

1 Einleitung und Methodik

Macht man es sich zur Aufgabe mit Hilfe der bestehenden Literatur der Frage der pleistozänen Vergletscherung Hochasiens nachzugehen, so stellt man recht schnell fest, dass zu diesem Thema alles andere als eine übereinstimmende Auffassung herrscht (vgl. bspw. KUHLE 2007 u. LEHMKUHL & OWEN 2005). Die Gründe hierfür in der schlechten Zugänglichkeit der Gebiete zu suchen ist nicht mehr vertretbar, da - vor allem Ende des letzten Jahrhunderts - hoher expeditiver Aufwand betrieben wurde, um auch in den entlegenen Regionen Hochasiens die Aufhellung der Vergletscherungsgeschichte voranzutreiben.

Vielmehr ist es ein methodischer Wechsel, der ursächlich scheint für die differierenden Ansichten. So wird bei vielen Autoren kaum noch Wert gelegt auf eine detaillierte geomorphologische Bestandsaufnahme, sondern man bedient sich vornehmlich aus der Sedimentologie stammender Arbeits- und Datierungstechniken. Diese Analysen - wie TL-, OSL-, CRN-Datierungen - sind jedoch für die Rekonstruktion der vorzeitlichen Hohegebirgs-Vergletscherung oft ungeeignet und führen zu fragwürdigen Ergebnissen (siehe hierzu u. a. PUTKONEN & SWANSON 2003), die darüber hinaus häufig zusammenhangslos - da ja auf die Morphographie verzichtet wird - interpretiert werden.

Demgegenüber stehen Arbeiten, in denen über den glazialgeomorphologischen Indizienbeweis auf vorzeitliche Eisbedeckungen geschlossen wird (bspw. KUHLE 1982 und KÖNIG 2002).

Um mit dieser Abhandlung zur Aufklärung der pleistozänen Vergletscherung des Karakorums beizutragen, wurde zugunsten der glazialgeomorphologischen Analyse auf oben genannte Arbeitsweisen weitgehend verzichtet. Die Landschaftsrekonstruktion stellt eine klassische geographische Teildisziplin dar, in der komplexe Ausschnitte der Erdoberfläche betrachtet werden. Hieraus ergibt sich, dass der Raum an sich und hier vor allem die Konfiguration seiner Formenelemente im Vordergrund stehen muss. Nur so kann ein widerspruchsfreies Gesamtbild entstehen.

Das der Ladakh Range zugehörige Arbeitsgebiet wurde ausgewählt, da es hinsichtlich der Glazialgeomorphologie als unerforscht einzustufen aber mit verhältnismäßig geringem logistischen Aufwand zu erkunden ist. Darüber hinaus sind die betrachteten Talschaften auf das zwischen Himalaja und Karakorum liegende Becken von Leh eingestellt, dessen eiszeitliche Landschaftsentwicklung von gesteigertem Interesse ist.

Nach Vorstellung des Arbeitsgebiets und Ausführungen zu Umweltbedingungen, die auf die Geomorphologie der untersuchten Täler Einfluss nehmen, wird unter Kapitel 6 der glazialgeomorphologische Formenschatz beschrieben. Mit Hilfe der auf den Anhang folgenden Einzelfotos und Panoramen kann dieser in Augenschein genommen und nachvollzogen werden. Um einige der morphologischen Ansprachen zu überprüfen wurden an ausgewählten Stellen Sedimentproben genommen und auf ihre Korngrößenverteilung sowie morphometrischen Eigenschaften hin untersucht. In Kapitel 7 werden die Befunde interpretiert.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das von mir bereiste Gebiet ist als Teil der Ladakh-Range am Südrand des Karakorums einige (15-30km) Kilometer E-lich der Stadt Leh gelegen (Abb. 9). Es sind namentlich das Stagmo Tal, das Arzu Tal sowie das Nang Tal, welche alle von den in diesem Teil der Ladakh Range bis zu 5695m ü. M. hinaufreichenden Gipfeln über die Südabdachung zum hier in ca. 3250m ü. M. gelegenen Indus-Talboden vermitteln. Zusammen erstrecken sich diese Täler von $77^{\circ}37'E-77^{\circ}51'E$ sowie von $33^{\circ}57'N-34^{\circ}14'N$ (siehe Abb. 10).

3 Geologie der Ladakh Range und der Indus Nahtstelle

Die aus Granit bestehende Ladakh Range verläuft, wie alle Gebirgsketten des Himalaja und des Karakorum, im Osten zunächst von West nach Ost und schwenkt dann, verfolgt man ihren Verlauf nach Westen hin, in die NW/SE-Richtung um. Sie beginnt im Nordwesten S-lich von Gilgit, zieht bei Bunji vom Indusunterlauf durchbrochen weiter in SE-licher Richtung, wo sie, parallel zur Nahtstelle, das Karakorum nach Süden hin begrenzt. Die Ladakh-Range endet schließlich - zuvor noch einmal vom Indus durchzogen - bei Gurla Mandhata (HOFMANN 1937, S. 23). Eine Rb-Sr Datierung von SCHÄRER et al. (1984a, S. 336 f), die an stark biotithaltigem Granit der Ladakh Range durchgeführt wurde, ergab (der Ladakh Batholith ist der SE-liche Teil des Karakorumbatholiths) ein Intrusionsalter von $60,7 + 0,4$ Ma (Millionen Jahre). Zu diesem Wert ist allerdings hinzuzufügen, dass bei der Rubidium-Strontium-Datierung sehr große Gesteinsheterogenitäten deutlich wurden und somit das Alter des Ladakh-Batholiths mit dem genannten Wert nicht ohne weiteres gleich gesetzt werden darf. Das tatsächliche Alter des die Ladakh Range aufbauenden Gesteins lässt sich jedoch eingrenzen. Da die marine Sedimentation an der Indus-Nahtstelle vor rund 50 Ma aussetzte, der Thetys Ozean also geschlossen wurde und an einigen Stellen Indus-Molassesedimente den Graniten der Ladakh-Kette auflagern (SEARLE 1991, S.41), muss geschlussfolgert werden, dass der Batholith älter ist als 50 Ma und im Eozän bereits exhumiert war.

Die Indus-Nahtstelle besteht in Ladakh grundsätzlich aus drei unterschiedlichen geologischen Einheiten, dem Lamayuru Komplex, den Nimdan-Dras Vulkaniten und der Indus Molasse (SEARLE 1991, S.41). Diese Einheiten sind entweder durch Störungen oder Ophiolithgürtel voneinander separiert. Der Lamayuru Komplex ist ein aus schräg gestellten Tiefseesedimenten aufgebauter Bereich, der sich in etwa auf der Linie Lamayuru– Markha erstreckt. Weniger als 10km S-lich des Untersuchungsgebiets substanziiert er mit seinen Sand- und Kalksteinen die bis 6140m ü. M. hinaufreichende Stok Range. Zwischen Ladakh und Stok Range findet sich, partiell dem Ladakh-Batholith auflagernd, die Indusmolasse, die hier in Form von alluvialen Fächern und lakustrinen Sedimenten in einem intramontanen Becken akkumulierte.

4 Das Klima Ladakhs und des Karakorums

Das Untersuchungsgebiet, die gesamte Ladakh Range sowie die N-lich angrenzenden Gebirgsketten des Karakorums befinden sich im subtropischen Hochdruckgürtel. Es sind drei Ursachen, welche das Verteilungsmuster der über dem Karakorum niedergehenden jährlichen Niederschläge bedingen. Übers Jahr gleichmäßig verteilt, nahen von Westen her Tiefdruckgebiete heran, die je nach Höhenlage und Jahreszeit in den Gebieten des Karakorums Regen oder Schnee mit sich bringen. Diese resultieren aus der großräumigen Anordnung von Höhenträgen, die im Jetstream gebunden sind (HOFMANN 1937, S. 26). Durch die Barriere des asiatischen Hochgebirgskomplexes teilt sich der Jetstream in zwei sowohl im Norden als auch im Süden der Gebirgsketten vorbeiströmende Äste auf, die sich im Osten Chinas wieder zusammenschließen (WEIERS 1995, S. 13 f). In den Sommermonaten, vorrangig von Juni bis September, gerät das ansonsten am Westrand des Regenschattens des Himalajabogens gelegene Karakorumgebirge in den Einfluss des Südwest- Monsuns. Dieser entsteht aus den Südostpassaten, die, wenn sie den Äquator passieren, durch die Coriolis-Kraft zu Südwestwinden werden. Ohne das asiatische Hitzetief jedoch, das mit seiner Sogwirkung den Monsun in N-licher Richtung auslenkt, würde der Sommermonsun diese hohen Breiten nicht erreichen können (HÄCKEL 1999, S. 286 f). Die Auswirkungen des Monsuns sind im Klimadiagramm durch einen auffälligen Peak im August (Sommermonsun) gekennzeichnet (siehe Abb. 14). Natürlich sind die durch den Sommermonsun registrierten Niederschläge in keinsten Weise so hoch wie an der von der monsunalen Zirkulation viel stärker betroffenen Himalajasüdabdachung. Ebenso haben die Winter- und Frühjahrsniederschläge, wie im gesamten Vorderasien vom Mittelmeer bis zum Tarim Becken, einen großen Anteil an der Jahresniederschlagsmenge im Karakorum (FLOHN 1969, S. 209). Das aride Klima des Untersuchungsgebiets wird am Klimadiagramm, der Klimamessstation in Leh deutlich. Die Jahresniederschlagsmenge liegt bei 93mm, während die durchschnittliche Jahrestemperatur 5,6°C beträgt (Abb. 14). Für diese trockenen Verhältnisse der Ladakh Range ist die für diesen S-lichsten Gebirgszug des Karakorums besonders zum Tragen kommende Abschattung des Himalajas verantwortlich, die durch die räumliche Nähe des Gebiets zum Himalajabogen sowie der verhältnismäßig geringen Höhe der Ladakh Range und des Indus Tals verstärkt wird.

5 Orographie des Untersuchungsgebiets

Wie bereits unter Kapitel 2 beschrieben, sind es von Nordwest nach Südost das Stagmo Tal, das Arzu Tal und das Nang Tal, die auf ihren geomorphologischen Formenschatz hin untersucht wurden (siehe Abb. 10). Diese drei SE-lich von Leh gelegenen Täler verlaufen in NE/SW-Richtung und führen hierbei dem Indus die über diesem Bereich der Ladakh Range niedergehenden Niederschläge zu. Die Gipfel der die Talschlüsse einfassenden Kammumrahmungen erreichen Höhen zwischen 5300m und 5695m.

5.1 Das Stagmo Tal

Das im Arbeitsgebiet am NW-Rand gelegene Stagmo Tal ist mit ca. 95km² (Fläche innerhalb der Kammumrahmung) das größte der begangenen Täler (Abb. 10 u. Abb. 15). Der höchste Punkt am Talende liegt bei 5695m ü. M. Die Kämmen an der orographisch linken Flanke laufen an der orographisch rechten Seite des Indus Tals in 3300m ü. M. mit dem Kloster Thikse aus. In gleicher Höhe erreicht die orographisch rechte Seite des Stagmo Tals das Indus Tal. Hier liegt das Kloster Shey. Wenige Kilometer einwärts der Siedlung Stagmo teilt sich das Tal in zwei Enden auf, die unter den Dorfbewohnern als Zalla Tal und Nanglung Tal bekannt sind. Diese beiden Äste lassen ihre Wassermassen in einer Höhe von 3980m ü. M. miteinander konfluieren, um daraufhin auf den letzten 10km Richtung Indus eine Vertikaldistanz von 750m zu überwinden. Hieraus ergibt sich ein durchschnittliches Gefälle von 4,29° auf dem letzten Dekakilometer. Die beiden Talschlüsse weisen oberhalb des Zusammenschlusses ihrer Flüsse ein weitaus höheres Gefälle auf. Im flacheren unteren Bereich erfährt der Stagmofluss keine oberirdische periodisch Wasserzufuhr durch einen gesammelten Abfluss. Ansonsten sind es nur einzelne, während der Schneeschmelze Wasser führende Abflussrinnen, die Anschluss an den Haupttalabfluss finden.

5.2 Das Arzu Tal

Ungefähr 31km² misst die Fläche des Arzu Tals, welches als kleinstes der hier in Rede stehenden Täler im Zentrum des betrachteten Gebiets liegt (Abb. 10, zwischen Stagmo- und Nang Tal gelegen u. Abb. 16). Dem Fluss des Arzu Tals wird bis zur Indus-Konfluenz keinerlei Wasser von den Talflanken in Form von oberirdisch abfließenden, perennierenden Gewässern zugeführt. Die Talflanken laufen am Talschluss in 5660m ü. M. im Gipfel des Arzu zusammen. Im Gegensatz zum Stagmo Tal, welches mit dem Konfluenzbereich der Flüsse des Nanglung- sowie des Zalla Tals einen relativ deutlichen Gefälleknick zeigt, vollzieht sich der Übergang von steilem Talbodenverlauf zu flacherem Gelände im Arzu Tal vielmehr stetig. Beide Talflanken treffen in einem Niveau von ca. 3300m ü. M. auf den Boden der orographisch rechten Industalseite auf.

5.3 Das Nang Tal

In seiner Orographie ähnelt das Nang Tal dem Stagmo Tal (Abb. 10 u. Abb. 17). Das ca. 84km² große Nang Tal verzweigt sich im oberen Teil ebenfalls in kleinere Talenden - drei an der Zahl - die mit ihren Gipfeln knapp die 5640m ü. M. übertreffen. Die Wässer der Oberläufe konfluieren in 4350m ü. M., bevor sie dann gemeinsam 9km talauswärts in 3200m ü. M. in den Indus münden. Lediglich von der orographisch rechten Talseite erhält der Nang ständigen Zufluss in 3800m ü. M. Die anderen im Kartenbild zu erkennenden Flussläufe sind nicht perennierend. Auch im Nang Tal überwinden die drei Talenden auf wenigen Kilometern im Verhältnis zum weiter unten gelegenen Talbereich große Vertikaldistanzen. Der Elichste der Talschlüsse endet bei 5610m ü. M. in einer Entfernung von ungefähr 3km von der Konfluenzstufe mit den anderen Ästen, welche ihrerseits ebenfalls

beide bis zu 5610m ü. M. hinaufreichen. Die Taltiefenlinie des W-lichen Tals erstreckt sich hierbei über ca. 5,5km, die des mittleren misst 2,2km.

6 Glazialgeomorphologische Aufnahme des Arbeitsgebiets

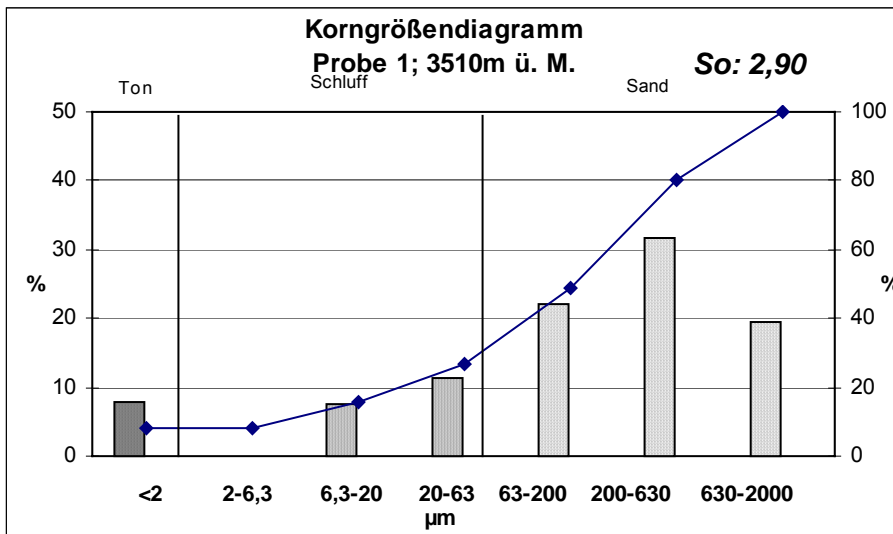
Unter diesem Kapitel werden die empirisch gewonnenen Geländebefunde wiedergegeben. Am Ende jedes Unterpunkts (6.1.1; 6.1.2 usw.) findet sich eine Zusammenfassung des jeweiligen Abschnitts. Die genauen Positionen der Fotostandorte wurden im Feld mit Hilfe eines GPS bestimmt und nachträglich in die Karte eingetragen (Abb. 11). Da die Fotorichtungen mit angegeben werden, kann der auf dem Foto zu sehende Geländeausschnitt vom Leser auf dem Kartenbild eingeordnet werden. Als Hilfestellung bei der Orientierung wurden markante Gipfel in Abbildung 11 sowie auf den Einzelfotos und Panoramen mit Nummern markiert.

6.1 Glazialgeomorphologie des Stagmo Tals

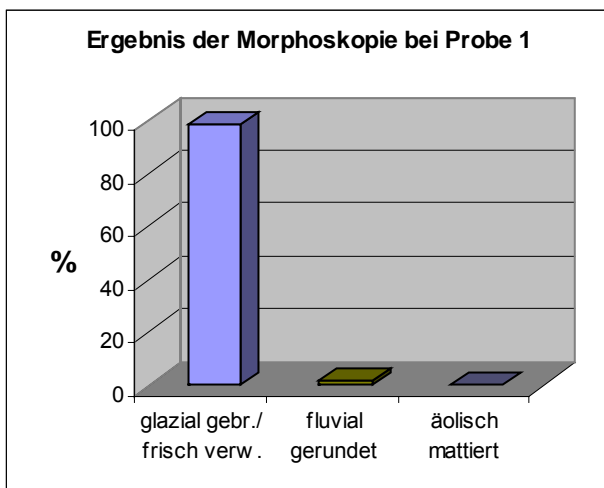
6.1.1 Das Untere Stagmo Tal

Der zwischen der Siedlung Stagmo und dem Indus Tal gelegene Bereich des Stagmo Tals zeichnet sich durch einen auswärts breiter werdenden Talboden aus (Foto 1, Abb. 15). Nimmt der Querschnitt des Talbodens im Bereich der begrünten Flächen der Siedlung Stagmo in einer Höhe von 3600m-3850m ü. M. noch kaum mehr als 1km ein, so misst er kurz vor dem Erreichen der orographisch rechten Industalseite bereits ca. 6,8km. Der gesamte Talbodenbereich ist mit mindestens 10m mächtigem und stark verdichtetem Lockermaterial, dem eine Blockstreu aufliegt, abgedeckt (Foto 1←, Foto 2, Pan. 1). Das Vorhandensein der feinsten Kornfraktionen (Ton und Schluff) (siehe Abb. 1 u. Abb.11) sowie von groben Granitblöcken, deren Kantenlängen mehr als einen Meter betragen, belegt zusammen mit der völligen Unsortiertheit des Materials, dass es sich bei den hier gefundenen Akkumulationen eindeutig um Moränenmaterial (siehe u. a. LUNDQVIST 1989, S. 9 f und MAULL 1958, S. 333 f) handelt. Ein weiteres, häufig charakteristisches Merkmal einer Moränendeposition, nämlich dass sie verschiedenartige Gesteinskomponenten enthält, also polymikt ist, wird an dieser Lokalität, wie im gesamten Arbeitsgebiet, nicht erfüllt. Es ist ausschließlich Granit, der die Ladakh Range substantiiert. Somit konnte kein anderes Gestein von einem lokalen, vorzeitlich die Täler hinabfließenden Eisstroms aufgenommen und andernorts wieder zusammengeschoben werden (es sei denn, man ginge davon aus, dass die Ladakh Range eiszeitlich gänzlich von Eis überflossen wurde, es also Kontakt zwischen einem Gletscher des Shyok Tals und einem Eiskörper im Stagmo Tal gegeben hat oder das gesamte Indus Tal mit einem Haupttalgletscher verfüllt war). Dass es Grundmoräne (siehe u. a. WOLDSTEDT 1961, Bd. 1, S. 28 f. und DREIMANIS 1989, S. 23 f) ist, geht aus der flachen Oberfläche sowie der Lage im Talbodenniveau hervor. Die der Moräne in hoher Anzahl aufliegenden Blöcke sind als durch Schmelzwässer aus der feineren Moränenmatrix freigelegte Grundmoränenblöcke zu verstehen. Sie sind größtenteils mit Wüstenlack (nach ZEPP 2003, S. 228) überzogen, der auf ein lang anhaltendes arides bis semi-arides

Klima schließen lässt. Sowohl im Anstehenden als auch mancherorts in der Blockstreu sind Tafonibildungen auszumachen (Pan. 1 ←). Diese im Dezimeter- bis Meterbereich ausgebildeten Hohlformen entstehen zunächst an kleinen, nicht mit schützender Hartrinde aus Eisen- und Mangan-Verbindungen überzogenen Stellen am Gestein. Die Verwitterung orientiert sich an derartigen Schwachstellen und höhlt das Gestein schließlich von innen her aus (siehe LOUIS & FISCHER 1979, S. 133). Hier besteht gerade im Anstehenden die Gefahr einer Verwechslung mit kleineren, subglazial ausgebildeten Strudeltöpfen (nach MAULL 1958, S. 166).



Probe 1 wurde dem auf Foto 2 abgebildeten Aufschluss im Unteren Stagmo Tal entnommen (●). Die Korngrößenverteilung innerhalb der Feinmatrix stützt die mit Hilfe anderer Sedimentparameter getroffene Aussage, dass es sich bei dem vorgefundenen Akkumulat um Grundmoräne handelt. Hierfür sprechen die beiden Scheitelpunkte in den Fraktionen <2mm, die zusammen mit dem vermehrten Vorkommen der Felsfragmente, die nach BENNET und GLASSER (1996 S. 158) für



Grundmoränensubstrat typische trimodale Korngrößenverteilung ergeben. Nach Durchführung der Einzelkornmorphoskopie der Mittelsandfraktionen (200-630µm) im Sinne von CAILLEUX 1952 erhält man für Probe 1 98,5 % glazial gebrochenes bzw. frisch verwittertes Material (vgl. hierzu PACHUR 1966, S. 7). Die restlichen ausgezählten Körner wurden als gerundet eingestuft. Demnach entfällt die wegen der Unsortiertheit des Substrats ohnehin bereits unwahrscheinliche Variante der fluvialen Ablagerung. Den Ton Peak heranzuziehen, um das gesamte Material als gewachsenen Boden anzusprechen (Tonmineralneubildung), kommt nicht in Frage, da das Akkumulat mehrere Meter mächtig ist und zudem grobe Blöcke enthält. Das Maximum unter 2µm ist demnach der Gletscherabrasion zuzuschreiben.

Abbildung 1: Korngrößenverteilung und Morphometrie für Probe 1

Im Untersuchungsgebiet jedoch wurde keine der derartigen Hohlformen als Strudeltopf ausgewiesen. Auch der Talboden des Indus Tals ist zwischen Talausgang des Stagmo Tals und dem Indus, orographisch rechts des Flusses, mit mächtiger Grundmoräne bekleidet. Die orographisch linke Talbodenseite des Indus Tals wird größtenteils mit ehemals aus der Zanskar Range geschütteten Schwemmfächern (nach BUSCH 1986, S. 30) abgedeckt (Foto 1 □). Ob die Schwemmfächer von Grundmoränenmaterial, wie es orographisch rechts vorliegt,

unterlagert werden, bleibt ungeklärt. Rezent werden die Fächer nur in geringem Maße vergrößert, was die kleinen ins Sediment eingelassenen Abflussrinnen, die während der Geländeaufnahme kaum bis gar kein Wasser führten, belegen. Für den Aufbau solcher Fächer ist ein anderes klimatisches Milieu als das heutige notwendig, da es für den Transport der Lockermaterialkomponenten mehr abfließenden Wassers bedarf. Auch die Möglichkeit eines subrezentem plötzlichen Niederschlagsereignisses, das zur Akkumulation der betrachteten Formen führte, kann wegen der gleichmäßigen Verteilung und der großen Ausdehnung der einzelnen miteinander verzahnten Schwemmschuttfächer ausgeschlossen werden. Die einfachste Erklärung, die für den Aufbau der Akkumulationen herangezogen werden kann, ist eine Schmelzwasserzunahme, wie sie eiszeitlich respektive post-hochglazial auftrat. Es muss daher von glazifluvialen Schwemmfächern die Rede sein. Zu beiden Seiten des Stagmo finden sich im Unteren Stagmo Tal in die Grundmoräne eingeschnittene ehemalige Flussläufe (Foto 1), die in Talaustrittsnähe glatt und nicht von kleineren Abflussrinnen eingetieft sind. Dies zeigt, dass die einstigen Abflüsse hier heute nicht mehr - auch nicht durch Schmelzwasser bedingte Abflussspitzen - von größeren Wassermengen durchflossen werden. Verfolgt man diese trocken gefallen Läufe jedoch weiter talaufwärts, stellt man ein Einsetzen von kleineren Einschnidungen in den Sohlen ab ca. 1,5km abwärts der Siedlung Stagmo fest. Es ist demnach nur der Stagmo, der oberirdisch das gesamte Tal in Richtung Indus ganzjährig entwässert. Hierbei schneidet er sich stellenweise bis zu 6m tief in das Grundmoränenmaterial ein und spült dabei Feinmaterial aus. Für den Transport von größeren Blöcken reicht die Fließgeschwindigkeit nicht aus, so dass sich demnach auch in diesem flach geneigten Bereich des Tals keine Schottersohle aus fluvial gerundeten Komponenten im Flussbett befindet. Die dort vorliegenden größeren Granitblöcke sind lediglich, genau wie die an der Grundmoränenoberfläche neben dem Flussbett befindlichen Grobblockkomponenten, als fluvial herauspräpariert zu verstehen. Die Hangoberflächen des Unteren Stagmo Tals fallen im Mittel mit $15,6^\circ$ ein. Wie im gesamten Untersuchungsgebiet substantiieren sich auch im Unteren Stagmo Tal die Talflanken beider Seiten aus Granit. Talaustrittswärts der Siedlung Stagmo erheben sich die Kämme der orographisch linken und rechten Seite bis ca. 4200m ü. M. Profil 1 (siehe Abb. 13a) lässt ein konkaves Talquerprofil bis in 3700m ü. M. erkennbar werden, was für eine glaziale Überprägung bis wenigstens in diese Höhe spricht. Den vor- und zurückspringenden Flanken lagern Schwemmschuttfächer vor (Pan. 1 □). Das Material der Schwemmschuttfächer entstammt den in großer Anzahl vorhandenen, jedoch zumeist sehr kurzen, in die Hänge eingeschnittenen und häufig stark mit Schutt verfüllten Spül- und Steinschlagrinnen (Pan. 1 ↓ ↓). An vielen Stellen konvergieren diese Rinnen hangabwärts zu einer initialen, tributären Taltiefenlinie, der dann im Haupttal oder in einem aufs Haupttal zulaufenden Nebentälchen eine Schüttung vorgelagert ist. Die kleinräumige Zerrung in den unteren Talbereichen wird durch das zu feinem Granitgrus verwitterndem Ausgangsmaterial verständlich. Die Schuttkegel - soweit sie vorhanden sind - setzen sich daher größtenteils an der Oberfläche aus dem ehemals als Granit anstehenden Feinmaterial zusammen. Größere Blöcke sind nur partiell in und auf