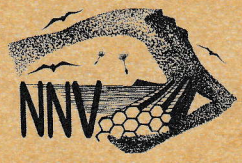

NÁTTÚRUSTOFA
Norðurlands vestra

Monitoring und Ursachenermittlung von Massenbewegungen (Debris Flows, Land Slides, Snow Avalanches) in den isländischen Westfjorden und in Nordwestisland

Erik Grüneberg

NNV-2004-003
Október 2004

Monitoring und Ursachenermittlung von Massenbewegungen (Debris Flows, Land Slides, Snow Avalances) in den isländischen Westfjorden und in Nordwestisland

Erik Grüneberg
Reilstraße 1
06114 Halle (Saale)

Matr. Nr. 00253532

Praktikumstelle: *Náttúrustofa Norðurlands Vestra, Sauðárkrókur (Naturforschungszentrum von Nordwestisland, Saudarkrokur)*

Betreuer: *Dr. Þorsteinn Sæmundsson*

Datum: *12.10.2004*

Gliederung:

1. Einleitung **3**

2. Theoretische Grundlagen **5**

2.1 Verbreitung von Massenbewegungen 5
2.2 Arten von Massenbewegungen 6
2.3 Auslösende Faktoren 8

3. Untersuchungsgebiete **9**

3.1 Untersuchungsgebiete in den isländischen Westfjorden 9
3.2 Untersuchungsgebiete in Nordwestisland und im zentralen Norden 12

4. Methoden **15**

4.1 Erfassung historischer Quellen 15
4.2 Räumliche Datenerhebung 16
4.3 Lichenometrie 17

5. Ergebnisse **19**

5.1 Charakteristik der Hangprozesse in Isafjörður 19
5.2 Charakteristik der Hangprozesse in Flateyri, Bolungarvík und Bíldudalur 20
5.3 Charakteristik der Hangprozesse im Bleiksmýrardalur und am Tindastöll 23
5.4 Charakteristik der Land Slide in Almenníngar 25

6. Zusammenfassung **28**

Einleitung

Das Praktikum wurde in der Náttúrustofa Norðurlands Vestra (NNV/Natural Research Center of North-western Iceland) in Sauðárkrókur durchgeführt. Dieses v.a. für Nordwestisland zuständige Naturforschungsinstitut wurde im Februar 2000 mit Bezugnahme auf Verordnungen des Icelandic Institute of Natural History gegründet. Die Aktivitäten umfassen die Durchführung wissenschaftlicher Forschungen in Nordwestisland sowie die Erhebung und permanente Aufzeichnung von Daten, um die Umweltforschung v.a. in Nordwestisland weiter zu verbessern. Des weiteren sollen die Landnutzung verbessert, der Schutz der Umwelt vorangetrieben und die Zusammenarbeit mit ähnlichen Institutionen im Bereich Umwelt verstärkt werden. Die Umweltbildung und die damit bessere Vermittlungsmöglichkeit von Umweltforschung an die lokale Bevölkerung gehört ebenso zu den Aufgaben des NNV wie die Einbeziehung der lokalen Autoritäten in die Geländearbeiten. Hierbei soll der Schutz und die Nutzung natürlicher Ressourcen in den Mittelpunkt gestellt werden, aber auch die Organisation und Aufzeichnung möglicher Effekte durch Eingriffe des Menschen in die Umwelt besser vermittelt werden.

Die derzeitigen Projekte des NNV umfassen:

- Beobachten von Umweltveränderungen in Skagafjörður seit dem Ende der letzten Glazialperiode
- Tephrachronologische Studien in Skagafjörður
- Aufzeichnung von Fels- und Bergrutschungen in der Region Skagafjörður
- Untersuchungen geologischer Überreste von Lawinen
- Rückzug der Gletscher von der Halbinsel Reykjanes
- Aufzeichnung und Bewahrung von nicht anthropogen beeinflussten Naturgütern in Nordwestisland
- Permafrostforschung im Gebiet Orravatnsrústir nordöstlich des Hofsjökull
- Untersuchungen zur Zerstörung der Vegetationsdecke in Island
- Beseitigung von Strandverunreinigungen in bewohnten Gebieten und die Ermittlung der Verursacher
- Untersuchungen zur Ursache und zum physischen Verhalten von Debris Flows in Island

Die während des Praktikums durchgeführten Geländearbeiten zielten darauf ab, gravitativ wirkende Hangprozesse wie Lawinen, Debris Flows und Land Slides zu untersuchen, um einen Beitrag zur Verbesserung des Kenntnisstandes über das destruktive Potential solcher Ereignisse zu leisten. Hinsichtlich der Hangprozesse in den isländischen Westfjorden und in Nordwestisland wurden Daten erhoben, die zum Bestimmen der räumlichen Verteilung, der auslösenden Faktoren, des Materialtransportvolumens, der Auslaufdistanz und der Ereignishäufigkeit dienen sollen. Es wurden die unterschiedlichsten Datensätze (hangmorphologische Parameter, Auswertung von Luftbild-Zeitschnitten und topographischen Karten, Anlegen und Auswerten von Sedimentprofilen) für eine solche Analyse gesammelt und ausgewertet.

Massenbewegungen sind in Island weit verbreitet und dessen Auswirkungen an vielen Berghängen deutlich sichtbar. Die auslösenden Faktoren sind als eine Interaktion zwischen den lokal herrschenden Gesteinsbedingungen, der Topographie, Hangneigung, Hangform und Bodenverhältnissen sowie den Klimabedingungen zu sehen und in Anbetracht der verschiedener Typen von Hangprozessen durchaus unterschiedlich zu bewerten. In Island sind die häufigsten Faktoren, die solche Hangprozesse auslösen, Niederschlag (intensiver oder langanhaltender Regen oder Schneefall), Schneeverwehungen und Schneeschmelze sowie Erdbeben (BJORNSSON 1980; WHALLEY, DOUGLAS, & JONSSON 1983; DIKAU 1996; SÆMUNDSSON, PETURSSON, & DECAULNE 2003).

Generell gilt, dass mit der Expansion der Fischindustrie in Nord- und Ostisland sowie in den Westfjorden die Bevölkerungszahl in den Fischerorten zunahm und die Besiedlung der Berghänge vorangetrieben wurde. Viele Gebäude wurden in Zonen gebaut, die im höchsten Maße durch Naturgefahren in Form von Massenbewegungen bedroht sind oder sich in ihrer Besiedlungsgeschichte als bedenklich herausstellten (SÆMUNDSSON & PETURSSON 1999; ÓHANNESSON & ARNALDS 2000; PÁLMASON, SIGURDSSON, TOMASSON & SANDERSEN 2004). Ziel der Erfassung der beschriebenen Phänomene war es, Verbreitung und Aktivität der Hangprozesse als Informationen für eine Risikoeinschätzung für die jeweils betroffenen Gebiete benutzen zu können.

2. Theoretische Grundlagen

2.1 Verbreitung von Massenbewegungen

Die Aktivität von Massenbewegungen ist in Island sehr hoch und vieler Orts sind Bauernhöfe, Dörfer und Städte direkt von solchen Prozessen betroffen. Gegenwärtig werden die Daten über Lawinen und Landslides vom isländischen meteorologischen Dienst und dem isländischen Institut für Naturgeschichte aufgenommen und verwaltet. Laut schriftlicher Aufzeichnungen sind seit 1180 ca. 680 Menschen durch Lawinenunglücke ums Leben gekommen (JÓHANNESSON & ARNALDS 2000). Diese Zahl ist allerdings nur ein Minimalwert und berücksichtigt nicht solche Ereignisse wie Debris Flows oder Rock Fall, wodurch ebenfalls mehrere hundert Menschen starben. Welche Gebiete seit der Landnahmezeit besonders stark von Lawinenunglücken betroffen sind, zeigt die Abbildung 1 von JÓHANNESSON & ARNALDS (2000), wobei nur die Orte gekennzeichnet sind, in denen Schäden oder Todesopfer zu beklagen waren. Überall wo es zu Zerstörungen durch Lawinen kam, befinden sich die Ortschaften unterhalb hoher Bergmassive. Die Lawinenaktivität in unbewohnten Regionen wurde bei der Erstellung dieser Karte nicht berücksichtigt, da schriftliche Aufzeichnungen darüber fehlen.

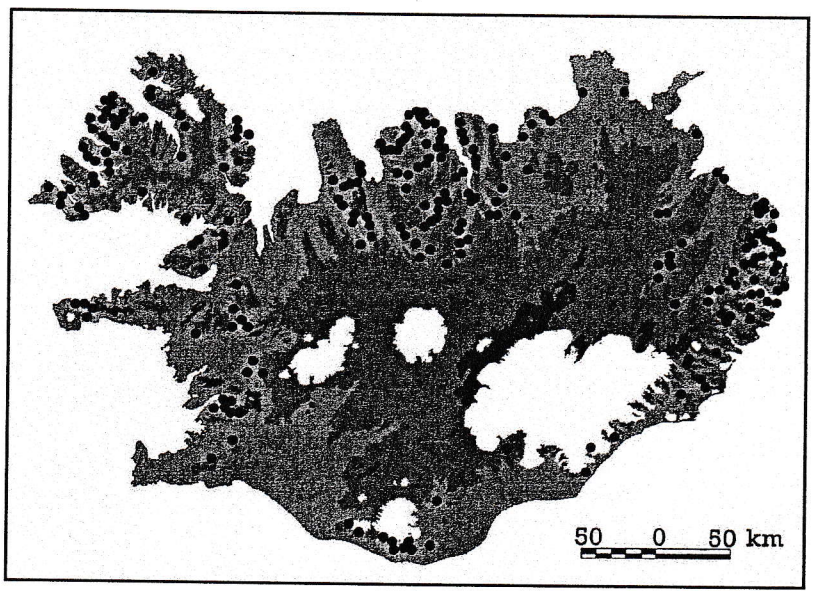

Abb. 1: Aufgezeichnete Lawinenereignisse seit der Landnahmezeit im 9. Jahrhundert, die Schäden verursachten oder Menschleben kosteten. Eine Gesamtanzahl von 225 Ereignissen ist abgebildet (JÓHANNESSON & ARNALDS 2000).

2.2 Arten von Massenbewegungen

Eine weit verbreitete gravitative Massenbewegung in Island ist die Bergrutschung (Land Slide) oder Gleitdenundation. Dabei erfolgt der gleitende Abgang des Berges mit geringer Geschwindigkeit und in weitgehend erhaltender Materialzusammensetzung. Das Material breitet sich als Bergrutschmasse am Fuße des Hanges als eine wall- und zungenförmige, konvex gewölbte Akkumulationsform aus. Dort wo sich die Rutschung löste, bildete sich eine Abrissnische (Scar). Rutschungen können sich rasch oder über längere Zeiträume hinweg vollziehen (LESER 2003). Die postglaziale Aktivität von Bergrutschungen ist in Island sehr hoch gewesen und noch deutlich in den tertiären Basaltgebieten sichtbar. In einigen Regionen bestimmen diese morphologischen Formen das Landschaftsbild. Es wurde bisher angenommen, dass die meisten Landslides kurz nach dem Rückzug der Gletscher entstanden, doch die Altersverteilung ist noch immer nicht ausreichend bekannt. Es wurden zwar auch rezente Landslides beschrieben, aber die Forschung hierzu ist in Island nicht weit fortgeschritten. (WHALLEY, DOUGLAS & JONSSON 1983).

Die Aktivität von Debris Flows (Debris Flows) ist in Island sehr verbreitet und sowohl in den westlichen, nordwestlichen, nördlichen und östlichen tertiären Basaltgebieten als auch in Gebieten nahe der aktiven Vulkanzone zu beobachten (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003) (vgl. Abb. 2). Debris Flows sind spontane, gravitativ wirkende und rapide Massenbewegungen, bestehend aus einem Mix von Wasser und Schutt, die sich an steilen Hängen, entlang von Erosionskanälen ereignen. Sie treten gewöhnlich an Hängen auf, die nur dünn von unkonsolidierten Material (Gestein, Boden) bedeckt sind und wo keine oder nur eine wenig entwickelte Pflanzendecke vorhanden ist. Die erforderlichen Faktoren für einen Debris Flow sind Initialereignis, Liefergebiet, die Bahn, auf dem sich der Debris Flow bewegen kann, und das Absatzgebiet. Der Debris Flow folgt meist preexistenten Abflussbahnen, deren Wege eine, durch vorhergehende Ereignisse erosiv eingetiefte, v-förmige Morphologie oder ein rektanguläres Querprofil aufweisen. Ein Teil des groben Schutts wird an den Seiten der Bahn angehäuft und formt laterale Wälle (Levèes). Sukzessiv werden somit im Schuttfächer Wälle aufgebaut. Debris-Flow-Absätze fehlen i.d.R. dort, wo der Kanalgradient sinkt oder am Fuß der Bergfront (DIKAU u.a. 1996).

Rock Fall ist die gravimetrische Bewegung großer Fragmente des Festgesteins, dessen Quelle steile Felswände sind. Hierbei kann Material kleinerer Gesteinsfragmente als auch größerer Blöcke transportiert werden. Die Rock-Fall-Aktivität ist in Island weit verbreitet und v.a.

durch die großen Tallusformationen unterhalb steiler Berghänge im gesamten Land dokumentiert (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003). Der Prozess des Rock Falls ist sowohl in Beziehung zum allgemeinen Ausgangsgestein als auch zu den Klimabedingungen zu sehen. Die einzelnen Lavalagen im meist basaltischen Ausgangsgestein sind gewöhnlich porös und miteinander verbunden, daher durch Gefrier- und Auftauprozesse leicht zerbrechlich und lose. In Kombination mit klimatischen Einflüssen resultiert hieraus eine höchste Aktivität während intensiver Schneeschmelzperioden im Frühling. Die größten Tallusformationen wurden in Gesteinen früherer und späterer quartärer Serien gefunden, aber auch im tertiären Gestein sind sehr große Tallusakkumulationen ausgebildet, da dort vorzügliche Bedingungen für Rock Falls vorherrschen (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003).

Einen weiteren Typ von Massenbewegungen stellen Lawinen (Snow Avalanches) dar, die nach ihren Wassergehalt in Powder Avalances, Dry Avalances, Wet Avalances und Slash Flows untergliedert werden können. Schnee und Wasser sind die Hauptkomponenten dieses Phänomens, doch der Transport von Schutt durch Lawinen wird häufig unterschätzt (BJORNSSON 1980; DECAULNE 2004b). Lawinen treten häufig in Ost- und Nordisland sowie in den isländischen Westfjorden auf und verursachen dort große Schäden in den bewohnten Gebieten (JÓHANNESSON & ARNALDS 2000) (vgl. Abb. 3).

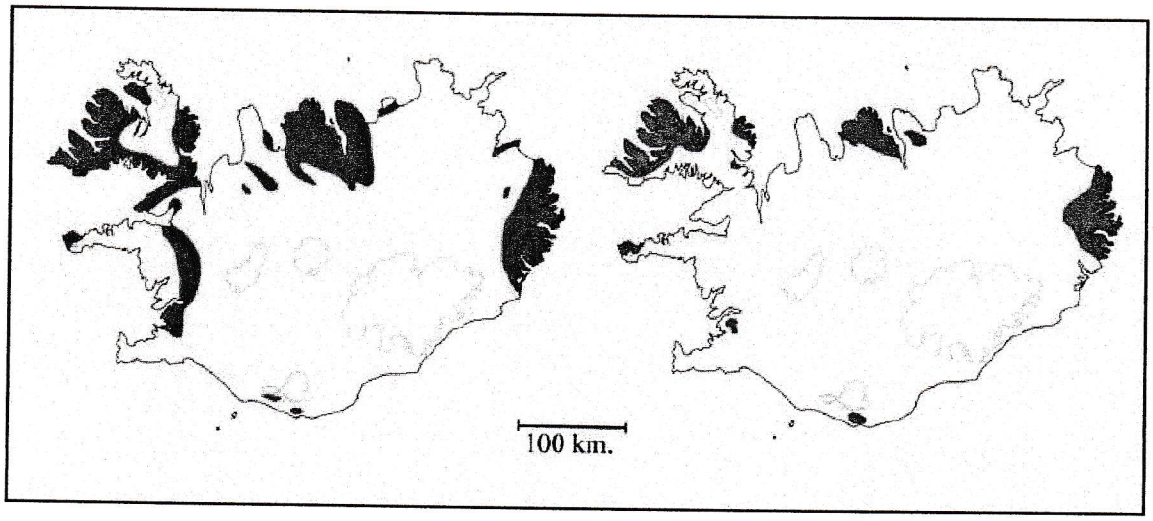

Abb. 2: Die Regionen mit der größten Gefahr für Lawinenabgänge. Die größte Gefährdung besteht in den tertiären Basaltgebieten im Nordwesten, Norden und Osten der Insel (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003).

Abb. 3: Die Regionen mit der größten Gefahr an Debris Flows und Rock Fall. Auch hier ist die Verteilung an die tertiären Basaltgebiete gebunden (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003).

2.3 Auslösende Faktoren

Starkniederschlag in Form von Regen und/oder Schnee der am häufigsten auslösende Faktor von Massenbewegungen in Island. In den Wintermonaten zwischen Oktober und März, mit einem Schwerpunkt im Februar, sind Schneefall und Schneeverwehungen die Hauptursache für Lawinenaktivität (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003). Die am weitesten verbreite Gefahr, die zum Auslösen von Lawinen führen kann, besteht bei starkem Schneefall gekoppelt mit strengem Nordostwind (BJORNSSON, H. 1980). Vor allem in den tertiären Basaltgebieten tritt eine erhöhte Lawinentätigkeit auf. Jede dieser Regionen hat ihre eigene Landschaftscharakteristik und differiert demnach in Schneeakkumulation und auslösenden Faktor. Während der wärmeren Monate, zwischen Mai und Oktober, können im gesamten Land Starkniederschläge erwartet werden, wobei in den südlichen und östlichen Landesteilen der jährliche Niederschlag am höchsten ist. Beispiele, bei denen durch Starkniederschläge Debris Flows ausgelöst wurden, sind aber von ganz Island bekannt (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003). Die Schwellensituation oder der Umfang des Niederschlags, bei dem Debris Flows ausgelöst werden können, ist bis auf die Region der Ostfjorde noch nicht völlig verstanden.

Ein weitverbreiteter auslösender Faktor für Debris Flows, Rock Fall und Slush Flows ist die Schneeschmelze (DIKAU 1996). Die Debris-Flow-Aktivität ist gewöhnlich im Frühling am höchsten, aber aufgrund sich verändernder Wetterverhältnisse kann während des gesamten Jahres mit Schneeschmelze gerechnet werden (vgl. Abb. 4).

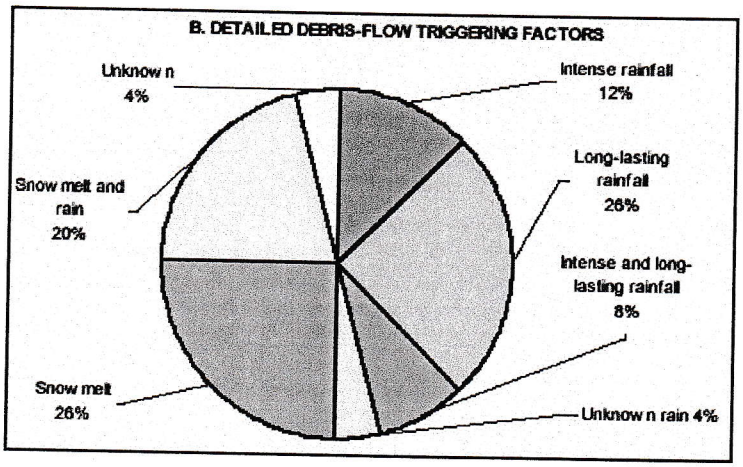

Abb. 4: Auslösende Faktoren für Debris Flows in Nordwestisland laut Aufzeichnungen von PETURSSON 1991, 1992, 1995, 1996, 1999, 2000 und 2001 (DECAULNE & SÆMUNDSSON 2003).

So verursacht im Gleidarhjalli-Gebiet in den isländischen Westfjorden die Schneeschmelze, sowohl durch Sonneneinstrahlung als auch durch Niederschlag ausgelöst, 50% der gesamten Debris Flow- und Rock-Fall-Aktivität. Die intensive Schneeschmelze im Juni 1999 löste eine ganze Serie von Debris-Flow- und Rock-Fall-Ereignissen im Gleidarhjalli-Plateau, oberhalb der Stadt Isafjörður, aus (SÆMUNDSSON, PETURSSON & DECAULNE 2003). Die Aktivität setzte nur wenige Stunden nach der intensiven Schneeschmelze ein und hielt zwei Tage an. An insgesamt 6 Channels des Berges wurden Debris Flows und Rock Fall beobachtet. Es wurde sowohl von SAEMUNDSSON & PETURSSON (1999a/b) als auch von DECAULNE (2001) abgeschätzt, dass in Nordisland 15-25% und in den Ostfjorden lediglich 5% der Debris-Flow- und Rock-Fall-Aktivität durch Schneeschmelze ausgelöst werden.

3. Untersuchungsgebiete

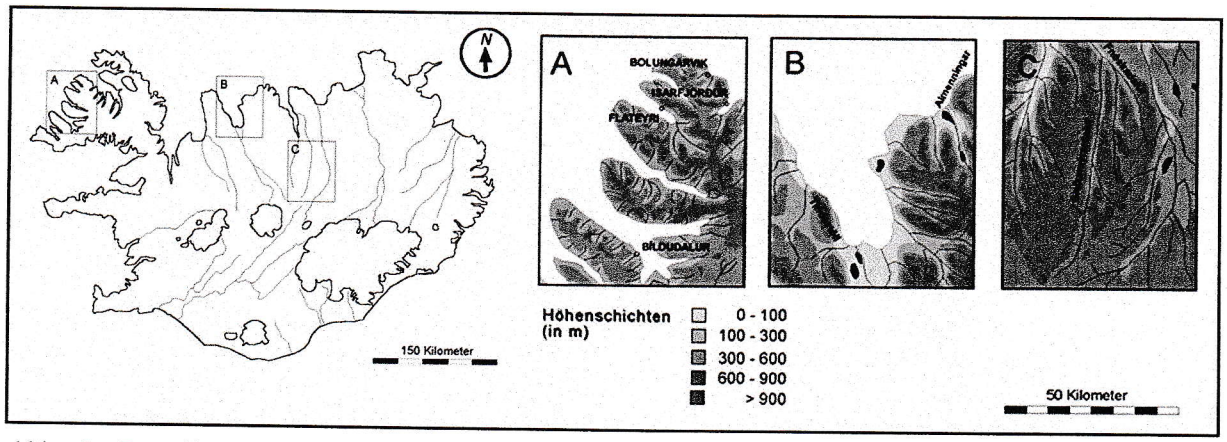

Abb. 5: Räumliche Verbreitung der verschiedenen Untersuchungsgebiete in den Westfjorden (A), in Nordwestisland (B) und im zentralen Norden (C).

3.1 Untersuchungsgebiete in den isländischen Westfjorden

Die Halbinsel der isländischen Westfjorde bedeckt eine Fläche von ca.10.000 km^2 und nimmt dabei etwa 10% der Gesamtfläche Islands ein (vgl. Abb. 5). Geologisch werden die Westfjorde von mächtigen basaltischen Lavaflüssen und intermediären Gesteinslagen miozänen Alters aufgebaut. Eine Modifizierung des Reliefs erfolgte im Pleistozän, als die Gletscher eine Fjordlandschaft mit tief eingeschnittenen, steilwandigen Talsystemen und U-förmigen Querschnitt formten. Mehr als 50 Fjorde wurden dabei gebildet, die ca. 30% der gesamten Küstenlänge des Landes erschließen (ψORDARSON & HOSKULDSSON 2002). Die Hangprofile sind im Allgemeinen leicht konkav, was durch die fast vertikalen oberen, die

steileren mittleren und die moderateren unteren Hangbereiche zum Ausdruck kommt. In der Höhe variieren die Berggipfel in den Untersuchungsgebieten zwischen 400 bis 700 m ü.N.N., wobei viele Berge Plateaucharakter aufweisen.

Der überwiegende Teil der ca. 1,4 km^2 großen Stadt Isafjörður (2.000 EW) befindet sich unterhalb des Eyrarfjalls und erstreckt sich entlang dessen südost-gerichteten Hanges (vgl. Abb. 6). Unterbrochen wird der Hang in einer Höhe von ca. 470 bis 525 m ü.N.N. vom Gleidarhjalli Bench. Der Gleidarhjalli Bench befindet sich an der östlichen Seite des Eyrarfjall (700 m ü.N.N.) und beträgt ca. 1.500 m in der Länge sowie ca. 450 m in der Breite. Er ist mit einer 10 bis 35 m mächtigen Schuttdecke bedeckt, die von großen Blöcken, aber auch feineren Sedimenten wie Ton oder Kies aufgebaut ist. Eine Reihe von Rutschbahnen tiefen den Rand des Benchs ein.

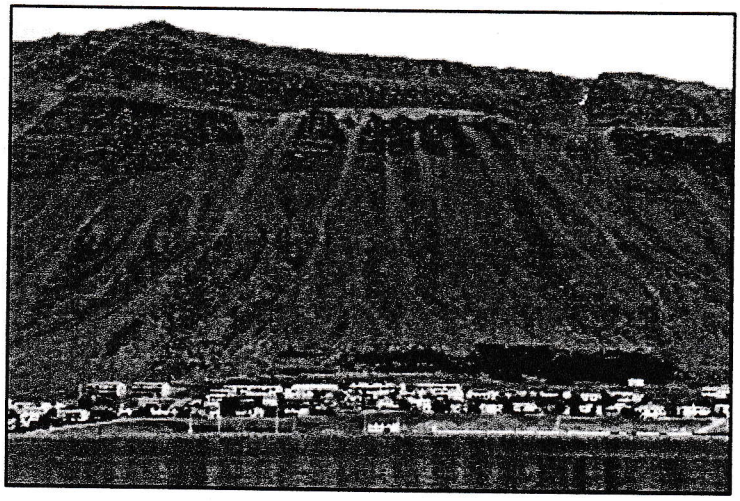

Abb. 6: Das Gleidarhjalli-Gebiet und der Eyrarfjall oberhalb der Stadt Isafjördur. Die Oberfläche des Gleidarhjalli-Plateaus ist von einer dicken Schuttdecke bedeckt. Beachtenswert sind die frischen Debris-Flow-Abgänge (Eigenes Photo).

Das Dorf Flateyri (300 EW) befindet sich auf einer Sand- und Schotterbank, die von Nord nach Süd in den Önundarfjörður Fjord hineinreicht (vgl. Abb. 7). Oberhalb der Sand- und Schotterbank dehnt sich die südwestliche Seite des Eyrarfjall aus, der eine Höhe von 660 bis 670 m ü.N.N. aufweist. Die Neigung des stark mit Gullies, Depressionen und kleinen Tälern ausgestatteten Hanges ist sehr hoch. Zwei als offene Bowls geformte Lawinenstartzonen im Berg befinden sich oberhalb des Ortes. Direkt über der Sandbank befindet sich Innra-Bæjargil, der größere Skollahvilft ist dagegen etwas östlicher vom Reef gelegen.

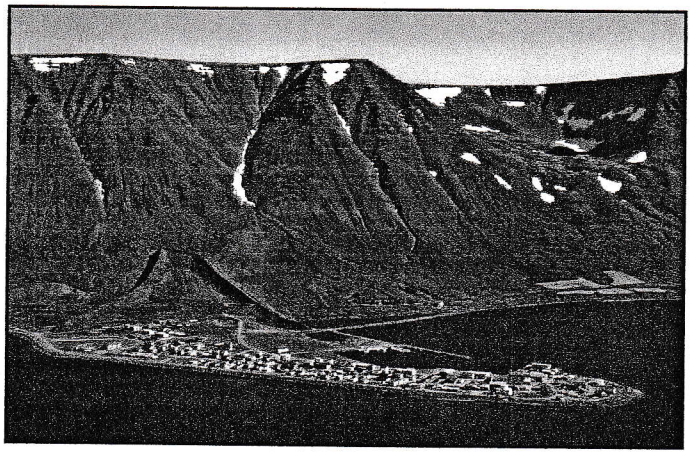

Abb. 7: Der Ort Flateyri auf der vorgeschobenen Sandbank am Fuße des Eyrarfjalls. Unterhalb der beiden Bowls Innra-Bæjargil (links) und Skollahvilft (rechts) ist der neukonstruierte Schutzwall zu erkennen, der die Ortschaft nun maximale Sicherheit vor Lawinen bietet soll. (Photo: J. GUNNLAUGSSON).

Das bewohnte Gebiet des Ortes Bolungarvík (1.020 EW) verteilt sich auf einer Fläche von 0,73 km^2 und ist ca. 2 km lang. Der Ort liegt an einer Bucht im südwestlichen Bereich des Isafjorðardjúps und erstreckt sich unterhalb des 600 m ü.N.N. hohen, südwärts orientierten Hanges des Stigahlids (vgl. Abb. 8). Der Hang wird durch eine typisch konkave Form mit steilem Ober- und moderaterem Unterhang geprägt, der vereinzelt von Gullies eingeschnitten ist, an deren Ende sich große Schuttkegel befinden.

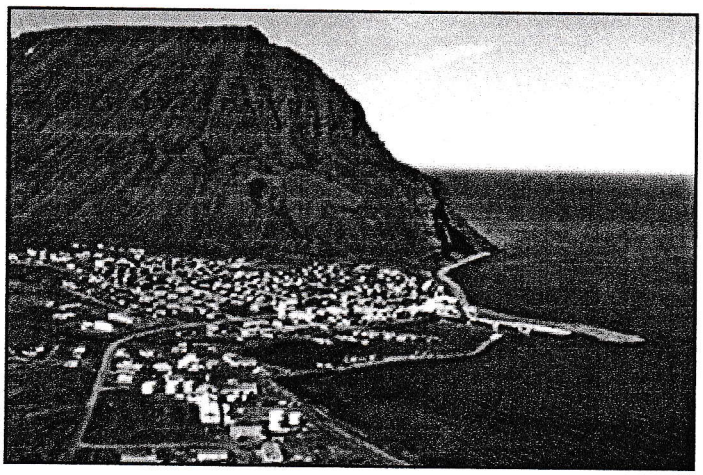

Abb. 8: Die unterhalb des Stigahlids liegende Stadt Bolungarvik (Photo: J. GUNNLAUGSSON).

Bíldudalur (290 EW) befindet sich an der südlichen Küste des Arnarfjörður Fjords. Das Dorf dehnt sich auf einer Länge von ca. 1.750 m und einer Fläche von 0,28 km^2 aus. Es liegt unterhalb der 450 m ü.N.N. hohen, südwest-nordost orientierten Felswand des Bildudalsfjalls (vgl. Abb. 9). Im oberen Hangbereich fallen die Felswände senkrecht ein. Ein offener Bowl befindet sich direkt oberhalb des Ortes und teilt den Bildudalsfjall in zwei Bereiche. Der Unterhang ist weniger steil, komplett mit Tallusmaterial bedeckt, in dem sich Gullies,

Depressionen und ältere Schuttloben bildeten. Auch hier dehnen sich am Fußpunkt der Gullies Kegel mit Tallusmaterial aus.

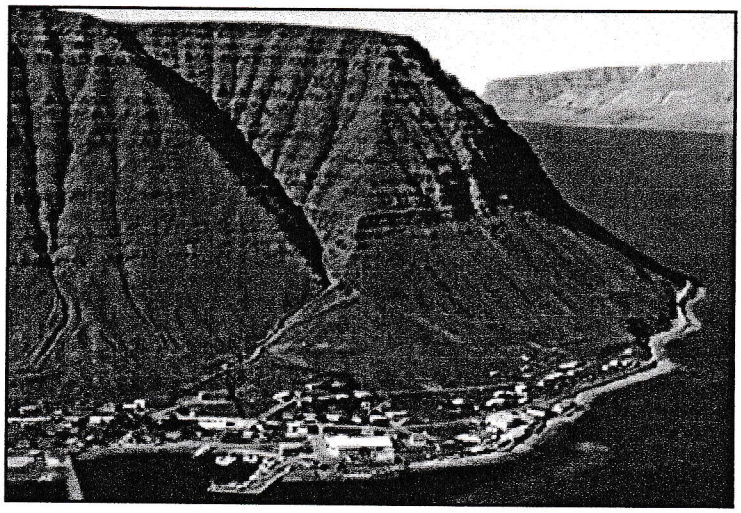

Abb. 9: Direkt unterhalb eines offenen Bowls im Berg Bildudalsfjall liegt das Zentrum des Dorfs Bildudalur. Der restliche Teil des Ortes erstreckt sich in südliche Richtung, wo verschiedene Debris Flows viele Zerstörungen hervorgerufen haben (Photo: J. GUNNLAUGSSON).

3.2 Untersuchungsgebiete in Nordwestisland und im zentralen Norden

Im Bleikmýrardalur Tal bestehen die Hänge und der Talboden aus basischen und intermediären Extrusivgesteinen sowie aus dazwischengeschalteten Sedimenten des Oberen Miozens und Unteren Pliozens. Das Gestein auf dem Top des Bergmassivs gehört zum Oberen Pliozen und Unteren Pleistozän (ψORDARSON & HOSKULDSSON 2002). Das Bleiksmýrardalur und seine nordwärtige Ausdehnung, das Fnjóskadalur, formen das mit 150 km längste Talsystem Islands (vgl. Abb. 5). Topologisches Merkmal ist ein glazial erodiertes, u-förmiges Tal, das tief in das Hochlandplateau eingeschnitten ist. Ursprünglich wurde es durch fluviale Erosion während des Neogens geformt, später aber durch die Gletscher der Vereisungsphasen weiter eingetieft (NORÐDAHL 1991). Vereinzelte Lavaoutcrops innerhalb der jüngeren Lava aus dem Oberen Pleistozän zeigen, dass Lavaflüsse auch während Interglazialstadien in das Talsystem eindrangen. Nach dem Rückzug des weichselzeitlichen Gletschers aus dem Fnjòskadalur wurde das Tal von einem Eisstausee erfüllt, der wegen dem Talgletscher, der noch den Eyjafjörður ausfüllte, aufgestaut wurde (NORÐDAHL 1991). Die unteren Talhänge werden von Schotterterrassen begrenzt, die dieser Eisstausee zurück ließ.

Das Ausgangsgestein am Berg Tindastöll ist basaltisch, zusammengesetzt aus basischen und intermediären Extrusivgesteinen des Oberen Miozen und Unteren Pliozen mit dünnen, dazwischengeschalteten Sedimentlagen aus dem Oberen Tertiär. Im südlichen Bereich des

Tindastöll treten lokal saure Extrusivgesteine (Rhyolith) tertiären und pleistozänen Alters auf. Der Tindastöll ist ein in Nord-Süd-Richtung orientierter Bergrücken, der sich im südöstlichen Teil der Skagihalbinsel befindet (vgl. Abb. 5). Er ist mit 20 km Länge und einer durchschnittlichen Höhe von 900 m ü.N.N. einer der größten Berge des Landes. Die höchsten Bereiche erreicht er im südlichen Teil mit 1.138 m ü.N.N. Im Gegensatz zur Ostflanke, die relativ allmählich in das bergige Hinterland übergeht, fallen die nach Osten orientierten Hangbereiche steil zum Skagafjörður und seinem angrenzenden Tiefland ab. Am westlichen Fjordufer, oberhalb der Farm Fagranes, erstreckt sich der zu untersuchende Hang (vgl. Abb. 10).

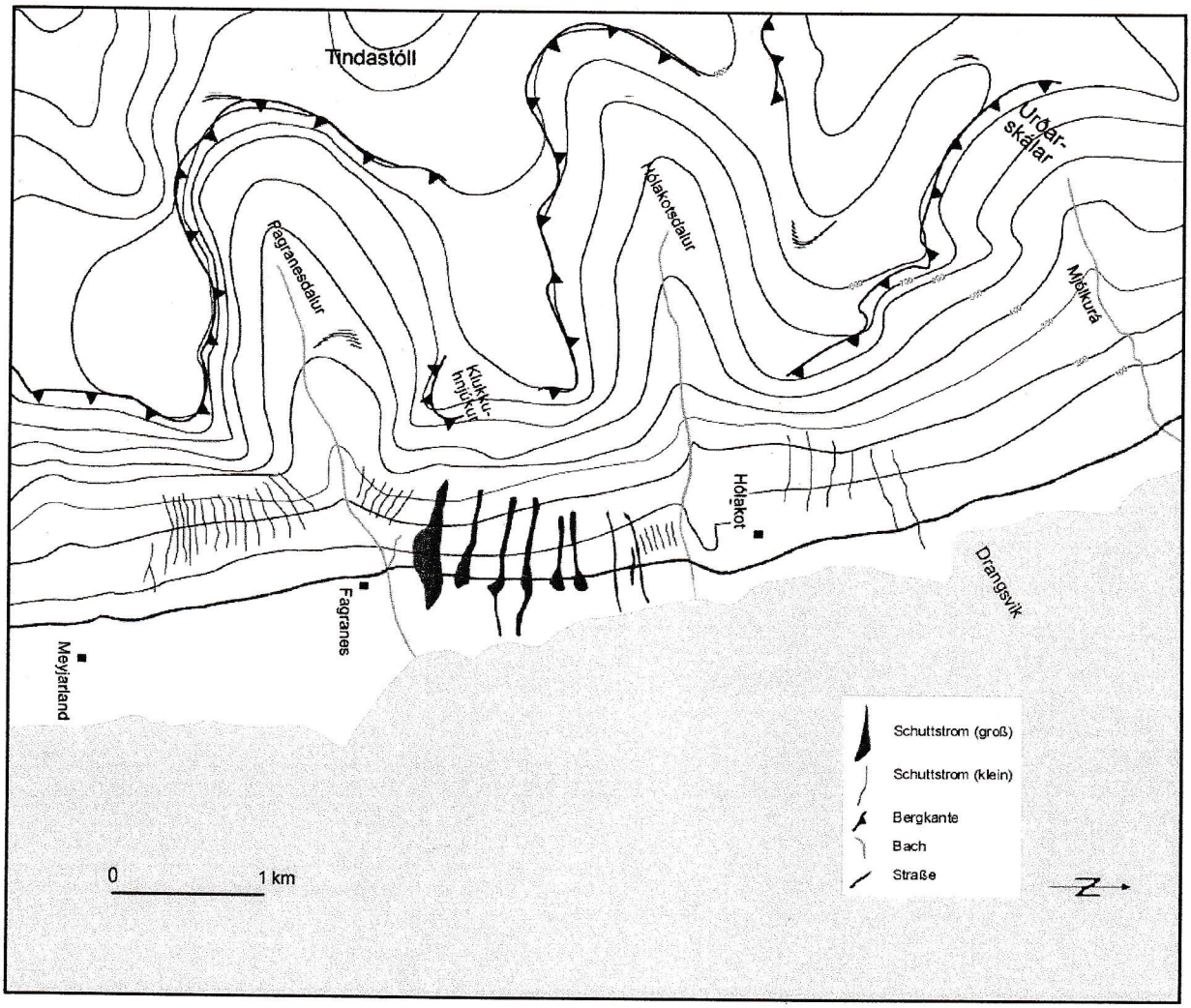

Abb. 10: Die Karte zeigt den untersuchten Hang am Tindastöll oberhalb der Farm Fagranes. Deutlich sichtbar sind die großen Debris Flows, die sich über die Straße erstrecken und fast in das Meer münden. Die vielen Debris Flows entstanden bei einem Niederschlagsereignis im September 2004 und dokumentieren die Aktivität des Hanges. (verändert, nach H.P. JOHNSSON).

Das Ausgangsgestein im Almenníngar-Gebiet ist tertiären Ursprungs, 10 bis 15 Millionen Jahre alt und hauptsächlich von sich lagig ausgebildeten, basaltischen Lavaflüssen aufgebaut, die weitestgehend durch relativ dünne Sedimenthorizonte voneinander getrennt sind (SÆMUNDSSON, PETURSSON, & JÓNSSON 2004). Die Basaltlagen weisen gewöhnlich eine Neigung von 7 bis 10° in Richtung West und Südwest auf. Das Untersuchungsgebiet befindet sich im nordwestlichen Teil der Ostküste des Skagafjörður Fjords und erstreckt sich über eine Länge von ca. 6 km (vgl. Abb. 5). Es können innerhalb des Almenníngar-Gebiets drei aktive Land-Slide-Zonen unterschieden werden, wobei die nördlichste die Größte ist (vgl. Abb. 11).

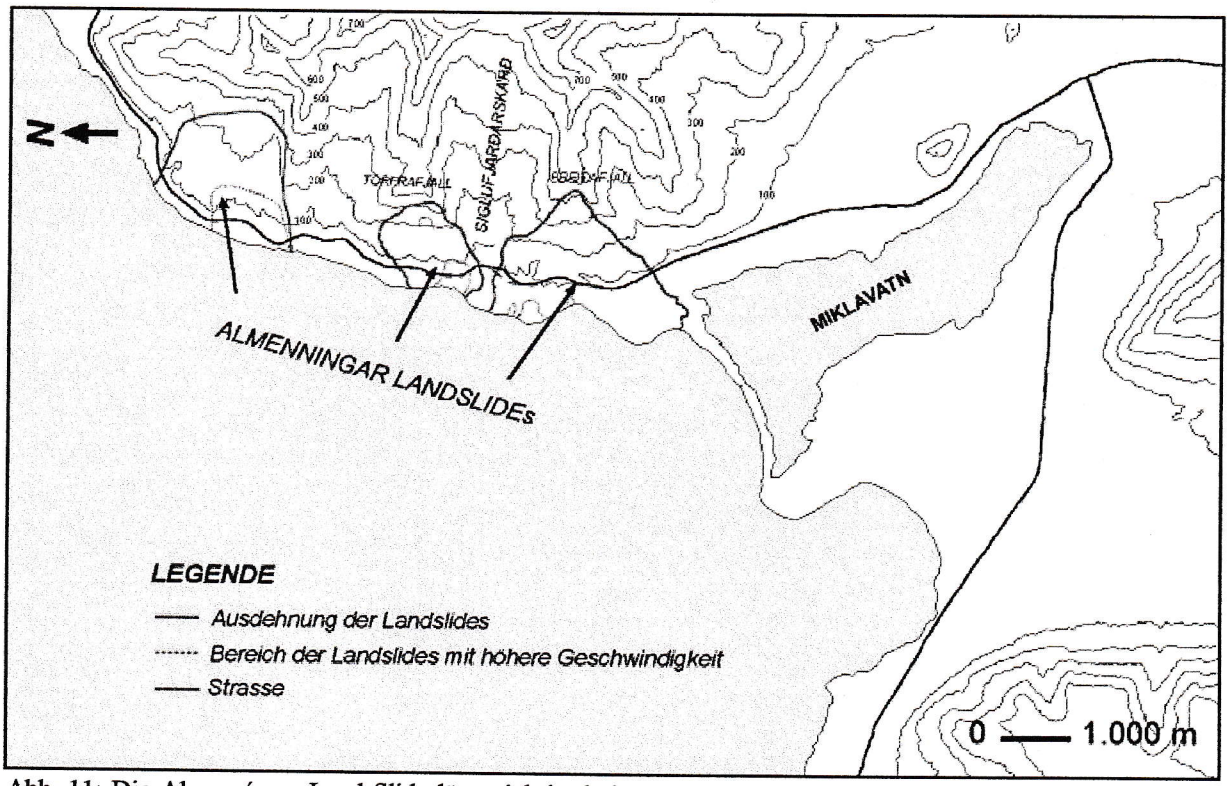

Abb. 11: Die Almenníngar-Land Slide lässt sich in drei, unabhängig voneinander bewegende Zonen einteilen. Innerhalb dieser Zonen gibt es nochmals Bereiche, die sich mit einer größeren Geschwindigkeit bewegen (verändert, nach H.P. Johnsson).

Der Küstenbereich wird vom sich westlich anschließenden offenen Atlantik gebildet und in seinem Verlauf durch eine bis zu 80 m hohen Steilküste mit nord-süd-orientierter Küstenlinie charakterisiert. Oberhalb der Küstenlinie erstrecken sich zwei in Ost-West-Richtung verlaufende, glazial geformte Täler, die durch bis zu 600 m hohe Berge voneinander getrennt sind. Die Berghänge sind von mächtigen Materialauflagen bedeckt, die von Land Slides stammen. Sie reichen oftmals bis zur rezenten Küstenlinie (vgl. Abb. 12).

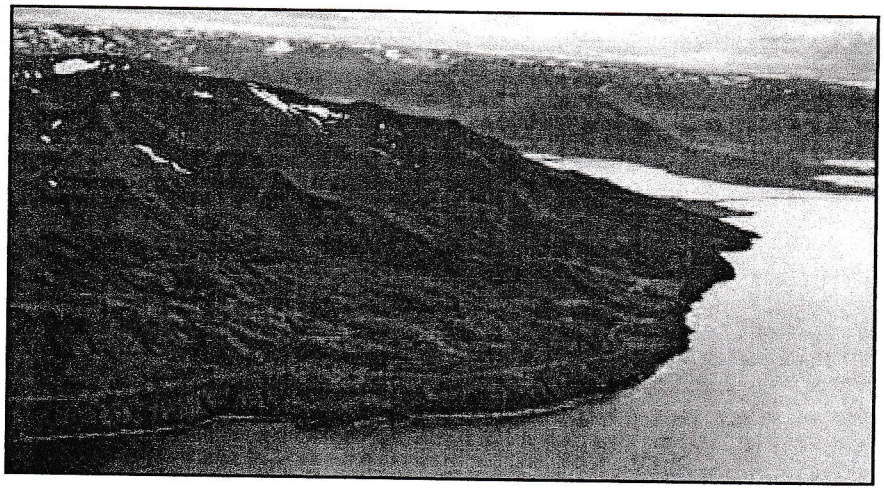

Abb. 12: Der südlichste Teil der Almenníngar-Land-Slide. Abrissnische und Morphologie des Gleitmaterials sind erkennbar. Die Straße verläuft teilweise sehr nah der Kliffküste (Photo: : J. GUNNLAUGSSON)

4. Methoden

4.1 Erfassung historischer Quellen

Historische Daten sind eine relevante Ergänzung zu geomorphologischen Analysen. Neben der Auswertung von Luftbildern unterschiedlicher Zeitschnitte stammen viele Informationen von Bekanntgaben der einheimischen Bevölkerung und ansässiger Autoritäten, Nachrichten in Zeitungen, Funk und Fernsehen sowie aus Chroniken. Mehr als eine grobe räumliche und/oder zeitliche Einordnung ist hier häufig nicht gegeben. Für die Arbeiten während des Praktikums waren solche Tätigkeiten aufgrund sprachlicher Hindernisse sowie zeitlicher Aspekte nicht möglich. So zeigen aber die Aufzeichnungen über Debris Flows von SÆMUNDSSON & PETURSSON aus den Jahren 1991, 1992, 1995, 1996, 1999, 2000 und 2001 die gesamte Geschichte der Debris-Flow-Aktivität unterhalb des Gleidarhjalli. Die von der dort örtlichen Bevölkerung oder den Autoritäten wahrgenommene Debris-Flow-Tätigkeit wurde dokumentiert. Aus diesen Daten lassen sich Datum des Ereignisses, Volumen des Materialtransfers, auslösender Faktor und die räumliche Ausdehnung ermitteln. Eine Karte mit den entsprechenden Debris-Flow-Ereignissen und den jeweils aktiven Channels wurde von DECAULNE & SÆMUNDSSON (2003) angefertigt (vgl. Abb. 13).

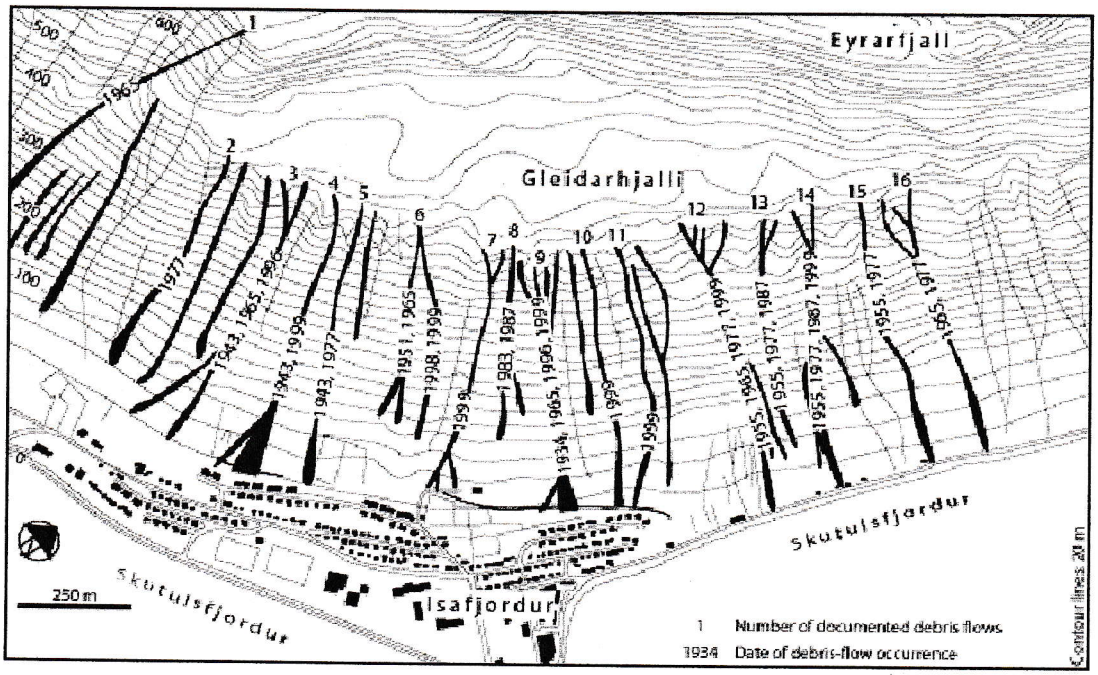

Abb. 13: Räumliche Verteilung der Debris-Flow-Geschichte im Gleidarhjalli-Gebiet (DECAULNE & SÆMUNDSSON 2003).

4.2 Räumliche Datenerhebung

Aufgrund umfassender Luftbildauswertungen mit Zeitschnitten über mehrere Jahrzehnte konnten wichtige Informationen über Verbreitung, Formenschatz und Ausdehnung der Untersuchungsobjekte vorgenommen werden. Anhand des großen Luftbildarchivs war es möglich, vorab die Verteilung von Land Slides in Nordwestisland zu erfassen und Karten über Ausdehnung und Verbreitung zu erstellen. Durch Anlegen von Sedimentprofilen sollte geklärt werden, welcher stratigraphischer Hintergrund zum gegenwärtigen Gleiten des Berghanges Materials führt. Dabei wurde versucht herauszufinden, welche Rolle das Gleitmaterial spielt.

Bei der Interpretation von Luftbilder wurde auf Ausdehnung und Form der Debris Flows geachtet. Diese Informationen dienten unter anderem zur Standortbestimmung für weiterführende Geländearbeiten, da der Verlauf der Quer- und Längsprofile vorab festlegbar war. Außerdem halfen die Luftbilder bei Recherchezwecken, da ein und das selbe Gebiet durch Zeitschnitte verglichen und somit historisch zugeordnet werden konnte. Die Startzonen für Lawinen und die Liefergebiete für Debris Flows mit den aktivsten Bahnen und deren maximaler Umfang konnten mit Hilfe der Luftbildauswertung (unter Einbeziehung von Untersuchungen im Gelände) extrahiert werden, wodurch die räumliche Verteilung besser

bekannt wurde. In Reihenfolge der Größenordnung der einzelnen Debris-Flow-Abgänge war es möglich, dass Volumen der Materialabsätze durch Einzelereignisse zu ermitteln, indem es durch die metrischen Eigenschaften der Absätze und durch geschriebene Quellen hergeleitet wurde.

Die Datenerfassung an den Hängen erfolgte durch einmessen mehrerer Längs- und Querprofile mit Neigungsmesser, Maßband und GPS. Hierbei wurden im Ober-, Mittel- und Unterhang Transekten quer über den Schuttkegel angelegt, um Details der Hang- und Debris-Flow-Morphologie zu erfassen. Für jeden untersuchten Schuttkegel erfolgte mit das Ausmessen eines Längsprofils. Entlang diese Längsprofils wurde die Orientierungsrichtung größerer Blöcke aufgenommen. Dabei wurde zwischen paralleler, senkrechter (perpendicular) oder schiefwinkliger (oblique) Ausrichtung zur Hangexposition unterschieden, um die Transportart hangabwärts zu bestimmen. So deutet eine Position perpendicular zum Hang auf einen gravitativen Transport wie kollern oder stürzen hin. Finden sich die groben Materialabsätze in paralleler oder obliquer Ausrichtung, ist eher auf eine Anlieferung durch Gleiten oder Rutschen zu schließen, was auf verstärkten Transport durch Lawinen deutet. Die am Schuttkegelfuß akkumulierten Blöcke wurden mit einem GPS eingemessen. Wichtig dabei war, Verteilung und Ausrichtung genau zu kartieren, damit auf Transportform und Auslaufdistanz geschlossen werden konnte. Alle Blöcke wurden der Reihe nach nummeriert und mit Farbmarkierungen versehen, um einen Überblick vom zukünftigen Transport von Blöcken zu erhalten. Anhand dieser Informationen können Erklärungen zur Ereignishäufigkeit und Massenbilanzen entwickelt werden.

4.3 Lichenometrie

Landformuntersuchungen von SÆMUNDSSON & PETURSSON (1999a/b); DECAULNE & SÆMUNDSSON (2003); DECAULNE (2004a/b) an unterschiedlichen Hängen in den isländischen Westfjorden zeigen neue Debris-Flow-Channels, die nicht in jährlichen Berichten aufgezeichnet wurden. Aufgrund der hohen geographischer Breite sind Flechten (*Rhizocarpon geographicum species*) auf Ablagerungen weitverbreitet, da das relativ milde Klima günstig für die Besiedlung frischer Oberflächen ist (vgl. Abb. 14). Folglich kann Lichenometrie als ein ergänzendes Datenwerkzeug benutzt werden (CASELDINE 1991). Eine erste Flechtenwachstumskurve für Island wurde von JAKSCH (1970) erstellt. Bei Anwendung der von INNES (1985) vorgeschlagenen Nomenklatur für die Spezies *Rhizocarpon* beziehen sich die Messungen auf die Unterarten von *Rhizocarpon* mit den

Abteilungen *alpicola* und *geographicum*. Die meisten Rhizocarpon-Flechten werden dabei in eine Vielzahl von Spezies und Unterspezies eingeteilt. *Rhizocarpon geographicum* ist in Konkurrenz mit anderen fruticose und foliaceous Flechten auf Gesteinsakkumulationen zu finden, wobei die Lebenserwartung am Standort nicht mehr als 100 bis 150 Jahre überschreitet (KUGELMANN 1991).

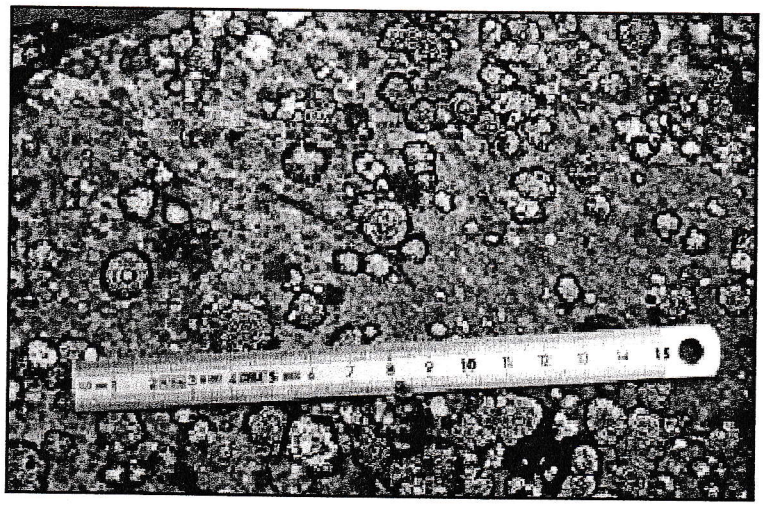

Abb. 14: Ausbildung der Flechtendurchmesser von *Rhizocarpon geographicum* auf einem im Jahre 1965 gefallenen Block im Gleidarhjalli-Gebiet (Photo: DECAULNE 2003).

Mit Hilfe der Lichenometrie wurden Durchschnittsmaße der fünf größten Durchmesser der Flechtenspezies *Rhizocarpon geographicum* entlang vorher definierter geomorphologischer Einheiten wie Debris-Flow-Channels, Levées und Lobes ermittelt. Die Messungen fanden in Reihenfolge zu den Daten der Debris-Flow-Absätze statt. Nur relativ runde Exemplare wurden verwendet, wobei bei ungeraden Messergebnissen auf den nächsten Millimeter auf- oder abgerundet wurde. Anhand einer Flechtenwachstumskurve ist nun das genaue Datieren der Ereignisse im letzten Jahrhundert möglich. Trotz der Einschränkungen durch Lebenserwartung und Konkurrenzdruck ist diese Flechtenspezies ein nützliches Werkzeug für die Gewinnung von Daten kürzerer Zeitperioden. Da durch Lawinen, ausgenommen sind hierbei selten auftretende effektive Ereignisse, keine typischen Landformen entstehen, ist eine Anwendung dieser Methode für die Altersbestimmung von durch Lawinen transportiertes Material nicht geeignet (DECAULNE 2004a).

5. Ergebnisse

5.1 Charakteristik der Hangprozesse in Isafjörður

In Isafjörður wurden eine ganze Reihe von Debris-Flow-Ereignissen aufgezeichnet, da sich die Quelle des Materials, der Bench Gleidarhjalli, direkt über dem Stadtgebiet befindet. Der Bench ist von dicken, unkonsolidierten, von der letzten Vereisung hinterlassenen Schutt bedeckt, der als Quelle für Debris Flows zur Verfügung steht. Die Debris-Flow-Aktivität ist in Isafjörður zahlreicher und häufiger als in den unterschiedlichsten Gebieten Islands. Im Gegensatz zu diesen anderen Regionen, wo die Zeiterfordernis für die Wiederbereitstellung von Schutt durch Frostverwitterung in oberen Gleitbahnen der Felswände mit der Ereignishäufigkeit abnimmt, ist die Schuttlieferung hier permanent. Lawinen stellen im westlichen Bereich der Stadt eine potentiell destruktive Gefahr dar, so kam es in den Jahren 1941, 1981, 1996, 1994 sowohl zu Materialschäden als auch zu Personenopfern (SÆMUNDSSON & PETURSSON 1999). Der am dichtesten bewohnte Teil Isafjörðurs ist von Debris Flows gefährdet, die i.d.R. nur Materialschäden wie in den Jahren 1965, 1996, 1999 verursachen. In den Jahren 1934 und 1965 reichten Debris Flows auch direkt bis in den Fjord hinein (SÆMUNDSSON & PETURSSON 1999). Durch den Gebrauch der Lichenometrie lassen sich die nicht dokumentierten Debris-Flow-Aktivitäten, der im 20ten Jahrhundert aktiven Channels ermitteln. Für die gesamte Debris-Flow-Aktivität ergibt sich eine durchschnittliche Wiederholungsrate von weniger als einem Ereignis pro Jahr (DECAULNE & SÆMUNDSSON 2003) .

Die lichenometrischen Daten stammen von einer neuen Flechtenwachstumskurve, die innerhalb des Untersuchungsgebiets von DECAULNE (2003) entwickelt wurde. In Abbildung 15 ist die berechnete Flechtenwachstumskurve vom Gleidarhjalli-Gebiet ersichtlich. Das Wachstum wurde an Blockoberflächen kalibriert, wenn deren historisches Alter gesichert war, und wird durch die Formel: [$y = 0{,}41\ x - 2{,}1$] beschrieben, wobei y der Flechtendurchmesser und x das Alter der Flechte in Jahren ist. Die Kurve ist vergleichbar mit Wachstumskurven aus anderen Teilen Islands (CASELDINE 1991; KUGELMANN 1991).

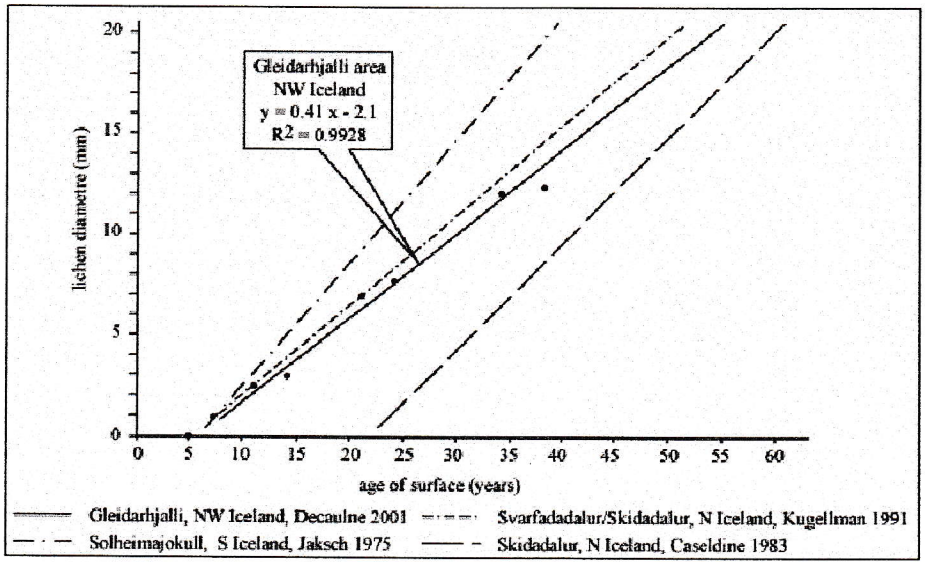

Abb. 15: Flechtenwachstumskurve für das Gleidarhjalli-Gebiet und andere Regionen Islands (DECAULNE & SÆMUNDSSON 2003).

Die Messungen im Gleidarhjalli-Gebiet fanden im August 1999, 2002 und Juli 2004 an jeweils den gleichen Blöcken statt. Hierdurch ist die Entwicklung der Flechtengröße zwischen den Messzeitpunkten bekannt. Die Kolonisationszeit von *Rhizocarpon geographicum* ist in Island ziemlich kurz. Sie tendiert zwischen 5 und 22 Jahren, wobei das *Gleidarhjalli*-Gebiet dazwischen liegt. Dies konnte durch die Vermessung eines im Jahre 1994 gefallenen Blocks von DECAULNE (2003) bestätigt werden, da dessen Oberfläche in einem Zeitraum von über 7 Jahren von *Rhizocarpon geographicum* stark besiedelt wurde. Im August 1999 waren dort keine makroskopisch sichtbaren Flechten präsent, aber im August 2004 erreichten sie einen durchschnittlichen Durchmesser von 1 mm.

5.2 Charakteristik der Hangprozesse in Flateyri, Bolungarvík und Bíldudalur

Das Dorf Flateyri wurde am 26. Oktober 1995 durch ein schweres Lawinenunglück getroffen, bei dem 20 Personen starben. Daraufhin ist eine Schutzwand errichtet wurden, die den Ort vor weiteren Lawinenabgängen schützen soll. Sie erstreckt sich vom äußersten Bereich des Ortes entlang des Hanges bis in eine Höhe von 100 m ü.N.N., wo der Damm keilförmig endet (vgl. Abb.7). In Flateyri fand eine Besichtigung der neuen Schutzwand statt, der Hang oberhalb des Ortes wurde observiert, um jüngste Beweise von Lawinenereignissen zu finden. Des weiteren war die Verteilung der Blöcke am Hangfuß, die Lawinenstartzone und die zerstörte Infrastruktur von Interesse.

Das Top des Berges ist als ebenes Plateau geformt. Die Terrains zweier Bowls neigen sich ca. 38° bis 40° und verengen sich unterhalb von 300 bis 350 m ü.N.N. zu Gullies. Die in den Gullies entlang fließenden Bäche stellen Material bereit, dass durch Debris Flows mobilisiert wurde und große Talluskegel, deren Spitze in den Gully-Auslas reichen, geformt hat. Der Innra-Bæjargil-Bowl ist über 250 m breit und hat eine Fläche von 40.000 bis 70.000 m^2, die auch als Lawinenstartzone anzusprechen ist (PÁLMASON, SIGURDSSON, TOMASSON & SANDERSEN 2004). Der Skollahvilft-Bowl ist mit 800 m Breite und einer Startzone von 150.000 bis 200.000 m^2 weitaus größer (PÁLMASON, SIGURDSSON, TOMASSON & SANDERSEN 2004). Die Neigung im höchsten Bereich des Schuttkegels liegt zwischen 20 und 25°, nimmt aber im unteren Bereich ab und beträgt dort 10° bis 15°. Der besiedelte Bereich des Ortes liegt direkt unterhalb des Schuttkegels.

Schneeakkumulationen in der Innra-Bæjargil-Startzone werden durch Schneedrift ausgelöst, der meist durch Wind aus nordwestlicher bis nordöstlicher, gelegentlich aus westlicher Richtung verursacht wird. Das Schneeeinzugsgebiet ist das Plateaus des Berges. Bei kräftigem Nordwest- bis Nordostwind können innerhalb nur kurzer Zeit riesige Schneemengen in die Bowls verdriftet und akkumuliert werden. (PÁLMASON, SIGURDSSON, TOMASSON & SANDERSEN 2004). Schnee kann bei Wind aus östlicher Richtung auch in den Gully verdriftet werden, während Skollahvilft bei westlichen Wind durch Innra-Bæjargil vor Schneeverwehungen geschützt ist. Lawinen vom Innra-Bæjargil bedrohen hauptsächlich den westlichen Teil des Ortes, während Lawinen vom Skollahvilft gewöhnlich den Osten der Siedlung treffen. Lawinen vom Skollahvilft haben wegen der größeren Startzone i.d.R. ein höheres Volumen, was auch deren Zerstörungspotential vergrößert (vgl. Abb. 16). Debris Flows treten sehr selten in unmittelbarer Nähe des Ortes auf und stellen daher kein Risikofaktor dar.

Aufzeichnungen von Lawinen, die mit einer Auslaufdistanz bis an den Rand oder direkt in das Dorf reichten, können bis ins Jahr 1936 zurückverfolgt werden (JÓHANNESSON & ARNALDS 2000). Der Grund, warum keine älteren Aufzeichnungen existieren, liegt in der begrenzten Ausdehnung des Ortes auf einer Sandbank, wo vor der Expansion in Richtung Bergwand keine der Lawinen Zerstörungen anrichten konnte. Basierend auf der Lawinengeschichte, Topographie und Klimacharakteristik wurde von PÁLMASON, SIGURDSSON, TOMASSON & SANDERSEN (2004) abgeschätzt, dass sich kleinere Lawinen mit einem Auslauf in den unteren Bereich des Hanges innerhalb von 10 Jahren öfter

ereignen, größere Lawinen erreichen den Rand des Ortes im Durchschnitt alle 10 Jahre und katastrophale Ereignisse wie im Oktober 1995 finden nur alle 100 bis 200 Jahre statt.

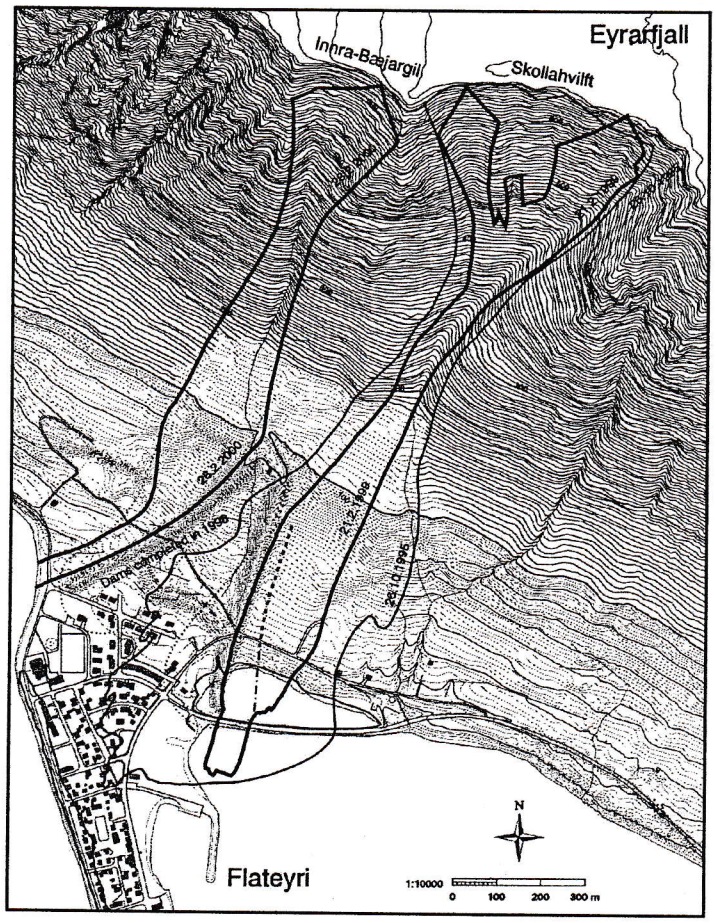

Abb. 16: Abgebildet sind die Reichweiten der Lawinen aus den Jahren 1999 und 2000, die durch den Schutzdamm abgelenkt werden konnten und die Reichweite des katastrophalen Lawinenereignisses von 1995, als noch kein Damm den Ort schütze. Der kanalisierte Abgang der Lawinen vom Skollahvilft im Jahre 1999 entlang des Schutzdammes ist gestrichelt und die hypothetische Reichweite (ohne Schutzdamm) der Lawinen aus den Jahren 1999 und 2000 ist gepunktet abgebildet (JÓHANNESSON & ARNALDS 2000).

In den Orten Bolungarvík und Bíldudalur erfolgte hauptsächlich eine Observation der Hänge. Konkrete Messungen fanden nicht statt. In Bíldudalur und Bolungarvík konnten neue Debris-Flow-Bahnen (jünger als 1 Jahr) ausfindig gemacht werden. So fanden sich in Bíldudalur Anzeichen von zwei jüngst abgegangenen Debris Flows, die allerdings die Channels eines älterer Ereignisses benutzten, da das Ereignis nicht groß genug war.

In Bolungarvík treten Lawinen viel häufiger und mit einer viel längeren Auslaufdistanz als Debris Flows auf. Die am nächsten zum Hang liegenden und einige, direkt in die Auslaufbahn der Lawinen gebauten, Häuser wurden in den 1990er Jahren von Lawinen getroffen und z.T. beschädigt. Frische, aus dem 20. Jahrhundert stammende Debris-Flow-Landformen sind am

Hang oberhalb des Siedlungsraumes sichtbar, einige der Debris Flows bedecken Felder oder zerstörten Zäune und einige wenige passierten auch das bewohnte Gebiet. Aus der Zeit zwischen 1900 und 2003 sind 26 Lawinenabgänge bekannt, was eine Wiederholungszeit von 4 Jahren ergibt. Für die 7 dokumentierten Debris Flows ergibt sich eine Wiederkehrperiode von 15 Jahren (DECAULNE 2004a).

In Bíldudalur repräsentieren Slush Flows 57% der Lawinenaktivität, wobei 11 Slush Flows in den zwei Hauptkanälen aktiv waren und somit keine Zerstörungen verursachten. Des weiteren wurden 12 Debris Flows aufgezeichnet, die Sachschäden anrichteten. Mit 24 registrierten Lawinen beträgt die Wiederholungsrate 4,5 und für Debris Flows ergibt sich ein Durchschnitt von einem Ereignis alle 6,5 Jahre im Zeitraum 1990 bis 2003 (DECAULNE 2004a). Die vereinzelten Blöcke an der Hangbasis wurden im Oberhang durch Frostverwitterung freigelegt und durch Lawinen mitgerissen. Es gibt difuse Absätze mit ungewöhnlich großen Blöcken am Hangfuß, die keine Sortierung aufweisen. Die Bedeckung der Oberflächen mit Flechten bei nebeneinander angeordneten Blöcken ist oft dissimilar. Frische Absätze sind zahlreich. Der Bowl oberhalb des Ortes stellt eine aktive Startzone für Lawinen und v.a. für Debris Flows dar, was auch durch den großen Schuttfächer unterhalb dokumentiert wird. Um den Ort in diesem sehr aktiven Bereich vor Massenbewegungen zu schützen, wurde am linken Schuttkegelrand ein kleiner Damm angelegt, der den hangabwärts gerichteten Materialtransport umlenken soll.

5.3 Charakteristik der Hangprozesse im Bleiksmýrardalur und am Tindastöll

Die beiden untersuchten Hänge im Bleiksmýrardalur sind west-ost-gerichtet und werden im oberen Bereich von senkrechten Felswänden dominiert. Insgesamt weisen alle Hänge eine leicht konkave Form auf. Die unteren, flacheren Hangbereiche sind von Sedimenten bedeckt und durch verschiedene glazigene Landschaftsformen gekennzeichnet. Die Berggipfel sind abgeflacht und die Ränder durch viele Schuttrutschbahnen eingekerbt. Am unteren Ende jeder Rutschbahn befinden sind gut entwickelte Talluskegel.

Eine Profilaufnahme erfolgte im Südes des Bleiksmýrardalur an einem Talluskegel, der durch den Fluss Fnjóská zerschnitten wurde. Dieses Profil ergab in seiner Längsausdehnung 1.170 m und in der Breite am Kegelfuß 400 m. Die Höhendifferenz des Schuttkegels liegt bei 260 m, da sich der unterste Abschnitt bei 200 m ü.N.N. und der obere Bereich bei 460 m ü.N.N. befindet. Die durchschnittliche Neigung reicht von 23° (oberer Bereich) bis 4° (unterer

Bereich). Am nördlichen Ende des Bleikmýrardalur, wo das Talsystem ins Fnjóskadalur übergeht, wurde ein weiteres Schuttkegelprofil aufgenommen. Allerdings handelt es sich um einen doppelten Talluskegel, d.h. das Material aus den beiden, oberhalb relativ eng beieinander liegenden Gullies hat zwei Schuttfächer geformt, die aber ineinander übergehen. Der südlich gelegene Schuttfächer ist 1.140 m lang, befindet sich zwischen 200 m ü.N.N. und 450 m ü.N.N., was eine Höhendifferenz von 250 m ergibt und beträgt im unteren Teil, in seiner größten Breite 250 m. Im unteren Teilabschnitt liegt die durchschnittliche Hangneigung bei 5°, am oberen Kegelende bei 12°. Der nördlichere Teilschuttkegel weist eine Höhendifferenz zwischen dem tiefsten (200 m ü.N.N.) und dem höchsten (430m ü.N.N.) Punkt von 230 m auf. Er ist mit einer Länge von 1.100 m und einer Breite am Schuttkegelfuß von 250 m nur unwesentlich kleiner als sein benachbarter Part. Die durchschnittliche Inklination im unteren Hangbereich beträgt 4° und oberhalb 19°.

Die Hangmorphologie am Tindastöll hebt sich ein wenig von der im Bleiksmýrardalur und in den Westfjorden ab. Der untersuchte Hang ist ost-west-orientiert, relativ gering geneigt und durch eine Reihe von Channels, Depressionen und alten Schuttloben geprägt. Ein großer, sich den gesamten Hang entlang ziehender Gully wird von einem kleinen Bach durchflossen. Am Hangfuß hat sich ein großer Talluskegel gebildet, dessen Spitze in den Gully-Auslass reicht. Die Neigung des Schuttkegels liegt im oberen Hangbereich bei durchschnittlich 20°, nimmt aber unterhalb ab und beträgt dort im Durchschnitt nur noch 3°. Weite Teile des Osthanges sind sehr aktiv und v.a. durch Debris-Flow-Akkumulationen geprägt.

Durch verstärkte Schutt- und Schneeakkumulationen in den oberen Hangbereichen des Bleiksmýrardalur und des Tindastölls sind sowohl Debris Flows als auch Lawinen verbreitet. Der Schutt wird vorwiegend durch Frostverwitterung freigesetzt und durch Schneeschmelze oder Niederschlag mobilisiert. Zwischen dem Plateau des Tindastölls und der Felskante des Plateaus Klukkunhnjúkur wurde das Quellgebiet für die Schuttzufuhr lokalisiert, da sich hier durch Verwitterungsprozesse (v.a. Frostsprengung) eine mächtige Schuttdecke gebildet hat, von der Teile durch Niederschlagsereignisse mobilisiert werden können (vgl. Abb. 10). Lawinen werden hauptsächlich durch Schneesturm aus nördlicher Richtung (von Nordwest nach Nordost) ausgelöst, wenn der Schnee bevorzugt am Top des leewärtigen Hanges akkumuliert wird. Die Instabilität des Wetters während der Wintermonate mit häufigen Gefrier- und Auftauwechsel in kurzen Abständen begünstigt die Destabilisierung der Schneedecke und fördert Lawinenabgänge.

In beiden Untersuchungsgebieten sind demnach sowohl Lawinen als auch Debris Flows für Entwicklung erosiver und depositionaler Landformen verantwortlich. Die am häufigsten ausgebildeten Landformen sind zum einen durch Lawinen geprägt (Impakts innerhalb des Pfades; Blöcke und Gesteinsabsätze finden sich am äußersten Ende der Auslaufdistanz; Ausrichtung der auf dem Hang akkumulierten Blöcke wird häufig durch parallele Ausrichtung geprägt) und zum anderen durch Debris Flows entstanden (Levées verlaufen parallel entlang des Channels, Loben finden sich im unteren Bereich). Die Wiederholungsraten von Debris Flows und Lawinen wirken sich auf die Hangprozesse aus und formen die Talluskegel durch Akkumulationen. Insgesamt stehen Lawinenereignisse am Tindastöll gegenüber dem Bleiksmýrardalur zurück, der größte Massentransfer erfolgt in beiden Untersuchungsgebieten in Form von Debris Flows.

5.4 Charakteristik der Land Slide in Almenníngar

Einige Teile von Almenníngar weisen deutliche Anzeichen von sich konstant bewegenden Land-Slide-Material auf. Ziel der laufenden Geländearbeiten war es, kontrollierende Faktoren und Ursprung der Rutschungsaktivität zu finden. Das Hauptaugenmerk lag darin, Ursachen für die in einigen Bereichen konstante Bewegung des Materials herauszufinden. Seit 1977 führt die Isländische Straßenmeisterei (Icelandic Road Authority) Messungen am sich bewegenden Land-Slide-Körper durch. Seit dem die Straße in den 60er Jahren gebaut worden war, werden immer wieder erhebliche und für den Fahrzeugverkehr riskante Beschädigungen festgestellt.

Die nördliche Landslide im Almenníngar-Gebiet (Tjarnardalir), auf die sich die Geländearbeiten konzentrierten, hat eine Abrissnische mit einer Nord-Süd-Ausdehnung von 800 m und einer Ost-West-Ausdehnung von 850 m in der Bergflanke hinterlassen (vgl. Abb. 17). Das Gleitmaterial ist ca. 1.550 m lang, beträgt in der durchschnittlichen Breite ca. 1.400 m und das Volumen wurde von SÆMUNDSSON, PETURSSON, & JÓNSSON (2004) auf 110.000.000 m^3 geschätzt. Die Front der Rutschung reicht bis zur rezenten Küstenlinie und bildet ein Kliff mit einer Höhe von bis zu 60 m. Dieser vordere Abschnitt kann zweigeteilt werden. Der südliche Bereich wird durch eine 450 bis 500 m breite und 230 bis 300 m lange Abrissnische charakterisiert.

Abb. 17: Das Luftbild zeigt den südlichen Bereich (Tjarnardalir) des nördlichen Teils der Almenníngar-Land-Slide. Der parallel zur Küstenlinie angelegte Straßenverlauf ist deutlich zu erkennen (Icelandic Road Authority).

Die Straße verläuft mit einem Abstand von 100 bis 250 m zur 20 bis 30 m hohen Kliffküste. In diesem Gebiet wurde eine durchschnittliche Westwärtsbewegung des Gleitmaterials von bis zu 60 cm/Jahr gemessen (vgl. Abb. 18). Im nördlichen Bereich fällt die Küste im Durchschnitt 60 m steil ab, wobei sich die Straße bis auf 20 m der Kliffkante nähert. Die Küstenerosion in diesem Bereich ist sehr hoch und der Hang unterhalb der Straße zeigt eindeutige Anzeichen einer Gleitbewegung. Verschieden große u-förmige Dellen sind im Straßenbelag erkennbar. Messungen in diesem Bereich zeigen Bewegungsraten von durchschnittlich 26 cm/Jahr (vgl. Abb. 19).

Neben klimatischen Einflüssen wirken offenbar auch tektonische Faktoren positiv auf die Gleitbewegungen. Die Hauptbewegungsphasen liegen zwischen April und Juni sowie zwischen August und Oktober, da die frühjährliche Schneeschmelzperiode und der Herbstregen genügend Wasser bereitstellen, das als Träger der Gleitbewegung dienen kann. Zwischen Ausgangsgestein und Gleitmaterial fand sich beim Anlegen von Sedimentprofilen grünlicher Ton. Die Tonschicht wirkt wasserstauend, wodurch sich darüber ein Wasserfilm ausbilden kann, der als Gleitmittel für das darüber lagernde Gesteinsmaterial dient. Des weiteren stellte sich heraus, dass die Bewegungen in unterschiedlicher Geschwindigkeit

verlaufen. Einige der sich mit hohem Tempo bewegenden Bereiche sind von oberflächlich ausgebildeten Gräben und Spalten durchzogen, die auf eine hohe Dynamik schließen lassen. An diesen Stellen ist das Kliff besonders steil, da die Küstenerosion stärker angreifen kann.

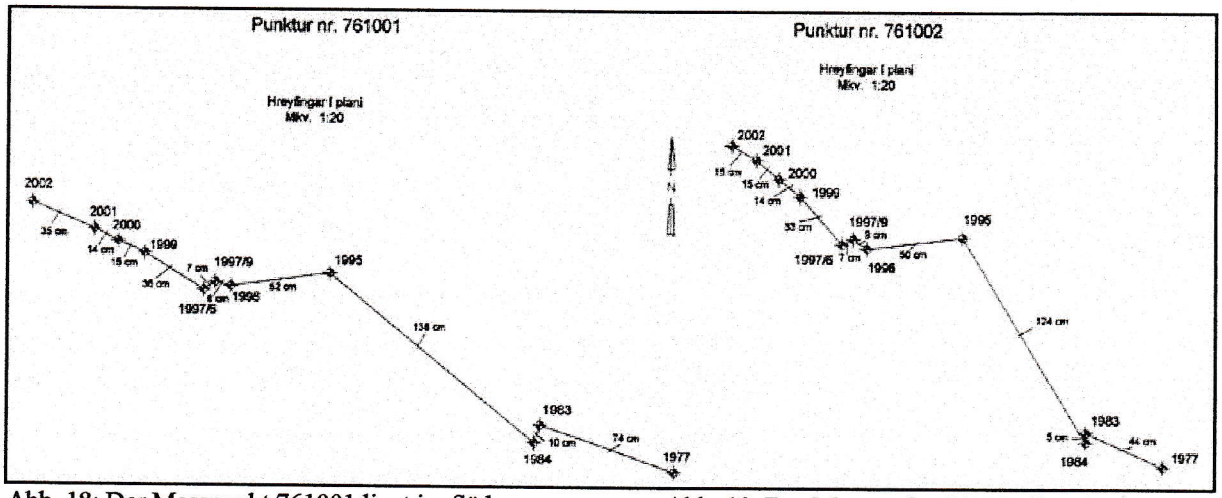

Abb. 18: Der Messpunkt 761001 liegt im Süden von Tjarnardalir. Er weist im Schnitt Bewegungsraten von 60 cm/Jahr auf (vgl. Abb. 17; Icelandic Road Authority).

Abb. 19: Der Messpunkt 761002 liegt im norden von Tjarnardalir. Er wandert im Durchschnitt 26 cm/Jahr in westliche Richtung (vgl. Abb. 17; Icelandic Road Authority).

Entlang der Küstenlinie gibt es Bereiche, wo das Gleitmaterial auf dem Basalt liegt, und es gibt Bereiche, wo unterhalb kein Ausgangsgestein zu finden ist. Hier sind tektonische Ursachen ausschlaggebend. Vertikal zur Landslide verlaufen tektonische Störungen, und Brüche haben entscheidenden Einfluss auf die Sichtbarkeit des anstehenden Gesteins. So ist unterhalb von sich schnell bewegender Gleiteinheiten in vielen Fällen kein Ausgangsgestein erkennbar, aber langsamere Gleitfronten liegen oftmals auf anstehendem Basalt. Die Absenkungs- bzw. Hebungsraten haben anscheinend einen direkten Einfluss auf die Gleitgeschwindigkeit der jeweiligen Abschnitte. Sowohl die Rolle des Gleitmaterials als auch die tektonischen Einflüsse sind aber noch nicht vollständig erklärt.

6. Zusammenfassung

Gravitativ gesteuerte Hangprozesse wie Rock Fall, Debris Flows, Lawinenabgänge oder Land Slides sind in Island weit verbreitet und stellen in einigen Regionen ein Risiko für die Bevölkerung dar. Die auslösenden Faktoren können ganz unterschiedlich sein, i.d.R. bewirkt langanhaltender oder intensiver Niederschlag in flüssiger oder fester Form eine Mobilisierung des zu transportierenden Materials. Klimatische und hangmorphologische Parameter bestimmen dabei Art und Form des Transportes, wobei die Akkumulation des Materials an den verschienen Hängen auf die Transportart schließen lässt. Die Berghänge oberhalb der Orte Bolungarvík, Flateyrie und Bíldudalur sowie im Bleiksmýrardalur Tal sind im Gegensatz zum Hang des Eyrarfjalls in Isafjörður, wo Debris Flows überwiegen, lawinendominiert. Das Verhältnis des Materialtransportes durch Debris Flows und Lawinen am Tindastöll konnte bisher noch nicht geklärt werden. Hinsichtlich der Land-Slide-Aktivität im Almenníngar-Gebiet ist anzunehmen, dass die Bewegungen sowohl sedimentologisch als auch tektonisch gesteuert sind, in welchem Umfang ist noch nicht bekannt.

Die Untersuchungsmethoden umfassten die Auswertungen von Luftbildern, Photographien und topographischen Karten sowie Geländearbeiten wie Kartierungen, Lichenometrie und Vermessung. Hierdurch konnte ein Beitrag zur Erfassung der räumlichen Verteilung, zur Datierung der Ereignisse sowie zur Ermittlung von Auslaufdistanz und Ereignis/Wiederkehrhäufigkeit von Debris Flows und Lawinen an verschiedenen Orten in den isländischen Westfjorden und in Nordwestisland geleistet werden. Die Erkundung der räumlichen Verteilung, des Materialtransportvolumens, der auslösenden Faktoren, der Auslaufdistanz und der Ereignishäufigkeit liefert dabei wichtige Erkenntnisse für die Erstellung einer Naturgefahren- bzw. Risikoabschätzung für debris-flow- und lawinengefährdete Gebiete. Im Land-Slide-Gebiet von Almenníngar spielt die Ermittlung der Gleitgeschwindigkeit und der Umfang der Küstenerosion eine entscheidende Rolle v.a. für die Verkehrsinfrastruktur, da die einzige, ganzjährig befahrbare Straße in den Ort Siglufjörður durch das Land-Slide-Gebiet führt.

***Literaturverzeichnis*:**

BJORNSSON, H. (1980). Avalanche activity in Iceland, climate condition, and terrain features. In: Journal of Glaciology 26 (94); 13-23

CASELDINE, C. (1991): Lichonometric dating, lichen population studies and Holocene glacial history in Tröllaskagi, northern Iceland. In: MAIZELS, J & C. CASELDINE [Hrsg.]: Environmental Change in Iceland: Past and Present. Kluwer Academic Publishers; Dordrecht, 203-217

DECAULNE, A. & Þ. SÆMUNDSSON (2003): Debris-flow characteristics in the Gleidarhjalli area, North-western Iceland. In: RICKELMANN & CHEN [Hrsg.]: Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prdiction, and Assessment. Rotterdamm

DECAULNE, A. (2004a): Combining geomorphological, historical and lichenometrical data for assessment of risk due to present-day slope processes, a case study from the Icelandic Westfjords. In: BREBBIA, C.A. [Hrsg]: Risk Analysis IV. Southampton (in Druck)

DECAULNE, A. (2004b): Present-day geomorphic efficiency of slope processes in the Icelandic Westfjords. Some considerations on snow avalance and debris flow impact. In: BEYLICH, A.A. u.a. [Hrsg.]: First Science Meeting of the European Science Foundation ESF –Network SEDIFLUX. Sauðárkrókur, Iceland, June 18th – 21st, 2004. – Extended Abstracts of Science Meeting Contributions. Náttúrustofa Norðurlands vestra. S. 32-33

DIKAU, R. u.a. [Hrsg] (1996): Landslide Recognition – Identification, Movement and Courses. Chichester

JÓHANNESSON, T & Þ. ARNALDS (2000): Accidentsa and economic damage due to snow avalances and landslides in Iceland. In: Jökull; 50; 81-94

KUGELMANN, O. (1991): Dating recent glacier advances in the Svarfaðardalur / Skíðadalur area of northern Iceland by means of a new lichon curve. In: MAIZELS, J & C. CASELDINE [Hrsg.]: Environmental Change in Iceland: Past and Present. Kluwer Academic Publishers; Dordrecht, S.203-218

LESER, H. (2003): Geomorphologie. Das geographische Seminar, Braunschweig

NORÐDAHL, H. (1991): A review of the glaciation maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland. In: MAIZELS, J & C. CASELDINE [Hrsg.]: Environmental Change in Iceland: Past and Present. Kluwer Academic Publishers; Dordrecht; S. 31-47.

PÁLMASON, P.R.; SIGURDSSON, F.; TOMASSON G. G. & F. SANDERSEN (2004): Avalanche defences for Flateyri, Iceland. From hazard evaluation to construction of defences. Proceedings: Fifth international conference on case histories in geotechnical engeneering. New York

SÆMUNDSSON, Þ. & H.G. PETURSSON (1999a): Mat a aurskridu- og grjothrunshaettu vid Seydisfjardarkaupstad. Vedurstofa Islands. Greinargerd VI-G99003-UR02. (in Icelandic)

SÆMUNDSSON, Þ. & H.G. PETURSSON (1999b): Skriduhaetta a Isafirdi og Hnifsdal. Vedurstofa Islands. Greinargerd VI-G99024-UR14. (in Icelandic)

SÆMUNDSSON, Þ.; PETURSSON, H.G. & A. DECAULNE (2003): Triggering factors for rapid mass movements in Iceland. In: Rickenmann & Chen [Hrsg.]: Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Rotterdam

SÆMUNDSSON, Þ.; PETURSSON, H.G. & H.B. JÓNSSON (2004): Monitoring of a large landslide in the Almenningar area, N-Iceland. In: BEYLICH, A.A. u.a. [Hrsg.]: First Science Meeting of the European Science Foundation ESF –Network SEDIFLUX. Sauðárkrókur, Iceland, June 18th – 21st, 2004. – Extended Abstracts of Science Meeting Contributions. Náttúrustofa Norðurlands vestra. S. 57-58

WHALLEY, W.B.; DOUGLAS, G.R.. & A. JONSSON (1983): The magnitude and frequency of large rockslides in Iceland in the postglacial. In: Geografiska Annaler 65A; 99-110.

ÞORDARSON, TH. & A.. HOSKULDSSON (2002): Iceland. Harpenden.

Internetverweise:

Photos von J. GUNNLAUGSSON unter ...
http://www.ismennt.is/not/jonasg/0landid/jg04/flateyri/flateyri02.html
http://www.ismennt.is/not/jonasg/0landid/jg04/bolungarvik/bolungarvik02.html
http://www.ismennt.is/not/jonasg/0landid/jg04/bildudalur/bildudalur02.html

Karten erstellt von H.P. JOHNSSON unter ...
http://www.nnv.is (???)
http://www.nnv.is/kort/Reykjastrond_skridur_yfirlitskort.htm

Náttúrustofa Norðurlands vestra
Aðalgata 2, Pósthólf 112, 550 Sauðárkróki, Sími 453 7999, Fax 453 7998
Netfang nnv@nnv.is, Heimasíða http://www.nnv.is

Natural Research Centre, of North-western Iceland
Adalgata 2, P.O.Box 112, 550 Saudarkrokur, Tel. +354 453 7999, Fax +354 453 7998
E-mail nnv@nnv.is, Web page http://www.nnv.is