigen Netz aus Grasbüscheln und vereinzelt Wacholder-Büschen bewachsen.

Am in nördlicher Richtung gegenüberliegenden Hang ist ein Schuttkegel nach Südosten ausgerichtet (Abb. 25: p; Photo 21: x). Seine Längsachse misst ca. 120 m, an seinem höchsten Punkt liegt er etwa 10 m oberhalb des Talbodens. Die interne Struktur des Schuttkegels ist von

Hebenstreit et al. (2006) beschrieben worden. Aufgrund seiner horizontalen Schichtung kann eine rein gravitative Genese ausgeschlossen werden. Eine der feineren Schichten konnte auf ca. 7 ka datiert werden. Es ist daher denkbar, dass es sich um eine glazifluviale Ablagerung handelt, die im Zuge der Deglaziation sedimentiert wurde (vgl. Hebenstreit und Böse 2003, Hebenstreit et al. 2006). Die äußere Form des Schuttkegels sowie die Rutschungsfläche hangaufwärts deuten auf eine nachträgliche Überprägung durch einen Hangrutsch hin, der ihm seine heutige Form verliehen hat. Erratische Quarzitblöcke an der Oberfläche des Schuttkegels sind vermutlich ebenfalls gravitativ dorthin transportiert worden.

Am orographisch linken Rand des Flussbettes im SE-Valley ist in einer Höhe von ca. 3.210 m ein Sediment aufgeschlossen, das von dem episodischen Flusslauf in seinem Prallhang unterbrochen wird. Das Material weist eine horizontale Schichtung auf, die sich aus Sedimentlagen mit Korngrößen im Bereich Grobschluff bis Feinsand zusammensetzen (Profil I: Abb. 28 und A4-1, Tab. A4-3). Unterbrochen werden die Schichten von zwei Lagen humosen Materials, das eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern aufweist. Eine in 30 cm unterhalb der rezenten Geländeoberfläche entnommene OSL-Probe ergab ein Alter von $3,1 \pm 0,3$ ka (Tab. A5-1). Morphologisch handelt es sich bei der Akkumulation um einen Hangrutsch. Die horizontale Schichtung weist auf eine mehrphasige Entstehungsgeschichte hin, die mindestens zwei längere Ruhepausen beinhaltet, während derer sich die humosen Schichten bilden konnten.

Etwa 500 m talabwärts, in der Mitte zwischen E- und SE-Peak (Abb. 25), konnte im August 2001 eine Mure kartiert werden, die zu diesem Zeitpunkt vermutlich nicht älter als wenige Jahre war. Die Murbahn setzt etwas unterhalb des Grates auf einer Höhe von ca. 3.400 m an und endet am orographisch linken Rand des Talbodens. Ein Murkegel am Fuß der Massenbewegung ist nur schwach ausgebildet. Der Abflusskanal hat eine Breite von 2-3 m und eine Tiefe von etwa 1 m. Der Murgang hat sich durch den Wald geschnitten, umgerissene Bäume liegen im Murkanal und auf den Murwällen. Ein neuer Bewuchs hat sich noch nicht eingestellt.

Abgesehen von den vorzeitig angelegten Glatthängen existieren im Nanhuta Shan keine rezenten periglazialen Formen. Im unteren Sedimentbecken sind in dem Bereich mit erhöhtem Feinmaterialanteil (s.o.) während der Frostsaison unsortierte Polygone mit Durchmessern im Bereich von 10-20 cm verbreitet (Photo 34). In ihren nur wenige Zentimeter tiefen Spalten sind Eiskristalle ausgebildet, die jedoch nicht das Ausmaß von Eisnadeln erreichen. In unmittelbarer Umgebung sind in den frühen Morgenstunden auch Anzeichen von Materialsortierung durch Frosteinwirkung zu beobachten (Photo 35).

4.4 Zusammenfassung

Die Auswertung der meteorologischen Elemente Lufttemperatur, Niederschlag und Bodentemperaturen in 2, 10 und 20 cm Tiefe, die im Nanhuta Shan in einer Höhe von 3.560 m im Zeitraum 01.04.2001 bis 31.03.2005 aufgezeichnet wurden, ergibt folgendes Bild. Die Jahresmitteltemperatur der Luft beträgt ca. 3,7°C. Die wärmsten Monate sind mit durchschnittlich 8,2°C die Monate Juli und August, kältester Monat ist mit ca. -2,6°C der Januar. Die mittlere Jahresamplitude der Lufttemperatur beträgt 10,8 K, die maximale 26,3 K. Tagesmaxima werden in der Regel in der Zeit zwischen 9 und 15 Uhr, Tagesminima zwischen 21 und 6 Uhr erreicht. Lufttemperaturen unter 0°C treten in den Monaten Oktober bis April auf. Tage, an denen das 60-Minuten Mittel mindestens einmal im negativen Bereich liegt, sog. Frosttage, werden durchschnittlich 109 mal pro Jahr verzeichnet. Eistage mit dauerhaft negativen Lufttemperaturen 51 mal pro Jahr. Schwankungen um den 0°C-Punkt treten im Mittel 70 mal auf.

Die Bodentemperaturen in 2, 10 und 20 cm Tiefe korrelieren in ihrem Jahresverlauf gut mit den Lufttemperaturen. Ihre Jahresmittel liegen bei 6,3°C (2 cm), 6,0°C (10 cm) und 5,9°C (20 cm). Mit 12,5 K, 11,8 K, und 11,5 K (in 2, 10 und 20 cm Tiefe) sind die mittleren Jahresamplituden 1,7 – 1,0 K größer als die der Lufttemperatur. Die maximale Temperaturspanne liegt bei den Bodentemperaturen mit zunehmender Tiefe bei 34,1 K, 20,5 K, und 16,3 K. Die Frostperiode in der oberflächennahen Bodenschicht gleicht in ihrem Verlauf derjenigen der Lufttemperaturen (Oktober bis April). In 10 und 20 cm Tiefe beginnt sie erst im Dezember. In 2 und 10 cm treten im Mittel jeweils 120 und 71 Frosttage sowie 66 und 65 Eistage auf. Aufgrund einer Funktionsstörung können keine genauen Aussagen über das Frostregime in 20 cm Tiefe gemacht werden. Da die niedrigste gemessene Temperatur in dieser Tiefe -0,5°C beträgt, ist jedoch anzunehmen, dass die maximale Frosteindringtiefe bei 30 cm liegt. 0°C-Zyklen treten in 2 cm Tiefe durchschnittlich 54 mal pro Jahr auf, in 10 cm Tiefe 6 mal. Frostdynamisch wirksame Frost-Tau-Zyklen sensu Matsuoka (1990), d.h. Schwankungen zwischen -2 und +2°C, können nur in 2 cm Tiefe verzeichnet werden (durchschnittlich 5 mal pro Jahr).

Der mittlere Jahresniederschlag schwankt in der Untersuchungsperiode zwischen 2.300 und 4.800 mm. Die niederschlagsärmsten Monate sind generell die Monate November bis Februar (1,2% der jährlichen Niederschläge), die größten Niederschlagssummen (54,1%) werden in den Monaten Juli bis September verzeichnet. Die zeitliche Niederschlagsvariabilität ist zum einen auf Schwankungen in der Lage der Mei-yu Fronten zurückzuführen (s. Kap. 2.4.1.4). Zum anderen variiert die Anzahl und Wirkungsweise der Taifune, die das Untersuchungsgebiet beeinflussen, von Jahr zu Jahr. Maximale Niederschlagssummen und -intensitäten werden durch taifuninduzierte Regenfälle erreicht. Die Summen schwanken zwischen 300 und 1400 mm, die maximal erreichte Niederschlagsintensität lag in Folge des Taifun Aere im August 2004 bei 154 mm pro Stunde.

Das Nanhuta Shan-Gebiet weist zahlreiche Spuren einer pleistozänen Vergletscherung auf, die von Tanaka (1934), Tanaka und Kano (1934), Böse (2000), Hebenstreit und Böse (2003) sowie Hebenstreit et al. (2006) beschrieben wurden. Kare, glaziale Kratzungen, gut erhaltene End- und Ufermoränen, Grundmoräne sowie erratische Blöcke sind ein eindeutiges Zeichen für ein Eisstromnetz mit Talgletschern und einer kleinen Eiskappe auf dem Plateau (3.560 m) zwischen dem Main Peak und dem East Peak. Die Gipfelbereiche oberhalb ca. 3.600 m waren während des letzten glazialen Maximums eisfrei. Hebenstreit und Böse (2003) und Hebenstreit et al. (2006) ermitteln zwei Eisvorstöße, einen um ca. 11 ka und einen um ca. 8 ka. Beide spiegeln nicht den maximalen Eisvorstoß wieder. Im Isotopenstadium (MIS) 2 lag die Schneegrenzdepression im Nanhuta Shan bei ca. 700 – 1.100 m, d.h. die ELA lag bei ca. 2.800 – 3.200 m (Hebenstreit 2006).

Die Täler rund um das Nanhuta Shan-Gebiet enden in einer Höhe von 3.400 bis 3.500 m. Sie weisen bis in ihren Talschluss bei jeweils ca. 3.500 m Spuren starker rückschreitender Erosion auf. Die rezente morphologische Überprägung des vorzeitlichen Reliefs der höher liegenden Bereiche ist relativ gering. Die glaziale Trogform des Upper und Lower und des SE-Valley sowie mehrere Endmoränenzüge sind gut erhalten. Rezenter Oberflächenabfluss findet in diesen Tälern kaum statt; das fluviale Erosions- und Transportvermögen der episodischen Gerinne ist auf taifuninduzierte Starkniederschläge in den Sommermonaten reduziert. In den Querprofilen der Täler ist eine deutliche Talasymmetrie zu erkennen. Die süd- und ostexponierten Flanken des Upper und Lower Valley folgen dem Einfallen der Schichten (35° nach SE), an den nord- und westexponierten Talflanken sind zum Teil die Schichtköpfe aufgeschlossen. Die Hangprofile zeichnen sich in der Regel durch mindestens einen Böschungswechsel aus. Entlang der Grate bildet das Anstehende Wände, die Neigungen von $80-90^\circ$ einnehmen bzw. z.T. überhängend sind. Die darunter liegenden Talflanken weisen konvex-konkave bzw. konkave Profile auf. Aufgrund des fast fehlenden Oberflächenabflusses sind nur vereinzelt Kerbprofile ausgebildet. Die glazialen Schriffgrenzen liegen in ca. 3.500 m und 3.570 m Höhe. Talflanken, deren Einzugsgebiete oberhalb ca. 3.600 bis 3.650 m liegen, weisen größere Schuttvolumina und z.T. längere Schuttbahnen auf.

Die glazial übertieften Talböden des Upper und des Lower Valley sind jeweils mit einem Sedimentvolumen von ca. 100.000 m³ verfüllt. Geringmächtige Hangschuttdecken aus kantigem Frostschutt, eine ca. 30 cm mächtige Regolithdecke auf dem Plateau, sowie zahlreiche Schutthalden und Schuttkegel sind Indizien für eine kältere Phase im Holozän, da die Schuttmächtigkeiten unter den heutigen klimatischen Bedingungen nicht entstehen können. Drei der Schuttkegel im Upper Valley sind mit Wacholder-Bäumen bewachsen, deren Alter mittels Dendrochronologie bestimmt wurde. Daraus ergibt sich ein Mindestalter der Schuttkegel von 1.100 Jahren (1,1 ka). Im Bereich von Runsen und in den Taltiefenlinien ist der ansonsten kantige Frostschutt oberflächlich zum Teil kantengerundet. Entlang der Gerinne zeugen Materialsortierungen und Unterschneidungen von episodischen fluvialen Transportprozessen.

Die Verbreitung von Feinsedimenten im Korngrößenbereich Sand und feiner ist aufgrund der hohen Niederschlagsraten und der hohen Windgeschwindigkeiten in den Gipfelbereichen sehr gering. Auch Bodenbildungsprozesse finden nur sehr eingeschränkt in edaphischen Gunstlagen statt. Die meist mit kleinwüchsigem Bambus bedeckten Feinsedimentakkumulationen sind in den unteren Hangpartien verbreitet und weisen größtenteils eine Terrassierung auf. Diese Solifluktionsterrassetten wurden an mehreren Stellen aufgegraben und in einem Fall mittels OSL auf ca. 3,3 ka datiert.

Rezente Frostschuttbildung in situ ist an die Kamm- und Gipfelregionen oberhalb ca. 3.700 m gebunden. An drei Lokalitäten sind in Folge dessen Glatthänge mit geradlinigen Hangprofilen und Hangneigungen zwischen 30 und 35° ausgebildet, die vorzeitlich angelegt, rezent aber noch aktiv sind. Weitere periglaziale Mikroformen sind bis in eine Höhe von 3.400 m in Form von unsortierten Polygonen und Frostsotierung zu finden.