Glaciers & Landscape :
The Influence of Near-snout Overdeepening on Glacier Flow

(Der Einfluss zungennaher Übertiefung auf das Fließverhalten eines Gletschers)

Deutsche Kurzfassung der Diplomarbeit (Prof. Dr. David SUGDEN/ Edinburgh & Prof. Dr. Heinz KARRASCH/ Heidelberg)

Katharina SCHULZ (Konstanz)

1. Einleitung und wissenschaftlicher Hintergrund

Die dieser Arbeit zugrunde liegende Diplomarbeit versucht den Einfluss einer Übertiefung unter dem Gletscherzungenende ("*Near-snout Overdeepening*") an einem Auslassgletscher der kleinen Eiskappe *Eyjafjallajökull* in Süd-Island auf das Fließverhalten des Eises zu untersuchen. Dabei werden die verschiedenen Parameter, die Hinweise auf Fließunterschiede an der Gletscheroberfläche geben, miteinander verknüpft.

Das Studium der Eisbewegung hat eine lange Tradition innerhalb der Glaziologie und Glazialgeologie. Aus ihr sind nützliche Modelle für das Gletscherfließen hervorgegangen (NYE 1952; GLEN 1955; PATERSON 1994). Allerdings haben sich dabei zwei Richtungen herausgebildet: die Glazialgeologie und die Glaziologie. Beide für sich genommen leisten zwar hervorragende Arbeit innerhalb ihrer Methodik, versäumen dabei aber *Prozess* und *Form* miteinander zu verbinden. Indem sie gerade dieses zu ihrem Ziel erklärt, spielt die Glazialgeomorphologie innerhalb der Geowissenschaften eine besondere Rolle (SPEDDING 1997). Wie viele Autoren in den letzten Jahren auch (z.B. SUGDEN *et al.*, 1997) scheint mir diese Verbindung wesentlich. Dies nicht nur um Veränderungen in der Landschaft zu beschreiben und eine sinnvolle Erklärung für deren Entstehung zu geben, sondern auch um umgekehrt ihren Einfluss auf die in ihr ablaufenden Prozesse. In diesem Kontext wurde in einem breit angelegten Projekt versucht einerseits Veränderungen im Fließmuster im Bereich der Gletscherzunge und den Einfluss der Gletscherbetttopographie auf die Eisbewegung zu quantifizieren, andererseits aber auch „sichtbare" Parameter der Variabilität im Fließmuster qualitativ zu erfassen. Auf diese Weise wurde sowohl auf die Methoden der Glaziologie (zur Quantifizierung des Einflusses der Übertiefung auf die Bewegung des Eises) als auch die Methoden der Glazialgeomorphologie zurückgegriffen (Klassifizierung der Parameter Eisfall, Gletscherspalten, Gletschermühlen, supra-glaziale Schmelzwasserkanäle, versiegte englaziale Schmelzwasserröhren, Gesteinsbänder, die Asche-Schicht und schließlich auch Moränen).

Begriffliches. Der in dieser Arbeit verwendete Begriff „Übertiefung" steht stellvertretend für die englische Bezeichnung "*Overdeepening*", einem im Zusammenhang mit Auslassgletschern gebildeten Begriff, der eine überdurchschnittliche Ausschürfung des Gletscherbetts im Zungenbereich von Gletschern beschreibt. Eine solche zeigt sich nur bei Gletschern mit ausgeprägtem Eisfall-Übertiefungs-Regime.

Von einem „Eisfall-Übertiefungs-Regime" (*Icefall-Overdeepening-Regime*) wird gesprochen, wenn ein Auslassgletscher mit starkem Gefälle aus einer Eiskappe in ein Tal fließt, den größten Teil seines Gefälles über einen ausgeprägten Eisfall überwindet und im Zungenbereich schließlich unter spezifischen lokalen Bedingungen sein Bett überdurchschnittlich ausschürft.

Da davon ausgegangen werden kann, dass eine Übertiefung einen kritischen Effekt auf den Verlauf von basalem Schmelzwasser hat, und damit den Sedimenttransport zum Eisrand hin, ist die ungewöhnlich hohe Endmoräne von *Gígjökull* eng verknüpft mit dem Prozess der Übertiefung. (SPEDDING, 1997). Der Einfluss auf das sub-, en- und supra-glaziale Entwässerungssystem und damit die Gletscherbewegung ist somit beträchtlich.

Ziele der diesem Beitrag zugrunde liegenden Arbeit waren folgende:

1. Quantifizierung der Auswirkungen der Gletscherbetttopographie auf das Fließverhalten des Eises, d.h. Analyse berechenbarer Eigenschaften wie Spannungs- und Deformationsmuster im Eis als Ergebnis einer Reihe anderer Parameter;
2. Bewertung der Hypothese der „Übertiefung" und eine vorsichtige Übertragung der gewonnenen Kenntnisse über die Dynamik heutiger Gletscher auf vergangene Abläufe;
3. Als Grundanliegen und Rahmen der Arbeit:
   - Prozess und Form zu verbinden, und
   - zu zeigen, dass Veränderungen nicht nur in Raum sondern auch Zeit stattfinden.

Wissenschaftlicher Hintergrund. Die wissenschaftlichen Gründe für eine detaillierte Untersuchung der Gletscherdynamik finden sich in der Betrachtung der weitreichenden Auswirkungen von Gletscherfluktuationen sowohl auf die Landschaft als auch den Gletscher selbst: Das Verständnis der Dynamik heutiger Gletscher erlaubt es die Entstehung bestimmter Landschaftsformen wie der Endmoräne *Gígjökull*s zu erklären und den Einfluss (sowohl kurz- als auch langfristig) ‚aktiver' Gletscher ihrerseits auf diese Landschaftsformen abzuschätzen. Das Verständnis solcher Veränderungen spielt aber auch im Kontext der Zeit eine wichtige Rolle, wobei im Rahmen dieser Arbeit insbesondere drei verschiedene Aspekte betrachtet wurden:

1. Die Rekonstruktion der Umgebung, in der frühere Entwicklungen abgelaufen sind,
2. Die weitere Relevanz für ähnliche topographische Gegebenheiten (In diesem Fall für Plateaugletscher, die in ein Tal mit ähnlich weichem Sediment münden),
3. Die Sensitivität gegenüber Wandel (Der bei weitem schwierigste, wenn auch herausforderndste Punkt).

Gígjökull scheint auf den ersten Blick ein ungewöhnliches Phänomen widerzuspiegeln: eine überdimensional große Endmoräne. Diese kann derzeit nur als Ergebnis einer Übertiefung unterhalb des Gletscherzungenendes erklärt werden. So kann eine plötzliche Änderung in der Drainage von basalem und englazialem Schmelzwasser, hervorgerufen durch die übermäßige Ausschürfung, die Sedimentmenge, die zum Rand hin geschoben und dort akkumuliert wird, erheblich erhöhen. Da letzteres jedoch bisher noch nicht untersucht worden war und es außer der veränderlichen Felsbetttopographie auch noch keine Erklärung für Unterschiede in der Eismorphologie auf der Gletscheroberfläche gab, lag es nahe besonders auf diese Punkte einzugehen. Dies aber besonders auch deshalb, weil plötzliche Veränderungen (*switches*) im Entwässerungssystem und damit eine verstärkte Sedimentanlieferung, die Art beeinflusst, in der sich der Gletscher talab bewegt[1] Ein

[1] z.B. durch Bettdeformation wassergesättigten Sediments, oder sogar durch *‚Hydraulic Jack'* (SPEDDING, 1997; RÖHLISBERGER & IKEN, 1981)

erheblicher Teil der Eisbewegung könnte folglich durch die Deformation von subglazialem Sediment oder durch Gleiten auf wassergefüllten Hohlräumen erfolgen.

Besonders wichtig in diesem Zusammenhang ist es das subglaziale Schmelzwasser und seinen Geschiebegehalt zusätzlich zu regionalen Parametern wie Topographie und Klima zu berücksichtigen. An dieser Stelle kommt vor allem den Eisradarmessungen eine bedeutende Rolle zu, da diese notwendige Informationen – wenn auch indirekt – über subglaziales Schmelzwasser und Schuttlinsen im Eis liefern können.

Darüber hinaus war zu erwarten, dass zungennahe Übertiefung die longitudinale Fliessgeschwindigkeit erhöht, denn ein ansteigendes Gefälle im Gletscherbett erhöht die Fliessgeschwindigkeit und bewirkt damit kompressives Fliessen am Gletscherzungenende. Dies wiederum verstärkt den Ausschürfungsprozess. Die longitudinale Schubspannung im Eis sollten somit kritisch variieren (Die longitudinale Spannung verlangsamten Eises wird durch Kompression, die beschleunigten Eises durch Dehnung sichtbar).

Zu Beginn der Arbeit wurde vermutet, dass ein positives Feedback existieren könnte, bei dem immer mehr Gesteinsschutt an den Eisrand transportiert wird, wo es dann abgelagert wird und sich eine sehr hohe Moräne aufbaut. Diese wiederum würde das Eis begrenzen, was bei einem gegebenen Vorstoß des Gletschers aufgrund eines sich wandelnden Klimas unweigerlich dazu führen würde, dass die erste Reaktion des Gletschers darauf keine longitudinale Ausdehnung wäre, sondern eine Erhöhung der Eismächtigkeit im Zungenbereich. Dies wiederum würde den englazialen und subglazialen Wasserdruck erhöhen und damit die Anlieferung von Geröll zu den Eisrändern hin. Letzteres würde aufgrund der Sedimentakkumulation eine weitere Übertiefung unterstützen und eine Verdickung im pro-glazialen Bereich (d.h. Verdickung des Sediments) bewirken. Daraus kann gefolgert werden, dass sowohl aufgrund des steilen Gletscherbetts als auch des ‚Barriere-Effektes' der Moräne, das Gletscherende ein Gebiet hohen kompressiven Fliessens ist.

In diesem Fall kann angenommen werden, dass das gesamte System zu einem bestimmten Zeitpunkt einen kritischen Punkt (*threshold*) erreicht, an dem das System kippt. Um im folgenden einen neuen Gleichgewichtszustand zu erreichen, müsste der Gletscher daher durch die Endmoräne brechen. Diese Vermutung wurde allerdings durch die Untersuchung historische Vorstöße *Gígjökull*s widerlegt (z.B. 1740). Es zeigte sich, dass der kleine Kanal, der in die Endmoräne geschnitten wurde, ausreichende Entwässerung erlaubte und dass die Moräne selbst dem Druck des auflastenden Eises Widerstand leisten konnte.

Das derzeitige Wissen über das Fliessverhalten von Eis ist bereits sehr genau, doch die Zusammenhänge des vorliegenden Falles, der ein "*Icefall-Overdeepening-Regime*" darstellt wie es von SPEDDING (1997) erstmals bezeichnet wurde, ist bisher noch nicht genau untersucht worden. Die Ergebnisse dieser Arbeit wurden verwendet um die von SPEDDING (1997) vorgeschlagene Theorie des "*Overdeepening*" abzusichern und zu evaluieren. In einer abschließenden Betrachtung wurde die Schlüsselbeziehung zwischen Prozess und Form in den weiteren Kontext ihrer umgebenden Landschaft gesetzt und die Sensitivität des Gletschers gegenüber Wandel gezeigt. Die Komplexität des angesprochenen Prozess-Form-Systems erlaubt jedoch keine vollständige Erklärung dieser „Schlüsselbeziehung", sodass sowohl eine Generalisierung als auch eine Vereinfachung unvermeidbar ist.

2. Gígjökull und sein Eisfall-Übertiefungs-Regime

Gígjökull ist einer der größten Auslassgletscher der kleinen vulkanischen Eiskappe *Eyjafjallajökull* in Süd-Island (63°40' N, 19°37' W). Er liegt etwa 150 km SSE von Reykjavík, ungefähr auf der gleichen Länge wie die Westmänner Inseln, und fließt nach Norden in das Markarfljót-Tal. *Gígjökull* wird von der Eiskappe genährt, die den Zentralkrater des ruhenden Vulkans *Eyjafjöll* bedeckt.

Über seine Länge von 6,5 km überwindet der Gletscher 1450 Höhenmeter und bedeckt eine Fläche von ca. 8,4 km^2. Der mittlere Teil des Gletschers, d.h. zwischen Kraterrand und dem relativ flachen Gletscherzunge, wird von einem Eisfall dominiert. Dieser erstreckt sich über eine Länge von 3000 m und eine Höhe von 1000 m und besitzt ein Neigungswinkel von 16° (bis zu 25° and seiner steilsten Stelle). Zusammen mit der vermuteten Übertiefung unter der Gletscherzunge scheint der Eisfall ein ‚Eisfall-Übertiefungs-Regime' zu bilden.

Das Gletscherende besteht aus einer relativ sanft gewölbten Zunge und mündet in einen kleinen Gletschersee, *Lake Lónið*. Dieser See ist zwischen der Gletscherzunge und der ungewöhnlich hohen Seiten-End-Moräne (~74 m) eingeschlossen. Wie SPEDDING (1997) bereits vorgeschlagen hat, kann dieser See als Indikator für das Vorhandensein einer zungenendnahen Übertiefung betrachtet werden, die teilweise seit *Gígjökulls* Rückzug von seinem neoglazialen Maximalstand im 19. Jahrhundert freigelegt wurde. Seit 1900 unterlag der Gletscher mehreren Phase des Vorstoßes und Rückzuges. Es scheint, als unterläge *Gígjökull* Gletscherschwankungen in Intervallen von 15 Jahren. Seinen letzten großen Minimalstand erreichte der Gletscher 1947 als Teile des heutigen Übertiefungsgebietes freigelegt waren.

Abb.1

Blick von Norden auf die Gletscherzunge. Im Hintergrund oben die Eiskappe *Eyjafjalla-jökull. Gígjökull* als Auslas-sgletscher, der in das Márkarfljót Tal fließt und dabei in den Gletschersee Lònið kalbt. Deutlich zu erkennen sind die zwei kleinen Endmoränen am heutigen Eisrand sowie die "Lücke" am Gletscherzungen-ende.

Geologisch liegt die Eiskappe *Eyjafjallajökull* auf einem pleistozänen Vulkanmassiv (Eyjafjöll) (BJÖRNSSON, 1979). Der Vulkan darunter brach das letzte Mal 1821-23 aus, der zweiten von nur zwei historischen Eruptionen (DUGMORE, 1989). Für diese zweite Eruption finden sich zahlreiche Hinweise hinter der Seiten-End-Moräne von *Gígjökull*. Sie entstammen der Flut (*glacier surge*), die aus der Eruption resultierte. Geologisch bestehen die hohen Felswände, die sich zu beiden Seiten des Eisfalls erheben, aus Sequenzen von Lava and pyroklastischen Flutlaven (SPEDDING, 1997).

Klimatisch unterliegt der Gletscher einem maritimen Regime mit Jahresdurchschnittstemperaturen von 5,7° C (1931-60) (Amplitude von 10,1° C pro Jahr) und durchschnittlichen Jahresniederschlägen von 2256 mm (245 Tage Regen pro Jahr). Obwohl in SW-Island generell feucht-kalte Bedingungen mit Jahreshöchsttemperaturen von 3,7-5,7° C herrschen und jährlichen Schwankungen kleiner 8,9° C (Westmänner Inseln) aufgrund seiner maritimen Lage auftreten, werden am *Mýrdalsjökull* (850 m üNN; Eiskappe im Osten des *Eyjafjallajökull*) wesentlich höhere Niederschlagsmengen als entlang der Küstenlinie gemessen und somit die höchsten von ganz Island: 4000 mm/a. Grund dafür sind die feuchten Luftmassen, die mit den vorherrschenden Winden aus SSW an die Berge herangeführt werden und dort aufsteigen. *Gígjökull* erhält folglich zwischen 3200 und 4000 mm Niederschlag pro Jahr. Allerdings beruhen diese Werte auf Schätzungen, da bisher keine genauen Aufzeichnungen vorliegen. Aufgrund der Exposition zu auflandigen Winden von SSW zeigen sich überdurchschnittlich hohe Akkumulations- und Ablationsraten. Die Ablation betrug 1997 und 1998 rund 7 cm. Die Gleichgewichtslinie des *Eyjafjallajökull* liegt bei ungefähr 1100 m üNN.

Zusammengefasst ist *Gígjökull* ein temperierter Gletscher, d.h. dass Eis unterhalb des Druckschmelzpunktes hier keine Rolle spielt.

Abb. 2 Island mit seinen Eiskappen und das Untersuchungsgebiet in Süd-Island (*Eyjafjallajökull* und *Mýrdalsjökull*).

3. Methodik

Um den Einfluss einer Übertiefung unter dem Gletscherzungenende auf das Fließverhalten des Gletschers zu quantifizieren und das allgemeine Fließmuster zu untersuchen, wurden die verschiedenen Merkmale des Gletschers berücksichtigt, die das Fließverhalten widerspiegeln oder beeinflussen. Zu diesem Zweck wurden während jeweils zwei Wochen Feldarbeit im Juni/ Juli 1997 und Juli 1998 Eisradar-Messungen (2 Längsprofile; 8 Querprofile; Abb. 4 u. 5) durchgeführt und die Fließgeschwindigkeit an 4 Deformationsnetzen (*strain-nets*; Abb. 4) und 4 Querlinien (*transects*) mit Hilfe eines E.D.M.s (Electronic Distance Measurer) gemessen. Darüber hinaus wurde die Gestalt der Eisoberfläche untersucht (Eisfall, Gletscherspalten, Ascheschicht, Schmelzwasserkanäle, Conduits etc.) sowie Spannung (*stress*) und Dehnungsraten (*strain rates*) berechnet.

Die angewandten Methoden für die Feldarbeit wurden in der diesem Beitrag zugrunde liegenden Arbeit in aller Ausführlichkeit diskutiert und sollen an dieser Stelle nur, wo nötig, genauer erklärt werden:

I.) Die **Fliessgeschwindigkeit** wurde mit E.D.M (Electronic Distance Measurer)-Einmessungen von ins Eis gebohrten Messlatten errechnet. Zu diesem Zweck wurden Deformationsnetze (*strain nets*) verschiedener Form (Dreiecksform oder Diamantform) an verschiedenen Stellen der Gletscherzunge platziert. Zur Analyse der Daten wurden auf der Grundlage von Luftbildauswertungen aus den Jahren 1947, 1989 und 1994[2] vier verschiedene Zonen auf der Gletscherzunge ausgewählt (Abb. 3; Site 1-4).

Um die Fliessgeschwindigkeit über das Querprofil der Gletscherzunge hinweg zu untersuchen, wurden zusätzlich zu den *Strain Nets* vier quer verlaufende Reihen Stöcke in das Eis gebohrt, die der Lage der Eisradar-Querprofile a, c, e und g in Abb. 5 und 6 entsprechen.

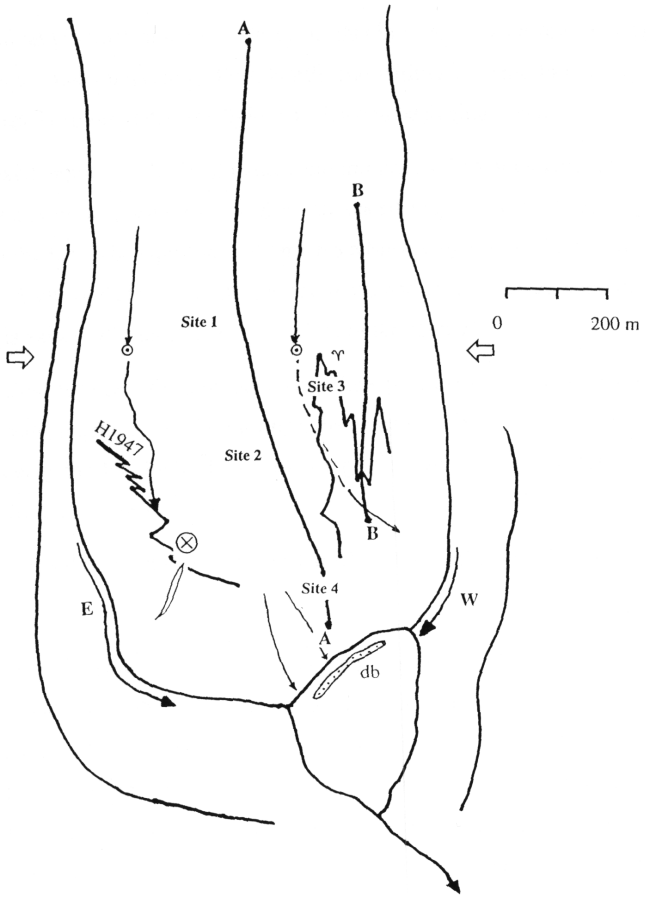

Abb. 3

Untersuchungsgebiet auf *Gígjökull* mit eingezeichneter Lage der vier *Strain Nets* (**Site 1-4**) und den beiden Eisradar-Längsprofilen **A** und **B**.

Das Ascheband der *Hekla-1947-tephra* (**H1947**) und der Verlauf der supra-glazialen Schmelzwasserkanäle ( ) sowie die wichtigsten Gletschermühlen (▪) sind eingezeichnet.

Gletscherabwärts von etwa der Höhe des oberen Endes der zwei Seitenmoränen treten besonders viele versiegte Entwässerungsröhren auf (*conduits*) ( ). Die beiden ‚aktiven' Gletschermühlen liegen etwa auf gleicher Höhe. **E** und **W** stellen die beiden Schmelzwasserkanäle dar, die an beiden Seiten etwa auf halber Höhe zwischen der Wetterstation und dem See gefunden wurden. Sie könnten eine Fortsetzung des supra-glazialen Schmelzwasserkanals sein. Zusätzlich eingezeichnet ist an der Ostseite die 'Moulin of Death' (⊗) ('Gletschermühle des Todes') und ihr cannyonartiger Graben ( ). Vor der Gletscherzunge liegt die 'Barriere' (**db**).

Das Zeichen ♈ markiert die Stelle, an der Wasser unter hydrostatischem Druck in Fontainen von 1-2 m aus dem Eis gedrückt wurde. (Vgl. Abb. 8)

[2] Das auf diesen Luftbildern zutage getretene Asche-Band deutete auf nicht uniformen Eisfluss über den Gletscher hinweg hin; insbesondere die Westseite deutete durch die komplexe Faltung der Schicht ein anomales und sehr kompliziertes Fliessmuster an. Drüber hinaus schien der Eisfluss an diesem Punkt zu divergierte.

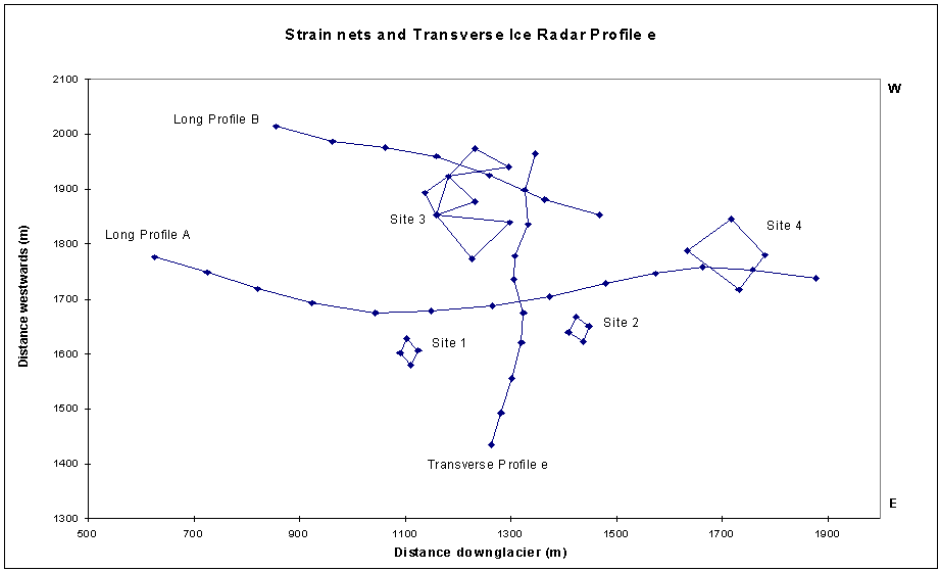

Abb. 4 Position der Strain-Nets, Längsprofil **A** and **B** sowie Querprofil ***e*** in Relation zueinander.

II.) Die **Deformation** wurde durch die Analyse der Strain-Net-Daten ermittelt. Um die Deformations-/ Dehnungsraten innerhalb der Oberflächenschicht des Gletschers zu ermitteln, wurde die Bewegung der Messlatten eines *Strain Net*s zueinander aufgezeichnet. Die Verwendung verschieden großer Netze sollten dabei dazu dienen von großen auf kleine Gebiete herunter zu skalieren, sodass sowohl weiträumige als auch kleinräumige Deformation beobachtet werden konnte.

Ist die Eisdicke mit dem Eisradar bestimmt worden, kann die Spannung (*stress*) nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$\tau = \rho * g * h * \sin \alpha$$

wobei τ die Scherspannung ist, ρ die Eisdichte (ca. 900 kgm^{-3}), **g** die Erdbeschleunigung (9,81 ms^{-2}), **h** die Eismächtigkeit (m) und α der Neigungswinkel der Eisoberfläche, gültig für kleine Felsbettgradienten. Bei einer Eismächtigkeit von **h** = 100 m betrüge die Normalspannung folglich ~882,9 kPa, und für **h** = 100 m bei α = 6° betrüge die basale Scherspannung ~92 kPa.

Generell wird das Gletscherfließen am besten durch das GLENsche Fließgesetz, von NYE (1957) erstmals auf Gletscher angewandt, beschrieben. Die Dehnungsrate (*strain rate*)[3] kann demzufolge nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$\varepsilon' = A * \tau^n$$

wobei ε' die Dehnungsrate (*strain rate*), **A** und **n** Konstanten und τ die Scherspannung darstellt. **A** ist eine Konstante, die mit der Temperatur des Eises, der Orientierung der Kristalle, der Unreinheiten des Eises (u.v.m.) und der effektiven Scherspannung verbunden ist, und **n** ist ein Exponent mit einem Durchschnittswert von 3. Der erste Wert **A** sinkt mit abnehmender Eistemperatur rapide, was zeigt, dass das Eis umso weniger deformierbar ist, je kälter es ist.

[3]Generally $\varepsilon'_{xy} = A\ \tau^n_{xy}$ with τ effective stres as defined by second invariant of stress deviator tensor. (PATERSON, 1994)

III.) Die Eismächtigkeit wurde durch **Eisradarmessungen** (*RES* / *radio-echo sounding*) ermittelt und damit Spannung und Deformationsraten berechnet. Insbesondere dienten die Daten der näheren Untersuchung des Gebietes, das der vermuteten Übertiefung unterliegt und seiner graphisch Darstellung. Das Konzept des RES (radio-echo sounding) beruht auf der Tatsache, dass elektromagnetische Wellen durch Eis wandern können und vom Felsbett reflektiert werden. Gute Übersicht über die Grundlagen der Fortpflanzung und Reflexion von Radiowellen können bei ROBIN *et al*. (1969), SMITH & EVANS (1972) und BOGORODSKY *et al.* (1985) gefunden werden.

Die Eismächtigkeit wird errechnet durch:

$$z = ut_2 / 2$$

wobei **z** die Eisdicke, **u** die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Eis und t_2 die Laufzeit für zwei Wege ist (hinab aufs Felsbett und wieder hinauf an die Eisoberfläche!).

Zur genauen Positionierung der Eisradarmessungen wurde ein Magellan GPS (*Differential GPS)* verwendet und die gewonnenen Daten mit der jeweiligen Eisradarmessung verknüpft.

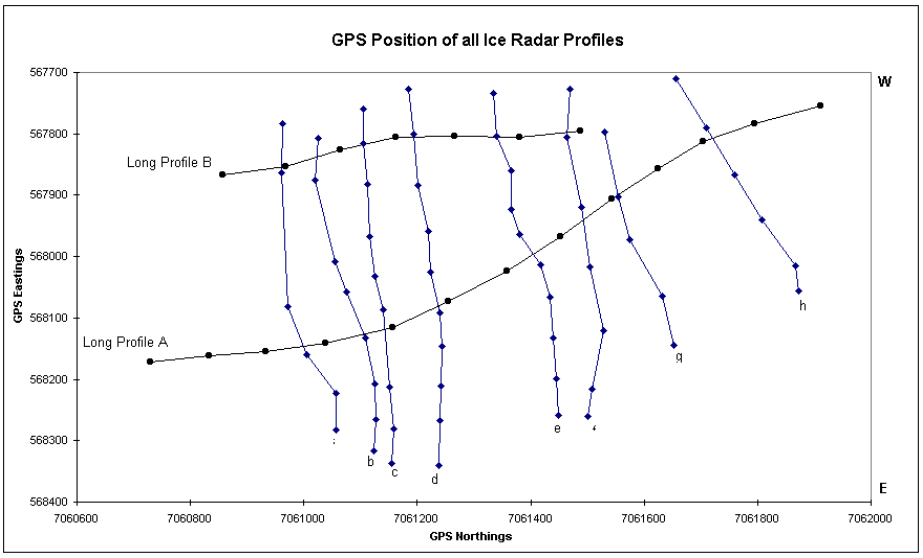

Abb. 5 GPS-Position aller Eisradar-Profile.

Auf *Gígjökull* wurden **Quer- und Längsprofile** über den Gletscher gezogen. Dabei wurde darauf geachtet, dass die Profile möglichst an vielen Stellen die Deformationsnetze schnitten, um auf diese Weise die Topographie des Gletscherbettes ober- und unterhalb der *strain nets* bestimmen zu können und gleichzeitig die Deformationsraten berechnen zu können. Parallel zum Längsprofil entlang der Mittellinie des Gletschers, wurde an seiner westlichen Flanke ein etwas kürzeres Profil erstellt, das durch die kompliziert gefaltete Tephra-Schicht („Weihnachtsbaum-Form“) verlief um damit Informationen über die Entstehung dieses Musters zu erhalten. Zur Erstellung mehrerer Querprofile wurden entlang der Querreihe, an den Deformationsnetzen und an zusätzlichen Messpunkte Eisradar-Messungen vorgenommen. Das Ergebnis ist eine grobe Darstellung der Gletscherbett-Topographie, die mit der Gletscheroberflächen-Topographie und dem Fließmuster des Eises verglichen werden kann. Dennoch müssen die Messwerte zur richtig Interpretation mit anderen Daten verglichen werden (z.B. Bohrlochtiefe, Oberflächenmorphologie wie Gletscherspalten und die umgebende Topographie).

III.) Die **Neigungswinkel** der Eisoberfläche wurden gemessen, um die Dehnungsraten (*strain rates*) zu berechnen. Um die bestmögliche Messgenauigkeit zu erhalten, wurden die Winkel an zwölf verschiedenen Stellen berechnet, drei Stellen in jedem *Strain Net.*

IV.) Neben der Messung der Neigungswinkel wurde als Nebenprojekt die **Ablation** sowohl um die Messlatten herum als auch in einem ausgewählten Versuchsfeld gemessen. Dabei wurde die Positionsveränderung der Messlatte bei der Berechnung der Gesamtablation berücksichtigt. Die Ergebnisse der Ablationsmessung wurden verwendet um die Daten des Gletscherfließens abzusichern und um die lokalen klimatischen Gegebenheiten genauer zu erfassen.

V.) Die **Verteilung von Gletscherspalten und Schutt** auf dem Gletscher wurden im Feld kartiert und Karten auf der Basis von Luftbildern erstellten, um diese später mit der Felsbetttopographie zu korrelieren. Da Gletscherspalten die offensichtlichsten Indizien für Zugspannung im Eis sind, wurden sie zur Beurteilung der Gesamt-Spannungsverteilung im Gletscher herangezogen. Gletscherspalten rangieren in ihrer Weite normalerweise zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern. Die für die Spaltenbildung verantwortlichen Zugspannungen sind besonders an Gefällsknicken, bei Fließgeschwindigkeitsunterschieden gegen den Gletscherrand hin und im Bereich der auseinanderfließenden Zunge stark. So entstehen Quer-, Rand-, Längs- und Radialspalten. Das plastisch fließende, innere Gletschereis ist spaltenfrei.

VI.) Schließlich wurden **Luftbildphotos** aus den Jahren 1947 und 1989 analysiert und eine geomorphologische Kartierung vorgenommen (Gletscherspaltenverteilung, Gletschermühlen, Schmelzwasserkanäle, versiegte englaziale Kanäle/ Conduits, Schuttbänder, Asche-Band). Dies diente der qualitativen Interpretation der „sichtbaren“ Eigenschaften des Gletschers. Die auf diese Weise gewonnen Karten erlauben klare Aussagen über die Formen und Prozesse in der Landschaft, die für das jeweilige Untersuchungsgebiet charakteristisch sind und helfen sowohl Anomalien zu erklären als auch Phänomene deutlich zu machen, die noch nicht direkt bewiesen werden können, sei es mangels adäquater Ausrüstung oder natürliche Hindernisse (z.B. Beobachtungen in/ von englazialen Kanälen).

4. Ergebnisse der Untersuchungen und Diskussion

Das Fliessmuster des Gletschers ist typisch für das von Auslassgletscher und exemplarisch für Gletscher, die in weichem Sediment wie das des Markarfljót-Tales enden. Im Großen und Ganzen zeigt der Gletscher darüber hinaus das Verhalten eines typisch maritimen Gletschers, auch wenn sich einige ungewöhnliche Muster ausmachen lassen.

Die Frage, ob der Einfluss von zungennaher Übertiefung auf das Fliessverhalten des Eises quantifiziert werden kann oder nicht, lässt sich nicht ganz leicht beantworten. Unabdingbar dafür ist der Beweis eines übertieften Gebietes wie es von SPEDDING (1997) vorgeschlagen wurde. Unter Berücksichtigung sämtlicher vorhandener Datensätze wurde versucht, diese Vorstellung zu verifizieren. Trotz der zahlreichen Stärken der Eisradarmessungen, dürfen die hier präsentierten Ergebnisse augrund der beträchtlichen Schwächen der Methode nur als vorläufig betrachtet werden. Auf jeden Fall kann bestätigt werden, dass es in der Tat starke Hinweise für eine Übertiefung unter der Gletscherzunge *Gígjökull*s gibt. In großen Teilen des Gletschers (längst aber nicht in allen) besteht eine enge Korrelation zwischen Fliessgeschwindigkeiten an der Gletscheroberflächen und den Eisradarmessungen (Abb. 6

und Abb. 7). Gleiches gilt für den Einfluss der Felsbettform auf die Eisoberflächenmorphologie: während er in einigen Fällen sehr stark ist, kann er an anderen Stellen kaum bestätigt werden. Daraus folgt, dass das genaue Ausmaß des Einflusses einer Übertiefung nicht eindeutig aus den gewonnen Daten nachgewiesen erden kann.

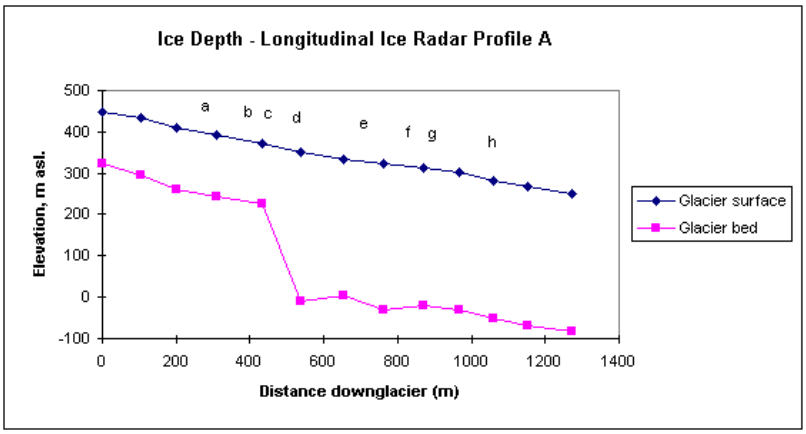

Abb. 6a Eisradar-Längsprofil A, Querprofile markiert mit a-f.

Die Eisradar-Messungen ergaben eine Eisdicke von 120 m im oberen Teil der Gletscherzunge (kurz unterhalb des Eisfalls), gefolgt von einem flacheren Teil mit einer Mächtigkeit von weniger als 100 m (evt. Die ‚Eisfall-Übertiefungs-Kante' oder ein großes Hindernis auf dem Felsbett). Daran schloss sich ein steiler Abfall im Gletscherbett an, der nahe des Gletscherzungenendes schließlich in eine Senke mündete, die von 300 m Eismächtigkeit bedeckt war (vgl. Abb. 6a). Der Einfluss der zungennahen Übertiefung konnte somit quantifiziert werden. Da es den Rahmen dieses Beitrages sprengen würde, muss in Hinblick auf die umfassende Diskussion der Eisradartechnik und ihrer Daten auf die Originalarbeit verwiesen werde (www.gletscher.net). Es soll hier jedoch noch einmal wiederholt werden, dass die Genauigkeit der Messwerte in Fig. 5a,b insbesondere durch die Schwächen der Interpretation der Radiowellen begrenzt wird.

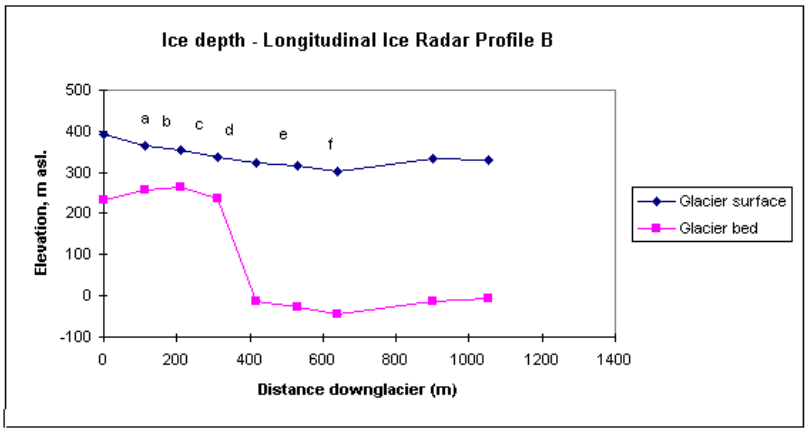

Abb. 6b Eisradar-Längsprofil B, Querprofile markiert mit a-f.

Mithilfe der Eisdicke konnten die Spannung (*Stress*) und die Dehnungsraten (*Strain rates*) berechnet und Unterschiede in der Fließgeschwindigkeit zwischen zungennahen und gletscher-mittigen Gebieten festgestellt werden. Obwohl der Gletscher im allgemeinen das für einen Talgletscher erwartete Fließverhalten aufwies, konnten einige Anomalien beobachtet werden. Zunehmende Werte wurden beispielsweise beim Anstieg des Felsbettes registriert und durch Gletscherspalten an der Eisoberfläche bestätigt (Abb. 6). Bei diesem Anstieg kann es sich entweder um ein singuläres Hindernis im Gletscherbett

handeln (der Verlauf der Gletscherspalten spricht dagegen) oder einen Rücken, der quer unter der Gletscherzunge hindurchläuft (vom Eisradar teilweise bestätigt).

Im allgemeinen wurden die Deformationsnetze in Längsrichtung zusammengequetscht (= longitudinale Kompression) und seitwärts gestreckt. Der Gletscher fließt in der Mitte wie erwartet am schnellsten und zeigt longitudinale Kompression und laterale Extension an seinem Zungenende. Dies wurde bestätigt durch das Muster der Gletscherspalten und der Ascheschicht (nach oben gekippt), die ein ungewöhnlich starkes, kompressives Fließen an der Gletscherzunge zeigten und damit auf ein konkaves Gletscherbett hinweisen. Ebenfalls bestätigt wurde dies von berechneter Spannung und Dehnung.

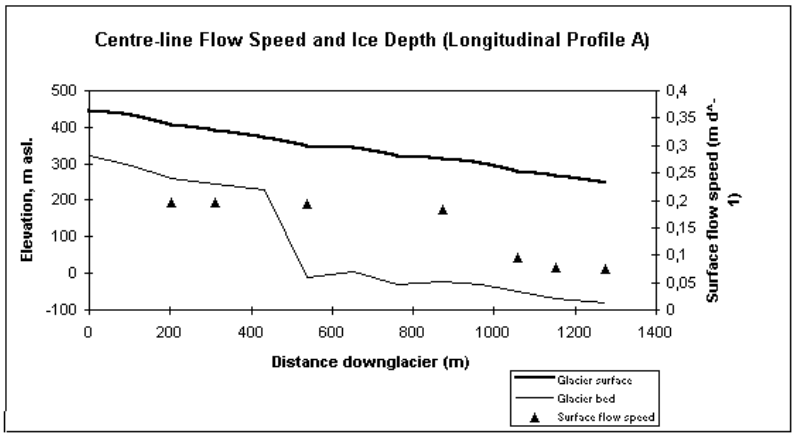

Abb. 7 Durchschnittliche Eisoberflächengeschwindigkeit entlang der Mittellinie des Gletschers.

Aus der **Ascheschicht** der *Hekla*-Eruption 1947 konnten interessante Rückschlüsse gezogen werden. In Übereinstimmung mit dem allgemeinen Fliessmuster des Gletschers, zeigte die aus dem Eis heraus gearbeitete Tephra-Schicht zum Gletscherende hin eine konvexe Form (die „Lücke“ durch die der Gletscher in den See kalbt ausgenommen, da hier die Asche bereits ausgewaschen ist, ein Indiz für höchste Fliessgeschwindigkeiten entlang der Mittellinie des Gletschers!). Die zutage tretende Ascheschicht wird im Bereich des Gletscherendes unter einem Winkel von beinah 75° nach oben gedreht (natürliche Rotation beim Transport durch den Gletscher!) und bestätigt zusammen mit der Schichtung des Eises, das durch die Gletscherspalten widergespiegelte kompressive Fliessen. Definitiv kann der **Eisfall** aber als treibende Kraft der Gletscherbewegung bezeichnet werden, und beide, sowohl das Muster der Gletscherspalten als auch die Aschelage deuten auf eine große Senke, d.h. Übertiefung, unterhalb des Gletscherzungenendes hin, die von einem steil nach oben ansteigenden *Riegel* begrenzt wird.

Feldbeobachtungen zeigten außerdem ein ungewöhnliches **Entwässerungsmuster**: zwei Schmelzwasserrinnen auf der Gletscheroberfläche flossen zum Eisrand hin (kurz unterhalb des Eisfalls), Fontänen schossen aus dem Eis, und abgeschlossene englaziale Röhren (*conduits*) traten in großer Häufigkeit in diesem Teil des Gletschers auf (Abb. 3 und Abb. 8). Zusammen könnten sie Hinweis für ein ‚Herausquetschen‘ des Schmelzwassers zum Rand hin sein, wo der Gletscher in die Übertiefung fließt (d.h. wo der hydrostatische Druck ansteigt). Das subglaziale Entwässerungsmuster könnte somit für Anomalien im Fließverhalten verantwortlich sein. Obwohl letzteres in dieser Arbeit nicht untersucht werden konnte, wird zum Schluss ein vereinfachtes Modell für ein ‚Eisfall-Übertiefungsregime‘ vorgeschlagen. Wie bereits festgestellt wurde, scheint Schmelzwasser einen erheblichen Einfluss auf die Gletscherdynamik von *Gígjökull* zu haben, der stark von der Übertiefung geprägt wird.

Um eine Vorstellung von den möglichen Wegen für das Schmelzwasser zu geben und eine Erklärung für den Übertiefungs-Prozess, stelle ich an dieser Stelle eine **Hypothese** für Auslassgletscher von Eiskappen auf, die in relativ weiches Sediment enden. Diese wird zur Bestätigung noch weitere Untersuchungen bedürfen. Der Vorgang der Übertiefung kann in folgende drei Phasen unterteilt werden (Abb. 9):

Abb. 8 Wasserfontaine die unter hydrostatischem Druck bis zu 2 m aus dem Eis schoss.

a) Zu Beginn fließt der kleine Auslassgletscher von der Eiskappe aus in das Tal mit relativ weichen zugleich aber auch noch sehr dünnen Sediment. Schmelzwasser entwässert subglazial und abradiert das Felsbett. Schutt, sowohl vom Gletscherbett als auch von Felsstürzen, wird daher am Gletscherbett transportiert und erhöht auf diese Weise das Erosionspotential des Gletschers. Große Mengen Sediment werden im proglazialen Bereich auf dem Talboden abgelagert, was dessen Mächtigkeit dementsprechend erhöht.

b) Im nächsten Stadium beginnt der Gletscher das kleine Trogtal auszuschürfen. Das Eis wird dicker, da die abgelagerten Sedimente des Talbodens eine ungehinderte longitudinale Ausdehnung des Gletschers verhindern. Damit beginnt der Gletscher zu übertiefen. Dieser Prozess wird begleitet von einer Anhebung des ehemals subglazialen Schmelzwasserkanäle, denn das Wasser immer den kürzesten Weg zu einem niedrigeren Niveau hin nimmt. Dadurch wird weniger Gesteinsschutt subglazial transportiert, wesentlich mehr hingegen in englazialen Schmelzwasserröhren, deren Entwässerung höchst effizient ist. Gleichzeitig mit der zunehmenden Eismächtigkeit über der einer Übertiefung unterliegenden Zone steigt der Wasserdruck erheblich an, und Schmelzwasser wird seitlich zu den Rändern hin ‚herausgequetscht'. [Diese Vermutung wurde durch zwei Schmelzwasserkanäle an der Gletscheroberfläche belegt. An die Ränder transportiertes Geröll wies auf glazi-fluvialen Transport (sehr gerundet) hin. Vgl. Abb. 3] Die Schuttanlieferung zum Eisrand hin muss in diesem Stadium bereits sehr effizient sein und führt zur Ablagerung und Akkumulation großer Mengen Geröll vor der Gletscherzunge. Die Folge ist der Aufbau einer großen Endmoräne, die ein Vorrücken des Gletschers zu behindern beginnt, mit dem Effekt, dass dieser umso schneller an Eismächtigkeit gewinnt.

c) Schließlich werden ungefähr ¾ des Gesteinsschuttes zur Moräne hin transportiert und nur noch ¼ erreicht das Tal (Schätzung von DUGMORE / SPEDDING, 1997), d.h. die Moräne nimmt schneller an Höhe zu als das Sediment des Talbodens an Mächtigkeit. Belegt ist bereits, dass letzteres sich in den letzten Jahrhunderten bemerkbar um einige hundert Meter erhöht hat.

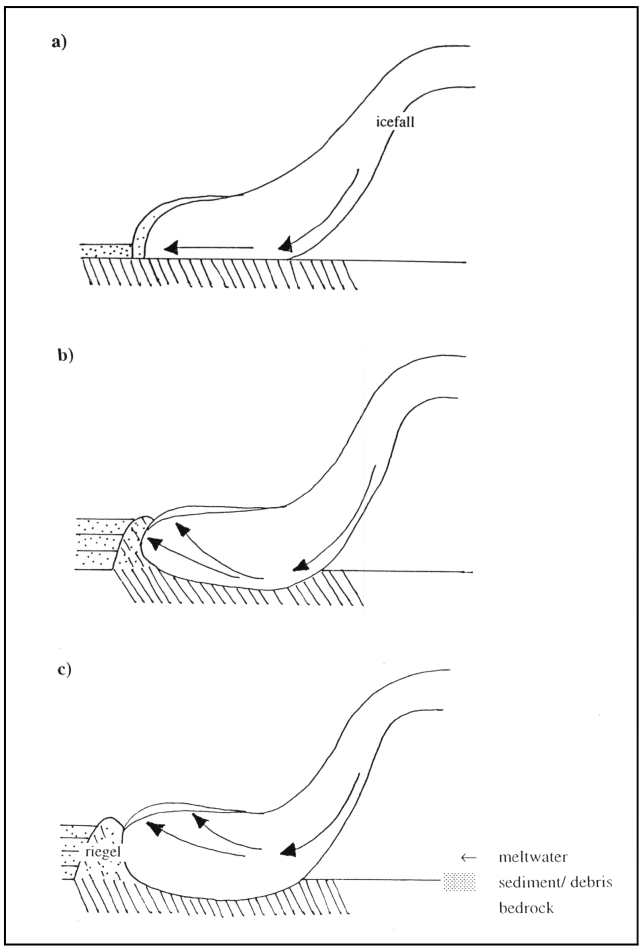

Abb. 9 Vereinfachtes Modell des Eisfall-Übertiefungs-Regimes. a) Anfangssituation. B) Zunehmende Mächtigkeit der Gletscherzunge bei gleichzeitiger Erhöhung des Talbodens; damit eine relative Übertiefung zusätzlich zur natürlichen Ausschürfung, begleitet von randlicher Sedimentablagerung. C) Anhebung der ehemals subglazialen Schmelzwasserkanäle und Wechsel zu einem englazialen Entwässerungssystem.

Um einen weiteren Hinweis für die obige Hypothese zu geben, sei an diese Stelle noch ein Vergleich zwischen *Gígjökull* und dem benachbarten *Steinhóltsjökull* angestellt. Während *Gígjökull* direkt in das Markarfljót-Tal fließt, wird *Steinhóltsjökull* an seiner Ostseite (talaufwärts) von einem ‚Riegel' geschützt. Dies Bedeutet, dass außer gletschereigenem Sediment kein zusätzliches Sediment vor dem Gletscherzungenende akkumuliert werden kann. Dies führt dazu, dass sich der Talboden hier nicht wie im Gletschervorfeld *Gígjökulls* anhebt und *Steinhóltsjökull* deshalb auch nicht übertieft. Im Gegenteil, seine Sedimente werden in das Tal herausgewaschen und erst vor der Gletscherzunge von *Gígjökull* abgelagert.

Entlang des Markarfljót-Tales kann angenommen werden, dass das Sediment der Gletschern, die weiter oberhalb in das Tal münden, ausgewaschen oder zumindest weiter

talab transportiert wird. Dies führt zu einer noch schnelleren Mächtigkeitszunahme des Talbodens zum Talausgang hin. Da *Gígjökull* talab einiger anderer Gletscher liegt, ist das Sediment vor dem Ende seiner Gletscherzunge noch dicker als im übrigen Tal und unterstützt den Prozess der Übertiefung. Diese Vorstellung könnte den ausgesprochen komplexen Prozess und die ungewöhnlich hohe Seiten-Endmoräne erklären. Sie zeigt aber vor allem, dass Prozess und Form miteinander verbunden werden müssen.

5.) Zusammenfassung und Ausblick

Die Untersuchung des Fliessmusters auf dem Gletscher *Gígjökull* hat im allgemeinen die für einen Talgletscher erwartete Situation gezeigt, auch wenn sich an diesem kleinen Auslassgletscher viele Anomalie finden. Die Messung der Deformation an der Eisoberfläche, die Eisradaraufzeichnungen der Eismächtigkeit über weite Teile der Gletscherzunge und die Kartierung der sichtbaren Parameter an der Gletscheroberfläche haben einen Einblick in die Gletscherdynamik möglich gemacht. Viele Fragen bleiben offen bezüglich der genauen Bedingungen, die Spannung (*stress*) und Dehnungsraten (*strain rate*) und damit die Eisbewegung steuern. Jedoch hat sich gezeigt, dass es möglich ist den Einfluss einer Übertiefung unter dem Gletscherzungenende (*near-snout overdeepening*) zu quantifizieren. Um eine genauere Vorstellung der subglazialen Topographie und ihres Einflusses auf die Eisbewegung zu erhalten, wäre es in einem weiteren Schritt sinnvoll ein dreidimensionales Geländemodell des Gletscher zu erstellen sowie ein dreidimensionales Modell der Gletscherbewegung, wie es erst vor kurzem von HUBBARD *et al*. (1998) erstmals erstellt wurde. Ein solches Modell könnte dann mit den gesammelten Felddaten des Gletschers verglichen werden und dabei helfen seine Dynamik zu determinieren.

Die übermäßige Ausschürfung unterhalb des Zungenendes von *Gígjökull*, scheint einen erheblichen Einfluss auf zahlreiche Komponenten des Gletschers auszuüben: sowohl die Eisdicke (und somit Spannung und Dehnungsraten), das Fliessregime (d.h. besonders kompressiv) und das subglaziale und englaziale Entwässerungsmuster als auch der Schutttransport durch den Gletscher hindurch und Ablagerung auf der Moräne (und somit das Aufbauen der hohen Seiten-Endmoräne an *Gígjökull*, die wiederum das Fliessverhalten des Eises beeinflusst).

Wie wir von der Untersuchung verschiedenen Parameter, die den Gletscherfluss bestimmen, ersehen können, ist die Beziehung zwischen Form und Prozess gegenseitig. Auf der einen Seite führen bestimmte Prozesse zu entsprechenden Formen in der Landschaft wie subglaziale Erosionsformen oder Akkumulationsformen im Gletschervorfeld, auf der anderen Seite können diese Formen ihrerseits Prozesse wie die Gletscherbewegung beeinflussen, indem sie deren Einflussgebiete begrenzen. Diese Beziehung kann positiv oder negativ sein (Vgl. Kapitel 1 der Originalarbeit).

Die Übertragung des gewonnenen Wissens über die Prozesse in heutigen Gletschern auf die Vergangenheit ist naheliegend und erlaubt es uns vergangene Ereignisse zu rekonstruieren. Dies ermöglicht es uns, die Umstände, unter denen ehemalige Entwicklungen stattgefunden haben näher zu bestimmen sowie das Verhalten von Gletschern in ähnlichen topographischen und klimatischen Situationen wie *Gígjökull* vorherzubestimmen (d.h. Plateau-/Tal-mündende Gletscher in weichem Sediment). Der einzige Gletscher auf Island, von dem bekannt ist, dass er sich in ähnlicher Weise wie *Gígjökull* verhält, ist *Kviarjökull* (Island). Es scheint allerdings wahrscheinlich – wenn wir den weiteren wissenschaftlichen Kontext betrachten – dass wir das gewonnene Wissen auf

andere Plätze der Erde wie beispielsweise viele Auslassgletscher auf Grönland anwenden können, was weiteren Untersuchungen besondere Bedeutung zukommen lässt.

In Hinblick auf *Gígjökulls* Sensitivität gegenüber Wandel hat diese Arbeit die höchst veränderlichen Prozesse innerhalb des Gletschers gezeigt, aber auch, dass die Charakteristika, die heute an *Gígjökull* beobachtet werden, nur erklärt werden können, indem heutige und vergangene Veränderungen[4] in Hinblick auf die umgebende Landschaft, d.h. Veränderungen in Zeit und Raum, berücksichtigt werden. Dies verbindet Prozesse und Landschaftsformen miteinander und hilft uns die weitreichenden Konsequenzen solch gegenseitiger Beziehungen zu verstehen. (Hier: Endmoräne = Form; Übertiefung (*overdeepening*)/ Eisfluss = Prozess). Weitere Forschung auf diesem Gebiet ist erforderlich, um einen genaueren Einblick in die Mechanismen und die Implikationen einer „zungenendnahen" Übertiefung zu geben. Außerdem bedarf es weiterer Untersuchungen, sowohl um genaue Informationen über das Ausmaß der Übertiefung als auch die Bedeutung des subglazialen Entwässerungssystems zu gewinnen, damit ihr Einfluss auf das Fließverhalten von Gletschern bestimmt werden kann. Die subglaziale Hydrologie bleibt somit vorläufig das „schwarze Loch" in der Gletscherforschung und sollte in Zukunft besondere Berücksichtigung finden. Obwohl es extrem schwierig ist Daten über die derzeitigen Bedingungen unter und in Gletschern zu gewinnen, müssen die Anstrengungen auf die Erforschung der subglazialer Entwässerungsnetze gerichtet werden. Es scheint zunehmend wichtig zu werden, den Focus der Untersuchungen auf die Beziehung zwischen den Prozessen im Eis, dem Wasser und den Transportmechanismen von Gesteinsschutt zu legen. Trotz des fehlenden Einblickes in die Dynamik der subglazialen Hydrologie, haben derzeit besonders HUBBARD *et al*. (1998) und SHARP *et al.* (1993) gute Arbeit in Hinblick auf die Hydrologie von Gletschern geliefert.

Persönlich würde ich eine Ausweitung dieser Arbeit begrüßen, um unser Wissen über *Icefall-Overdeepening*-Systeme, und respektive die Erhöhung der Talbodenmächtigkeit, zu verbessern. Abschließend bleibt somit nur noch zu resümieren, dass weitere Arbeit erforderlich ist, um die vielfältigen Aspekte, die in dieser Diplomarbeit berührt wurden zufriedenstellend zu untersuchen.[5]

[4] z.B. durch Klimaveränderungen hervorgerufene, oder kurzfristige Ereignisse wie Felsstürze, Jökullhaups, etc.

[5] Angeregt wurde diese Arbeit durch den *Fieldwork Course 1997* (University of Edinburgh), währenddem ich zum erstenmal auf *Gígjökull* arbeitete. Zu diesem Zeitpunkt beschloss ich das begonnene Projekt auszubauen und genauere Untersuchungen vorzunehmen. Es war insbesondere Nick SPEDDINGs Doktorarbeit (1997), die mein besonderes Interesse seine Hypothese des "Overdeepening" zu verifizieren - oder zumindest zu testen - hervorrief.

6.) Literatur

BJÖRNSSON, H. (1979): Glaciers in Iceland. –In: Jökull 29. – 74-80.

BOGORODSKY, V. V. / BENTLEY C. R. / GUDMANDSEN, P. E. (1985): Radioglaciology. – Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo.

DUGMORE, A. J. (1989): Tephrochronological studies of Holocene glacier fluctuations in south Iceland. – In: J. Oerlemans (ed.). Glacier Fluctuations and Climatic Change. – Dordrecht. – 37-55.

GLEN, J. W. (1955): The creep of polycrystalline ice. – In: Proceedings of the Royal Society London, A, 228. – 519-538.

HUBBARD, A. / BLATTER H. / NIENOW, P. / MAIR, D. / HUBBARD, B. (1998): Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. – In: Journal of Glaciology 44(147). – 368-378.

NYE, J. F. (1952): The mechanics of glacier flow. – In: Journal of Glaciology. 2. – 82-93.

NYE, J.F. (1957): The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets. – In: Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 239. – 113-133.

PATERSON, W. S. B. (1994[3]): The physics of glaciers. – Oxford. 480 pp.

ROBIN, G. de / EVANS, Q. S. / BAILEY, J. T. (1969): Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets. – In: Philos. Trans. R. Soc. London, Series A, 265(1166). – 437-505.

RÖTHLISBERGER, H. / IKEN, A. (1981): Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed. – In: Annals of Glaciology 2. – 57-62.

SHARP, M. J./ RICHARS, K. / WILLIS, I. / ARNOLD, N. / NIENOW, P. / LAWSON, W. / TISON, J-L. (1993): Geometry, bed topography and drainage system structure of the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. – In: Earth Surface Processes and Landforms 18. – 557-571.

SMITH, B. M. E. / EVANS, S. (1972): Radio echo sounding: absorption and scattering by water inclusions and ice lenses. – In: Journal of Glaciology 11(61). – 133-146.

SPEDDING, N. (1997) Meltwater controls on ice-marginal sedimentation. [Unpublished PhD theses University of Edinburgh]. – Edinburgh. 325 pp.

SUGDEN, D. E. / DENTON, G. H. / MARCHANT, D. R.. (1991): Subglacial meltwater channel system and ice sheet overriding of the Asgard Range, Antarctica. – In: Geografiska Annaler 73A(1-2). – 109-121.

SUGDEN, D. E. / JOHN, B.S. (1976): Glaciers and Landscape: a geomorphological approach. – London. 376 pp.

WELCH, B. C. / PFEFFER, W. T. / HARPER, J. T. / HUMPHREY, N.F. (1998): Mapping subglacial surfaces of temperate valley glaciers by tow-pass migration of a radio-echo sounding survey. – In: Journal of Glaciology 44(146). – 164-170.

www.gletscher.net