

MITTEILUNGEN

IAG BOKU

Institut für Angewandte Geologie

Universität für Bodenkultur Wien

Reihe: Angewandte Geowissenschaften



Vorträge 2002 - 2004

Herausgeber:

B. SCHWAIGHOFER
J.F. SCHNEIDER

Wien, Dezember 2004

MITTEILUNGEN

IAG BOKU

Institut für Angewandte Geologie

Universität für Bodenkultur Wien

Reihe: Angewandte Geowissenschaften

Heft 14

BAUGEOLOGISCHES SEMINAR

Vorträge 2002 - 2004

Herausgeber:

B. SCHWAIGHOFER

J.F. SCHNEIDER

Wien, Dezember 2004

Diese Ausgabe beinhaltet ausgewählte Vorträge des
Baugeologischen Seminars der Studienjahre 2002 - 2004

Herausgeber:

Bernd SCHWAIGHOFER, Univ.Prof.i.R.Dr.
Jean F. SCHNEIDER, o.Univ.Prof.DI.Dr.

Redaktion:

Friederike HINTERMÜLLER

IAG BOKU

Universität für Bodenkultur Wien
Department Bautechnik und Naturgefahren
Institut für Angewandte Geologie
A-1190 Wien, Peter Jordan-Str. 70

Tel. ++43-1-47654/5400, Fax /5449

gcolsck @ mail.boku.ac.at
<http://www.baumat.boku.ac.at>

Herstellung: Rieglernik Ges.m.b.H., Wien

ISSN 10 21-7533

Inhaltsverzeichnis

KAMELGER, A.	1
Erosion und Hebung - Numerische Modellierung von Landschaftsentwicklung	
HÄUSLER, H.	19
Untersuchung von Gletschersee-Ausbrüchen im Bhutan-Himalaya	
MOSER, G.	43
Arbeitsorganisation in SE-Asien - Projektentwicklung in Indonesien	
VOGEL, A.	55
Versagensfälle von Staubauwerken und deren Einfluss auf die Europäische Rechtsprechung	
SCHWEIGL, J.	67
Die Aufgaben der Landesgeologen - ein Vergleich zwischen Österreich und Italien	
HASLINGER, E.	83
Mineralogy, petrology and geochemistry of soils of the Alnö Carbonatite Complex, Sweden [Kurzfassung der Dissertation]	

Erosion und Hebung - Numerische Modellierung von Landschaftsentwicklung

Dr. Achim Kamelger

In den letzten Jahren wurde zunehmend versucht, die Dynamik von Landschaftsentwicklung mittels numerischer Simulation zu erfassen. Die Aktualität dieses Themas zeigt sich an der Vielzahl neuer Publikationen und Tagungen, die sich mit diesem Themenkreis befassen.

Ein Grund für diese verstärkte Forschungstätigkeit ist das Erkennen globaler Veränderungen durch menschliches Handeln, die nicht mehr verneint werden können. Natürliche Landschaftsformen werden durch den Menschen nachhaltig beeinflusst, ohne die mittel- und langfristige Tragweite beispielsweise einer Veränderung der Flussmorphologie oder anderer, meist unwiderruflicher, baulicher Maßnahmen zu verstehen. Der Bau von Staukraftwerken sowie die Veränderung natürlicher Abflüsse beinhaltet eine dramatische Veränderung der Sedimentmassenbilanz.

Warum sind diese Sedimentmassenbilanzen von Interesse?

Bei der Betrachtung eines Stoffflusses geht es in erster Linie um eine Beschreibung des Massentransportes, also um eine räumliche Umlagerung. Dieser Stofffluss ist mit einer Veränderung des Materials verbunden. Daher ist ein genaues Studium der beteiligten exogenen und endogenen Prozesse notwendig.

Neben die naturbedingten, globalen Umweltveränderungen treten zunehmend die von Menschen bewirkten Störungen der natürlichen Kreisläufe. Auswirkungen solcher Einflüsse sind mit dem ganz allgemeinen Begriff "*Globaler Wandel*" verbunden. Eine anthropogene Beeinflussung natürlicher Flussläufe sowie die Schaffung künstlicher Stauräume bewirken eine Verlagerung der Ablagerungsräume und damit eine Veränderung des Erosionspotentials. Es entsteht ein Ungleichgewicht. Die Folge ist eine Verlandung der Stauräume.

Ein ungeklärter Punkt im Zusammenhang mit Landschaftsentwicklungen ist die Frage, ob alpine Flüsse derzeit vornehmlich ihr Flussbett eintiefen oder ob die flächenhafte Erosion, also die Denudation, so viel (auch eiszeitliches) Material zu den topographischen Niederungen befördert, dass die Flüsse hauptsächlich mit dessen Abtransport beschäftigt sind. Das hängt damit zusammen, dass ein Fluss nur über eine bestimmte Transportkapazität verfügt. Solange diese nicht erreicht ist, wird erodiert, wird sie überschritten, wird abgelagert.

Muren zählen zu den gefährlichsten Naturprozessen im Alpengebiet. Solch große Ereignisse sind zwar selten, aber wegen ihrer bedeutenden Massenumsätze ganz wesentlich an der Formung der Landschaft beteiligt. Die landschaftsformenden Prozesse sind komplex verbunden und noch unzureichend untersucht. Im Rahmen einer Dissertation am Geologisch-Paläontologischen Institut in Basel wurde versucht diesen Themenkreis zu behandeln und mit numerischen Modellen zu untersuchen.

Ziel dieser Arbeiten war es, unser Verständnis für die komplexe Interaktion der an Landschaftsentwicklungen beteiligten Prozesse in zeitlicher und räumlicher Hinsicht zu verbessern und neue Erkenntnisse über die Auswirkungen von Klimaänderungen oder auch anthropogen veränderten Landschaftsformen zu gewinnen.

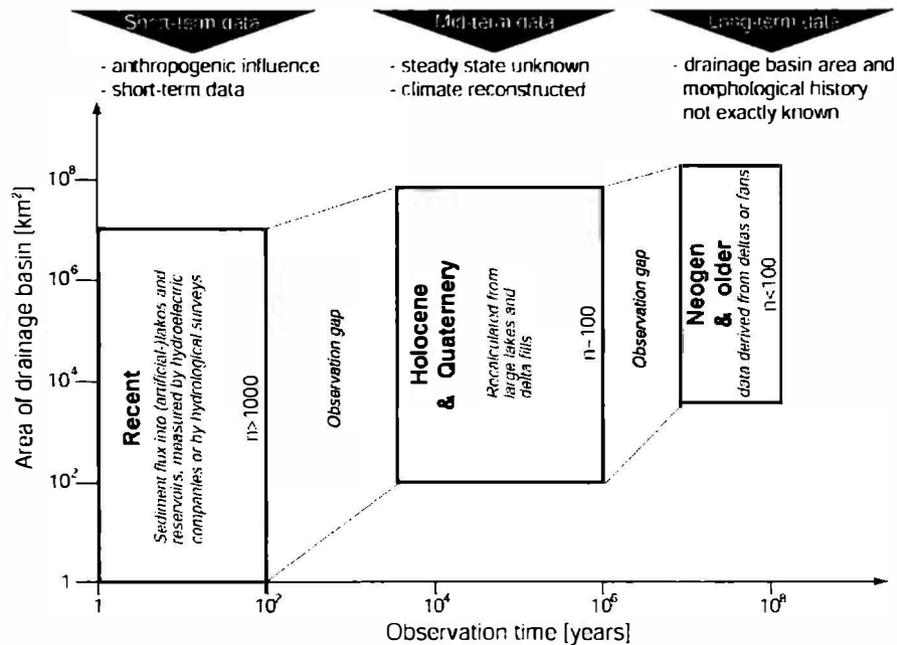
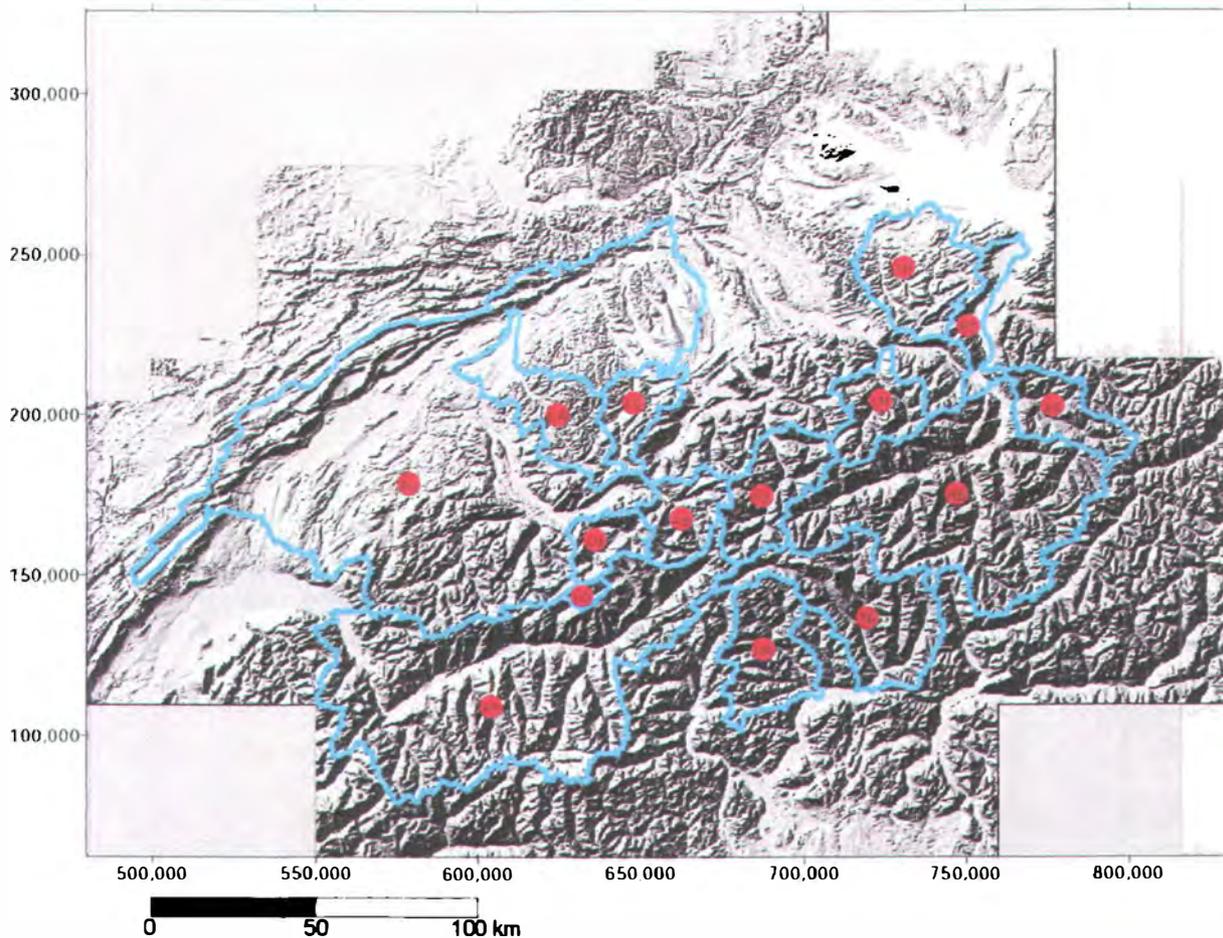


Abb. 2: In Abhängigkeit von der Größe der Einzugsgebiete sowie des Beobachtungszeitraumes können wir bei Analysen der Landschaftsentwicklung auf sehr unterschiedliche Datenbestände zurückgreifen. Zudem haben wir vielfach bei rezenten Daten eine massive anthropogene Beeinflussung.

Rezent haben wir durch kontinuierliche Messungen in den letzten Jahrzehnten eine gute Datenbasis in teilweise hervorragender zeitlicher und räumlicher Qualität. Diese Daten sind jedoch nur über einen vergleichsweise kleinen Zeitraum vorhanden. Die Daten aus Sedimentfrachtmessung in der Literatur sind weit verstreut und oft schwer zugänglich. Hinzu kommt, dass Erosionsprozesse und Massenumlagerungen vielerorts erst durch anthropogene Nutzung über das natürliche Maß hinaus verstärkt oder gar erst initiiert werden. Die gewonnenen Messungen sind dadurch stark anthropogen beeinflusst und für zeitliche Extrapolationen unbrauchbar. Für den Beobachtungsbereich über das Holozän hinaus sind sehr wenige Daten vorhanden. Ganz allgemein gilt, je weiter wir in die Vergangenheit gehen und je größer das Untersuchungsgebiet ist, desto lückenhafter und kleiner ist unsere Datenbasis, weil uns beispielsweise die Kenntnis über die räumlichen Veränderungen im Einzugsgebiet fehlen. Sind die Mechanismen unter heutigen Bedingungen nur ungenügend bekannt, so lassen sich auch keine Vorhersagen machen, welche für eine Prognose anthropogenen Wirkens heran gezogen werden könnten.

Massenbilanz und Oberflächeneigenschaften alpiner Einzugsgebiete

Um eine Vorstellung vom Ausmaß der rezenten Erosion und des begleitenden Sedimenttransportes zu bekommen, wurden Sedimentfrachtdaten von alpinen Einzugsgebieten untersucht. Ausschlaggebend für deren Auswahl war eine gute Datenbasis hinsichtlich der Sedimentschwebfracht der Flüsse. Gewählt wurden 15 Einzugsgebiete (Abbildung 3), welche zusammen etwa 82 % des schweizerischen Staatgebietes abdecken. Die Messungen in diesen Gebieten werden vom Landesamt für Hydrologie seit mehr als drei Jahrzehnten fortlaufend durchgeführt.



Selected Swiss alpine drainage basins;

*AB: Aare - Brienzwiler; AU: Aare - Untersiggenthal; EW: Emme - Wiler; KE: Kl. Emme;
 LQ: Landquart - Felsenbach; LM: Linth - Mollis; LO: Lonza - Blatten; LU: Ltschine - Gsteig;
 MA: Maggia; RS: Reuss - Seedorf; RB: Rhein - Bad Ragaz; RD: Rhein - Diepoldsau;
 RP: Rhone - Porte du Scex; TH: Thur - Halden; TB: Ticino - Bellinzona;*

Abb 3: Die 15 untersuchten Einzugsgebiete der Schweiz begrenzt durch die Wasserscheiden.

Berücksichtigt man die gesamte transportierte Sedimentmenge über einen Zeitraum von 1964 bis 1993 kann mit Hilfe der Einzugsgebietsgröße der mittlere jährliche Sedimentaustrag (Schwebfracht) der Einzugsgebiete berechnet werden. Dieser ist in der Abbildung 4 in Tonnen pro km^2 und Jahr angegeben und schwankt zwischen 40 und nahezu 1000 Tonnen pro km^2 und Jahr. Insgesamt werden 6.2 Mill. Tonnen Sediment pro Jahr durch die Hauptflüsse dieser Gebiete verfrachtet. Die Menge entspricht einer Erosionsmenge von 12 Tonnen pro Minute. Eine bessere Vorstellung von dieser Sedimentmenge erhält man, wenn diese Mengen auf größere Zeiträume übertragen werden. Bei konstant bleibender jährlicher Rate werden beispielsweise der Bodensee in etwa 21000 Jahren, der Genfersee in 48000 Jahren und der Walensee in 9000 Jahren verlandet sein (Lambert, 1986).

Suspended Sediment Discharge 1964 - 1993 In [1000 t]

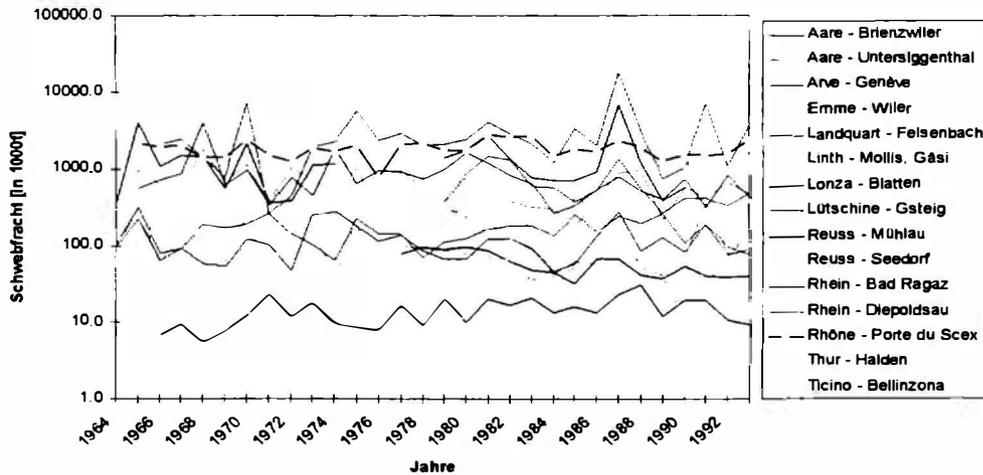


Abb. 4: Logarithmische Skala der Sedimentschwebstofffracht über knapp 3 Jahrzehnte in Flüssen der Schweiz. Die teilweise durch katastrophale Events verursachten Schwankungen in den Sedimentmengen macht eine Extrapolation für lange Zeiträume schwierig.

Aus diesen Schwebfrachtmessungen und einem allgemein sehr schwer zu bestimmenden Anteil an transportiertem Grobmaterial (bedrock), welcher jedoch mittels weiterer Daten aus dem gesamten Alpenraum auf 10-15 % des Schwebfrachtanteils geschätzt wurde, können schließlich die mittleren Denudationsbeträge der einzelnen Einzugsgebiete gerechnet werden (Abbildung 5, rote Zahlen). Sie schwanken zwischen 0.02 mm/y im Molassegebiet und 0.58 mm/y im Bündnerland. Auf die Gesamtfläche der Schweiz ergibt sich eine mittlere Denudationsrate von 0.18 mm/y. Was ist nun der Grund für diese unterschiedlichen Denudationsraten?

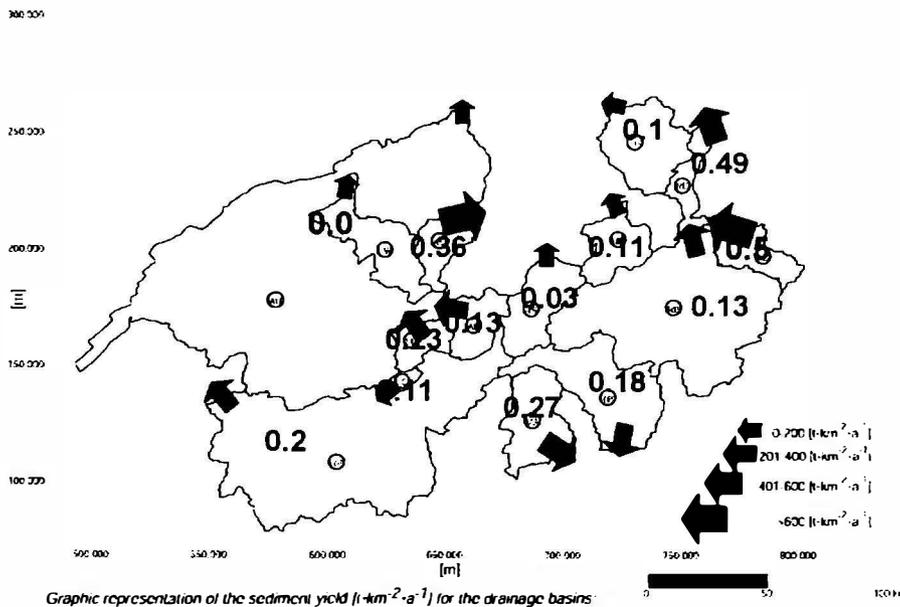


Abb. 5: Sedimentaustag aus den Einzugsgebieten in Tonnen pro Jahr und Quadratkilometer, basieren auf den Datenbestand des Landesamtes für Hydrologie der vergangenen drei Jahrzehnte. Die großen Ziffern geben die durchschnittliche jährliche Denudationsrate in den Gebieten an.

Bestimmung der Landschaftseigenschaften

Um die soeben gestellte Frage abzuklären, müssen wir untersuchen, ob eventuell die Oberflächeneigenschaften einer Landschaft für den Erosionsbetrag entscheidend sind. Das heißt, welche Informationen lassen sich direkt aus den Landschaftsformen selbst ableiten und wie lassen sich Oberflächeneigenschaften quantitativ bestimmen?

Eine Vielzahl der in den letzten Jahrzehnten diskutierten Methoden zur Beschreibung der Oberflächeneigenschaften wurde in Kamelger (2001) auf ihre Eignung zur Bestimmung des Erosionsbetrages getestet. Dazu wurde eine Reihe von morphologischen Parametern aus den Einzugsgebieten bestimmt. Zusätzlich können auch noch Daten über die lithologische Beschaffenheit des Geländes und die Hebungsraten in die Analyse mit einbezogen werden.

Einfache Verfahren, wie etwa die Bestimmung des lokalen Reliefs, welches sich aus der maximalen Höhendifferenz innerhalb einer bestimmten Fläche definiert, sagen nichts über die Genese und auch nur bedingt etwas über ihre Dynamik aus. Wir sehen nur das Ergebnis eines Prozesses.

Ein Verfahren, welches vielfach zur Darstellung der „Reife“ oder des „Entwicklungsstandes“ von Landschaftsformen heran gezogen wurde und wird, ist die Hypsometrie. Dieses Verfahren beruht auf einer kumulativen Summendarstellung der Höhenwerte im Untersuchungsgebiet und Berechnung des so genannten hypsometrischen Integrals. Es ist im Prinzip eine Histogrammverteilung der Höhen, die dadurch jeglichen räumlichen Bezug verliert und damit für jede Aussage über das Relief unbrauchbar wird, da sich beliebige Landschaften mit ganz unterschiedlichem Aussehen mit demselben hypsometrischen Integral berechnen lassen. An dieser Stelle kann dies nur an einem Beispiel für die Hypsometrie demonstriert werden (Abbildung 6). Dieses Thema ist ausführlich in Kamelger (2001) behandelt worden.

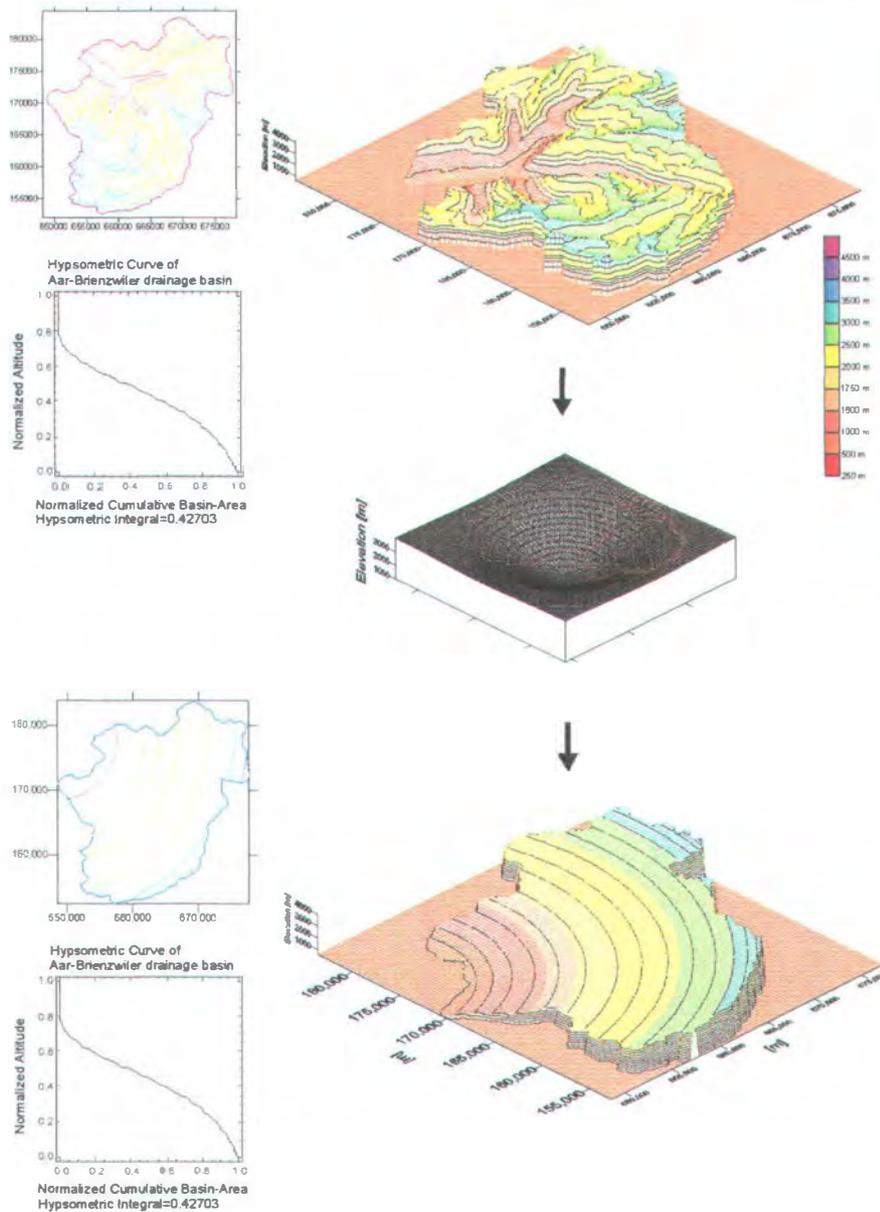


Abb. 6: Aus einem Einzugsgebiet (Aare Brienzwiler) wurde die hypsometrische Kurve und dessen Integral bestimmt. Aus einer synthetischen Topographie in Form einer Gausfunktion wurden die Umrisse des Einzugsgebietes ausgeschnitten und dessen Höhen mit den Höhenwerten der Ursprungstopographie ersetzt. Demnach erhielten die gesamten Höhen des Einzugsgebietes Aare Brienzwiler eine andere räumliche Verteilung, die aber trotz grundsätzlich anderer morphologischer Eigenschaften die gleiche Hypsometrie aufweist.

Die in der Literatur oft erwähnte Bestimmung der Landschaftsrauigkeit mittels fraktaler Geometrie ignoriert die Tatsache, dass an der Entwicklung einer Landschaft endogene und auch exogene Prozesse beteiligt sind. Diese Thematik der möglichen fraktalen Eigenschaften einer Landschaft wird in Kamelger (2001) ausführlich mit numerischen Modellrechnungen behandelt. Wir müssen nun einen Weg suchen, um die Rauigkeit einer Landschaft zu quantifizieren und bestenfalls einem Prozess zuzuordnen. Dafür wurde neben der Topographie auch die Lithologie mit in die Betrachtungen einbezogen. Die Topographie der Einzugsgebiete wurde in 200 m Höhen-Intervalle unterteilt und für jedes Intervall die mittlere Hangneigung bestimmt (Abbildung 7).

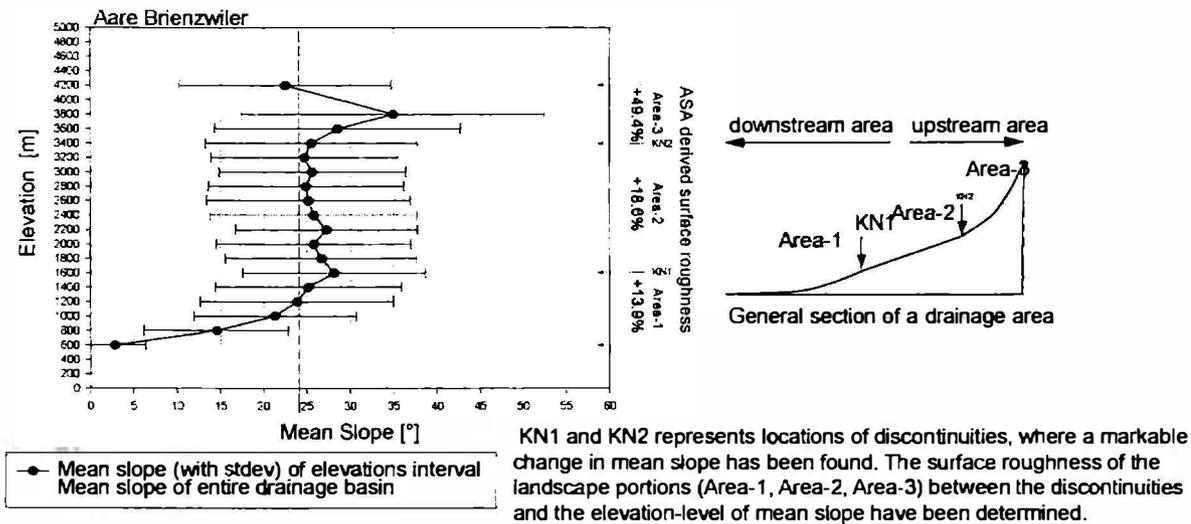


Abb. 7: Darstellung der durchschnittlichen Hangneigung in den 200 m Intervallen. Der Hauptteil der Oberflächenrauigkeit befindet sich in den höchsten Lagen (siehe Text).

Betrachtet man nun die Veränderungen der mittleren Hangneigungen als Funktion der Höhe, so können drei Abschnitte unterschieden werden. Im unteren Höhenbereich nimmt die Hangneigung schnell zu, bleibt dann aber über einen großen Höhenbereich bis 3400 m nahezu konstant und steigt in den höchsten Höhenlagen wieder auf ein Maximum von 35° an. Sämtliche Einzugsgebiete im Bereich der Süd- und Zentral-Schweiz zeigen diesen Verlauf der Hangneigungsverteilung. Diese Verteilung hat einen entscheidenden Einfluss auf den Transport von Erosionsprodukten. Berechnet man in einem weiteren Schritt für jedes Intervall die in Kamelger (2001) eingeführten Rauigkeitsquotienten aus integrierter Oberfläche und planer Einzugsgebietsgröße (active surface area; ASA), so stellt man fest, dass sich knapp 50 % der aktiven Oberfläche oberhalb von 3400 m befinden. Diese Analyse geht umso präziser, je genauer die räumliche Auflösung der topographischen Daten ist.

Rauigkeit und Lithologie

Einen großen Einfluss auf die Erosion hat auch die lithologische Beschaffenheit des Einzugsgebietes. Es wurde versucht einen Zusammenhang zwischen der Verteilung der Lithologie und Denudationsrate zu finden.

Ein nach wie vor ungelöstes Problem in diesem Zusammenhang ist die Verwitterungsresistenz von Gesteinen quantitativ zu beschreiben. Die so genannte Erosionsanfälligkeit (Erodibility) einer Lithologie beschreibt die Widerstandsfähigkeit gegenüber den verschiedenen Erosionsprozessen. Da eine Lithologie aber unter verschiedenen Klimabedingungen unterschiedlich reagiert, ist eine quantitative Bestimmung sehr schwierig. Dennoch konnten aus einer vereinfachten geologischen Karte und der geotechnischen Karte der Schweiz fünf Gesteinsklassen mit unterschiedlicher Verwitterungsresistenz abgeleitet werden.

Die Karte in Abbildung 8 stellt gelb die erosionsanfälligsten Gesteine und rot die resistenten Gesteine dar. Diese Karte ermöglicht die Verteilung der Lithologien innerhalb der Einzugsgebiete zu bestimmen.

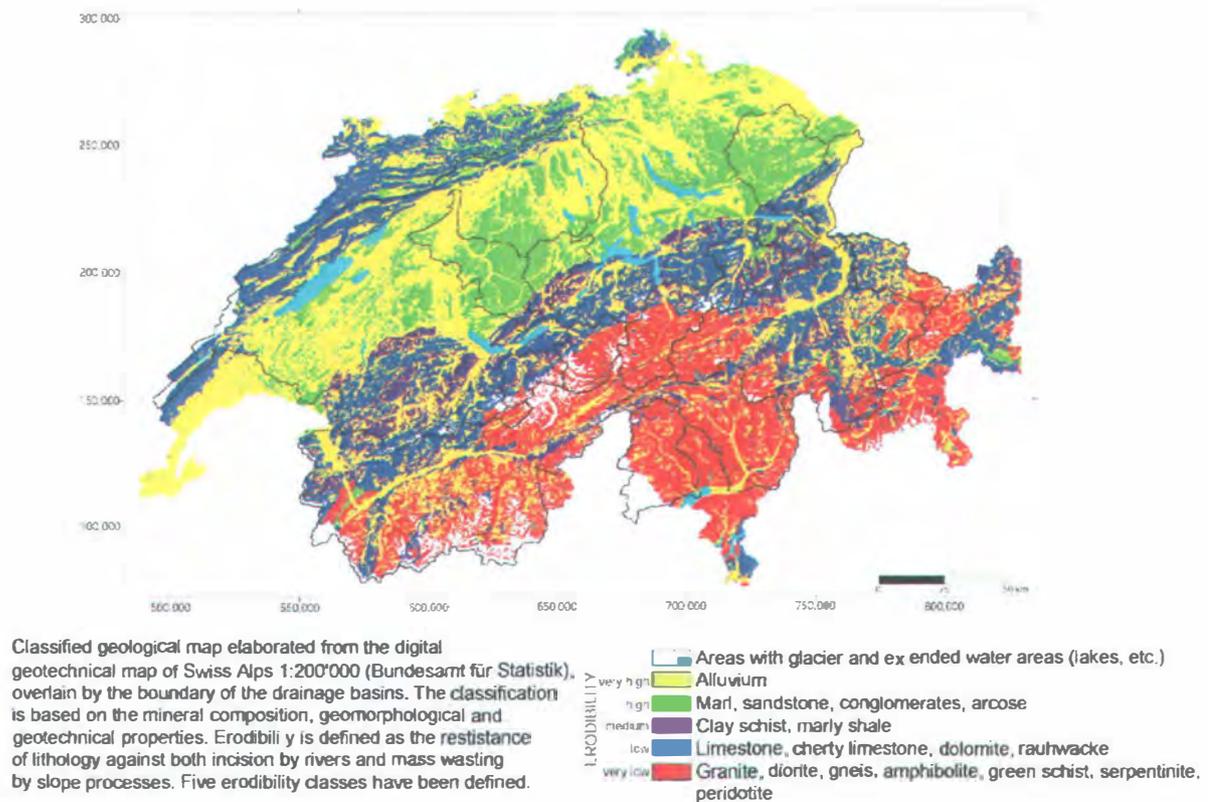


Abb. 8: Klassifizierung der Lithologie nach der Erosionsanfälligkeit basierend auf einer geotechnischen und geologischen Karte.

Die räumliche Verteilung der lithologischen Klassen zeigt klar, dass im Bereich der Zentralmasse und im Penninikum die verwitterungsresistenten Gesteine dominieren, während im Bereich der Molasse hauptsächlich erosionsanfällige Gesteine vorkommen. Betrachtet man nun die Verteilung der Lithologie alleine, würde dies den Schluss nahe legen, dass die höchsten Denudationsraten im Bereich der Molasse und die geringsten im Bereich der Zentralmasse zu finden sind. Wie aus den Sedimentmessungen und nachfolgenden Berechnung der Denudationsraten zu sehen ist, trifft jedoch genau das Gegenteil zu. Auch hier kommen wir nicht zufrieden stellend weiter. Wir müssen also einen anderen Lösungsansatz suchen. Hier bietet sich die numerische Modellierung an.

Numerische Landschaftsmodelle

Die Verfügbarkeit leistungsfähiger Computer sowie die Entwicklung effizienter numerischer Algorithmen, welche beispielsweise die Rate des Massentransportes in Flüssen parametrisieren, erlauben die Quantifizierung der Prozesse. Damit bietet sich die Möglichkeit, die Lücken in unserem Datenbestand und in unserem Prozessverständnis zu schließen.

Ein entscheidender Vorteil der Modellierung mit einem so genannten „Surface Process Model“ ist es, durch systematische Änderung der Eingangsparameter den räumlichen und zeitlichen Einfluss einzelner, an der Landschaftsentwicklung beteiligter Prozesse quantifizieren zu können. Insbesondere kann untersucht werden, ab wann (Betrag, Geschwindigkeit) Prozesse, wie beispielsweise tektonische Hebung, für die geomorphologische Gesamtentwicklung einer Landschaft von Bedeutung sind.

Ein Modell ist dabei definiert als *ein vereinfachtes Abbild eines natürlichen Systems, das in verschiedenen Bereichen mit der Realität übereinstimmt oder sich möglichst ähnlich verhält.*

Die Anwendung der Modelle auf vereinfachte synthetische Oberflächen erlaubt ein besonders genaues Studium der Landschaftsentwicklung. Letztlich kann diese dann auf reale Gebiete übertragen werden. In der vorliegenden Arbeit wurde ein Modell für mittel- bis langfristige Landschaftsentwicklungen verwendet (Beaumont et al., 1992).

Die Qualität der Resultate geht dabei direkt aus der Modellqualität hervor und kann nur so gut sein wie unser Prozessverständnis. Daher ist es wichtig einfache Modelle zu entwerfen. Um dieser Forderung gerecht zu werden, werden im Modellansatz – ähnlich wie zuvor in der Definition von Erosion - zwei Arten von Abtragungsprozessen unterschieden. In den meisten gebräuchlichen Erosionsmodellen wird die Denudation, d.h. die flächenhafte Erosion, mit Hilfe einer linearen Diffusionsgleichung berechnet. Diese umfasst alle „lokalen“ Prozesse, wie Bodenbildung oder Hangrutschungen. Dabei ist die Rate der Landschaftsänderung (d.h. Abnahme der topographischen Höhe) proportional zur zweiten räumlichen Ableitung der Topographie, d.h. je steiler ein Hang und umso größer die Gefälleunterschiede sind, desto größer wird der Effekt der Diffusion (Abbildung 9).

Zwei Prozesse:

- **Hangprozesse („Hillslope“)**
als lineare Diffusion

$$D = \frac{dh}{dt} = K_D \cdot \nabla^2 h_s$$

- **Flusstransport („Fluvial Transport Network“)**
Limitierung der Transportkapazität

$$\frac{dh}{dt} = - \frac{dq_s}{dx}$$

$$q_{cap} = K_f \cdot \frac{dh}{dx} \cdot q_w$$

$$\frac{dq_s}{dx} = - \frac{1}{L_f} (q_{cap} - q_s)$$

$q_{cap} = f(\text{Koeffizient, Hangneigung, Niederschlag})$
 $L_f = \text{Erosion-Lengthscale}$

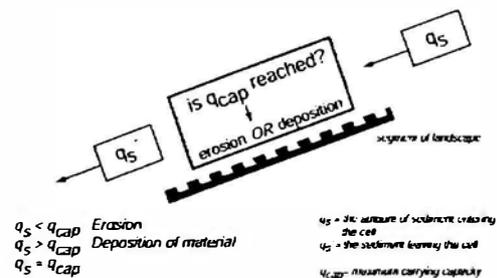


Abb. 9: Prinzipielle physikalischen Gesetzmäßigkeiten für das Erosionsmodell. Unterschieden wird grundsätzlich in einen Diffusionsteil und einen fluviatilen Materialtransport.

Das Sediment erreicht ein lokales Minima in der Landschaftstopographie und wird durch ein Flussnetz weiter transportiert. Die Differentialgleichung für die fluviatile Erosion basiert auf der Limitierung in der Transport-Kapazität (Beaumont et al 1992, Braun et al 1997, Kühni 1999, Kamelger 2001). Es wird angenommen, dass ein Fluss bis zu einer gewissen Transportkapazität Sediment (durch Erosion) aufnehmen kann. Ist diese Kapazität überschritten, wird Sediment abgelagert. Die maximale Transportkapazität ist eine Funktion des Niederschlags, der Hangneigung und eines Transportkoeffizienten. Dieses Modell unterscheidet zwischen „Lockersediment“ (alluvium) und verschiedenen Festgesteins (bedrock)-Typen. Damit die Flüsse nicht gezwungen

sind ständig mit voller Transportkapazität zu arbeiten, bestimmt eine Länge, ab wann das Maximum erreicht ist. Für detaillierte Behandlung der physikalischen Modellgrundlagen sei an dieser Stelle auf Beaumont et al (1992) verwiesen.

Beispiele für Landschaftsentwicklungen

In den folgenden Beispielen werden anhand einfacher synthetischer Landschaften die Effekte der Erosionsprozesse auf die Landschaftsentwicklung gezeigt. Bisher war die Frage nach der Entwicklung der Rauigkeit als Funktion der Zeit ein viel zu wenig betrachteter Aspekt.

In der folgenden Modellreihe wird die Entwicklung einer Landschaft bei unterschiedlicher Transportkapazität der Flüsse demonstriert. Die Reihe umfasst insgesamt 5 Modellexperimente, wobei hier wegen der Übersichtlichkeit nur drei dargestellt sind. Die Transportkapazität variiert als einziger Parameter um einen Faktor 10. In Abbildung 10 werden die Entwicklungsstadien an drei Zeitpunkten für alle Modelle gezeigt.

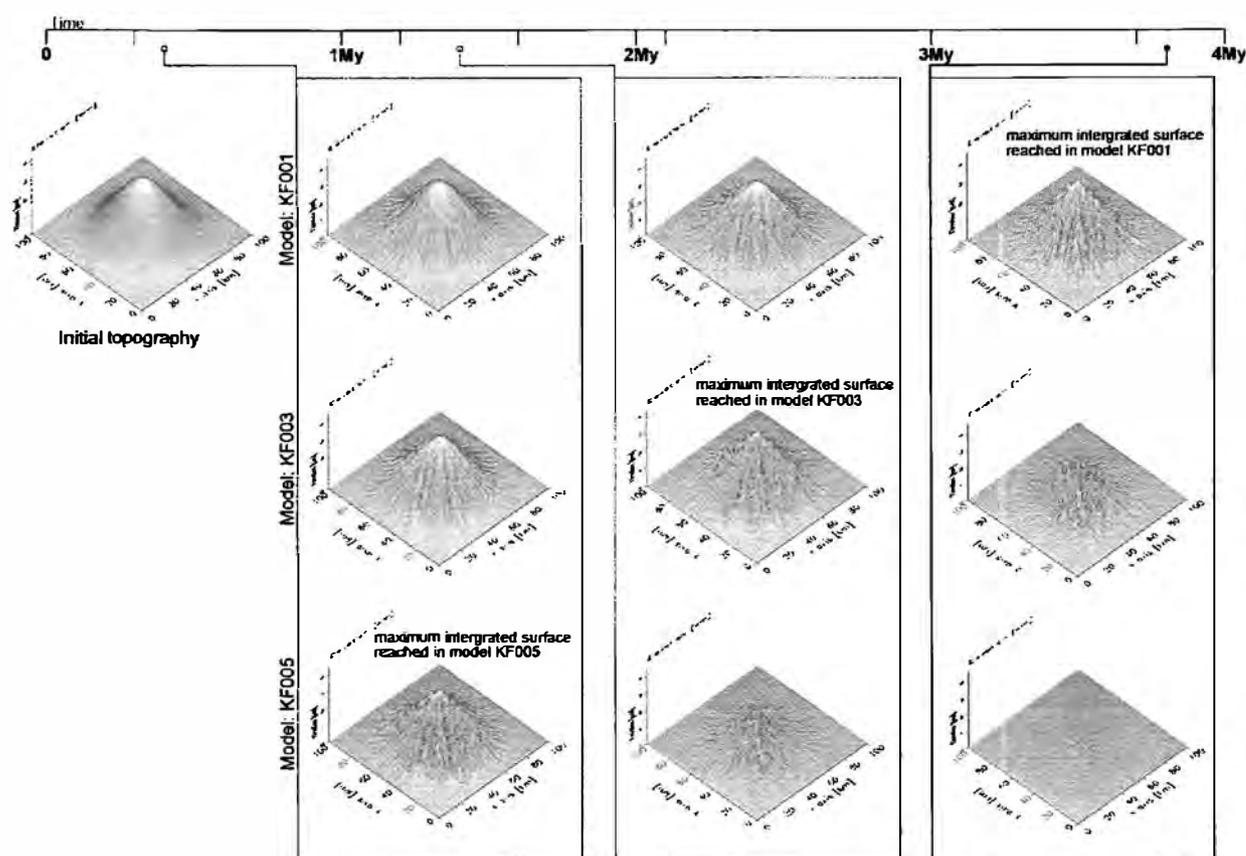


Abb. 10: Drei Beispiele einer Modellierung für eine synthetische Landschaftsform und die Entwicklung bei unterschiedlicher Flusstransportkapazität.

In Abbildung 11 ist neben der mittleren Höhe der mittlere Abtrag durch fluviatile Erosion, durch Diffusion und die Oberfläche eines der Modelle dargestellt. Betrachten wir den Erosions-Anteil der einzelnen Prozesse, so zeigt sich, dass durch den Anstieg der max. Oberfläche gleichfalls mehr Sediment durch diffusive Prozesse zu den lokalen Minima, sprich in die sich ausbildenden Täler, transportiert wird. Andererseits bewirkt natürlich die fortschreitende Erosion eine Abnahme der mittleren Höhe des Geländes, wodurch wiederum die Flüsse zunehmend an Transportkapazität verlieren.

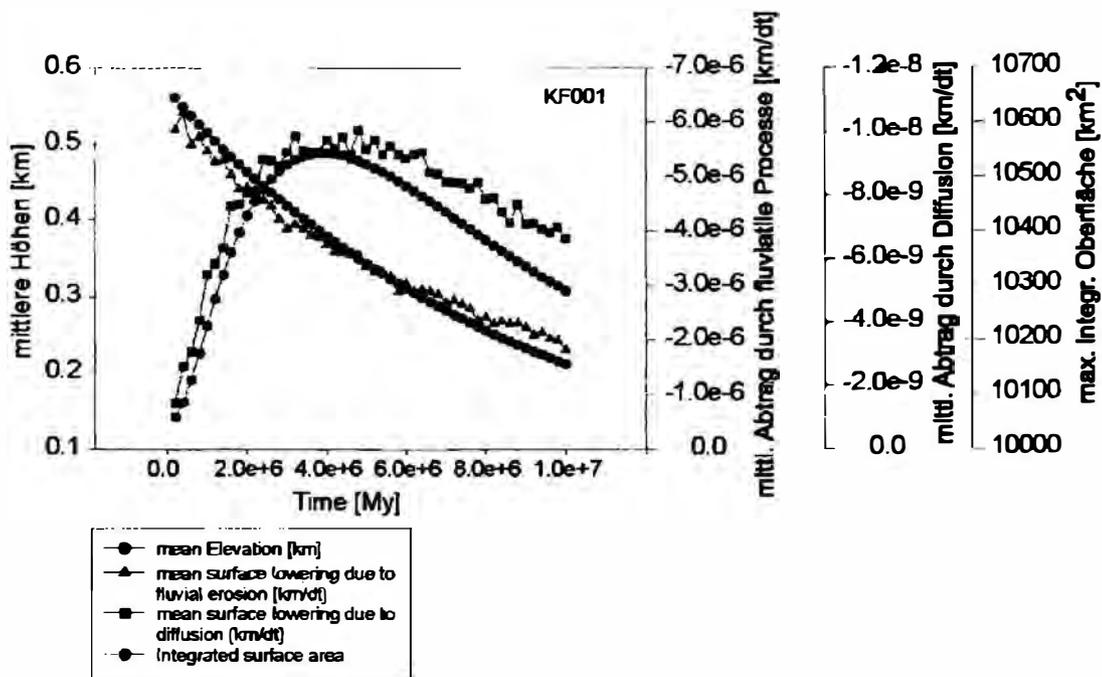


Abb. 11: Darstellung der mittleren Höhe und des diffusiven bzw. fluviatilen Anteils des Abtrags und der Oberflächerauigkeit als Funktion der Zeit. Die negativen Zahlen sind Konvention. Man betrachte den Betrag.

Durch das Einschneiden der Flüsse wird die Oberfläche der Landschaft vergrößert. Das Erreichen der maximalen Oberfläche korreliert sehr gut mit dem Beginn der Abnahme der maximalen Höhe der Modelltopographie. Dies bedeutet, dass sich zu Beginn der Simulation erst ein Flusssystem etablieren muss. Die Flüsse erodieren tiefe Täler in die Landschaft. Der Vorgang wird so lange fortgesetzt, bis die Wasserscheide – in diesem Beispiel die Bergspitze - erreicht ist. Es zeigt sich ganz eindeutig ein Phänomen, welches unter dem Begriff „*headward erosion*“ in der Literatur Eingang gefunden hat. Ab diesem Zeitpunkt wird die Gesamthöhe der Landschaft reduziert. Durch den verstärkten Materialtransport aus höheren Lagen werden die Täler verfüllt. Dies führt wiederum zu einer Erniedrigung der Oberfläche.

In Abbildung 12 ist die der mittlere Sedimentfluss innerhalb der Landschaft und die maximale Oberfläche dargestellt. Klar erkennbar ist, wie das Maximum des Sedimentflusses mit der maximalen Steigerung der aktiven Oberfläche (ASA) zusammen fällt, d.h. zu dem Zeitpunkt, wo die Oberflächenerosivität ein Maximum erreicht, wird auch die größte Sedimentmenge mobilisiert.

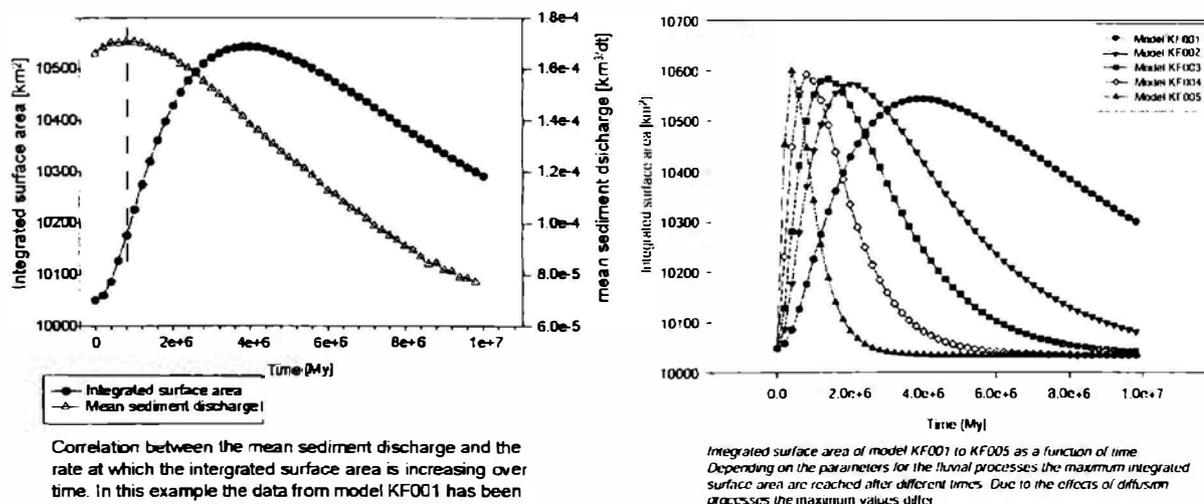


Abb. 12: Darstellung des mittleren Sedimentaustags und der Oberflächenrauigkeit.

Man sieht, dass am Zeitpunkt der maximalen Rauigkeit auch der Sedimentaustag am größten ist. Die Darstellung rechts zeigt, dass die Maximalrauigkeit, sprich maximale Oberfläche, in Abhängigkeit von der Transportkapazität der Flüsse zu unterschiedlichen Zeitenpunkten eintritt. Zusätzlich wird die Gesamthöhe durch diffusiven Abtrag umso geringer, je später ein Rauigkeitsmaximum erreicht wird.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigen, dass die fluviale Erosion ein reiner Relief schaffender Prozess ist, so lange die Transportkapazität nicht erreicht wird. Das wird auch durch das nächste Beispiel verdeutlicht.

Ausgehend von einer rampenförmigen Topographie wurde in mehreren Experimenten während der Erosion die Topographie gehoben. Abhängig von der Transportkapazität der Flüsse und dem Punkt der maximalen Hebung entwickelt sich die Landschaft grundsätzlich unterschiedlich. Während sich im Modell in Abbildung 13 die Wasserscheide anfänglich nahezu parallel verschiebt und dann vom Flussnetz durchbrochen wird, arbeitet die Hebung mit verschobenem Maximalpunkt im Modell von Abbildung 14 der Erosion erfolgreich entgegen und liefert genug Sediment von den Hängen der mittlere Geländeaufwölbung, dass es zu keinem Durchbrechen der Wasserscheide, wohl aber zu einem starken Zurückweichen kommt.

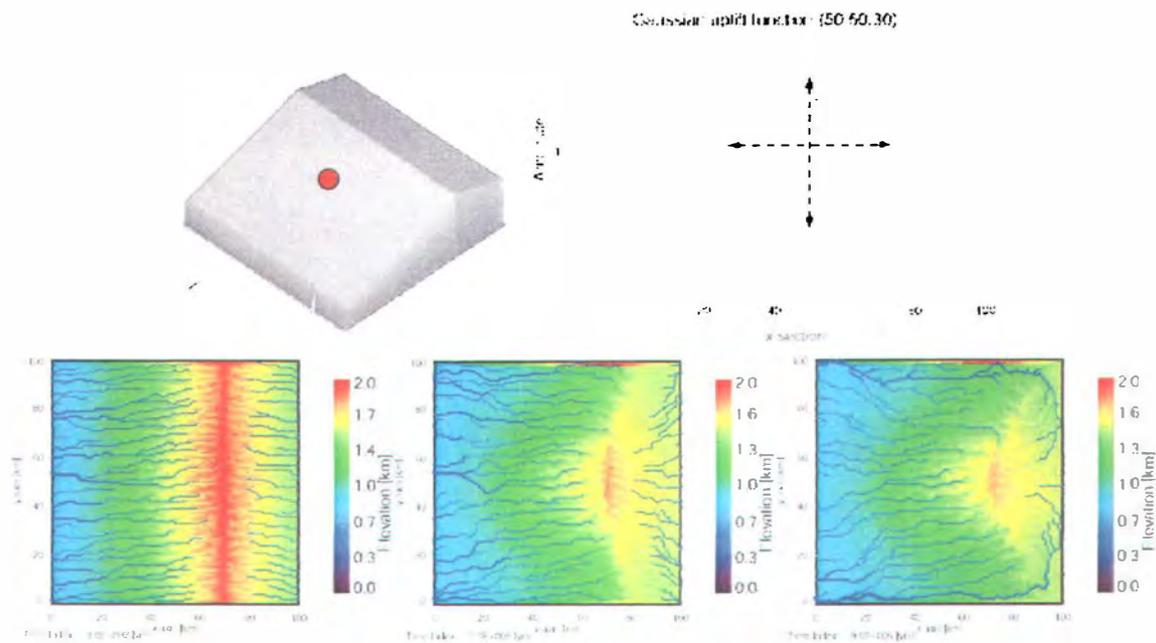


Abb. 13: Rampenfunktion mit Hebung (Gauss) im Zentrum. In der Entwicklung können Flüsse die primäre Wasserscheide durchbrechen und so das Entwässerungsgebiet schlagartig massiv vergrößern.

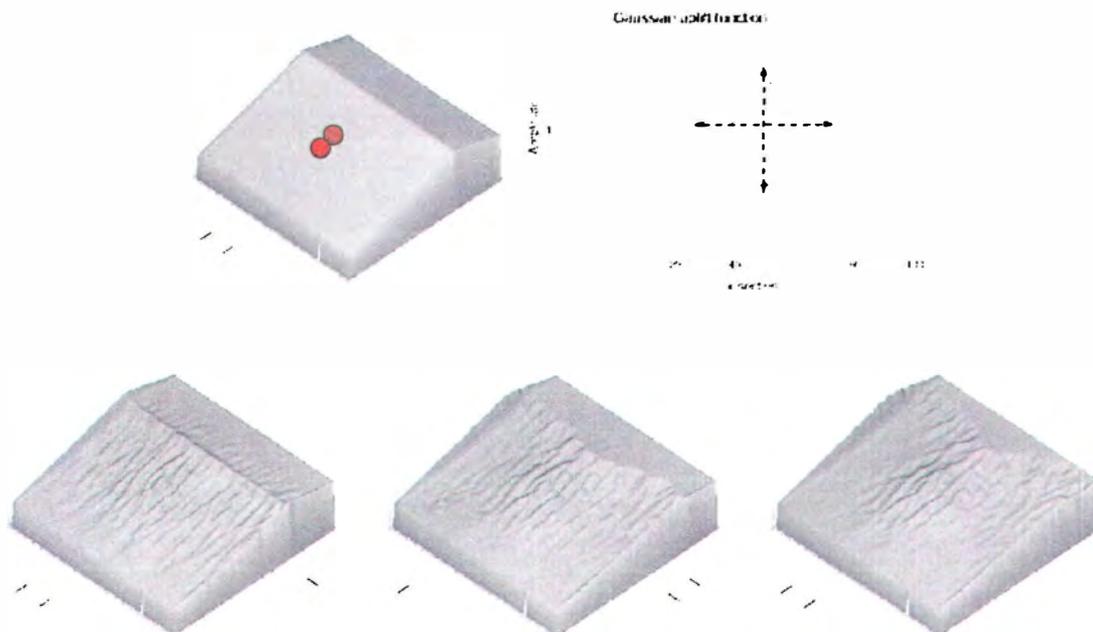


Abb. 14: Rampenfunktion mit Hebung (Gauss) leicht versetzt gegenüber dem vorigen Beispiel. In diesem Beispiel schaffen die Flüsse ein weit verzweigtes Netzwerk, jedoch sind sie nicht in der Lage, der Hebung vollständig entgegenzuwirken. Die Wasserscheide wird bogenförmig verschoben. In der Mitte der Topographie bildet sich eine Erhebung.

Anwendung auf reale Gebiete

Anhand der Erkenntnisse aus den synthetischen Modellen können die Ergebnisse auch auf reale Systeme angewandt werden, um beispielsweise den Sedimentaustrag oder die Entwicklung der Oberflächeneigenschaft, sprich Rauigkeit, zu untersuchen. In mehreren Phasen wird anfänglich mit den vereinfachten bzw. generalisierten, natürlichen Landschaftsformen gearbeitet. Es soll nochmals betont werden, dass es bei den Modellexperimenten mit realen Landschaften nicht um deren genaue Rekonstruktion der Entwicklung geht, da uns dafür nicht nur die notwendigen präzisen Eingangsdaten fehlen würden, sondern vor allem die natürliche Komplexität der Landschaftsentwicklung nur in Grundzügen von einem Modell abgedeckt werden kann. Es geht mehr um die Abschätzung, Tragweite und Beobachtung von Prozessen.

Im folgenden Modellversuch wird der NW-Teil der Schweiz mit dem Jura-Gebirge und einem Teil der Zentralmassive verwendet. Auf diese Topographie wirkt in dem gekennzeichneten Bereich eine Hebung in der Form einer 2D-Gaussfunktion. Die Hebungsrate beträgt 1 mm/y (Abbildung 15). Zur Überprüfung der Reliefentwicklung wurde in diesem Versuch eine konstante Lithologie angenommen.

Abbildung 16 zeigt die Entwicklung der Rauigkeit als Funktion der Höhe zu verschiedenen Zeitpunkten der Simulation. Es zeigt sich, dass die max. Rauigkeit zu Beginn in den unteren Höhenlagen situiert ist und sich mit fortschreitender Hebung nach oben verlagert. Das wird derart interpretiert, dass sich das Flusssystem durch die Hebung in höheren topographischen Lagen stärker eingräbt und ein Relief schafft. Ein sehr markantes Merkmal der Darstellung sind die durch Pfeile gekennzeichneten markanten Knicke. Nach genauen Analysen und Vergleichen mit anderen Modellrechnungen werden sie derart interpretiert, dass je nach Transportkapazität die Flüsse durch rückschreitende Erosion in der Lage sind, der Hebung entgegenzuwirken. Unterhalb des markanten Wechsels ist das anfallende Sedimentvolumen so groß, dass es teilweise abgelagert wird und demnach die Oberflächenrauigkeit abnimmt, da die Täler verfüllt werden. In höheren Lagen übertrifft die Erosionsrate teilweise die Hebungsrate. Einer Variation der Erosionsbeständigkeit der Lithologie würde hier noch ein entscheidender Einfluss zukommen.

Model RCH 7368N_6Tec_CUR

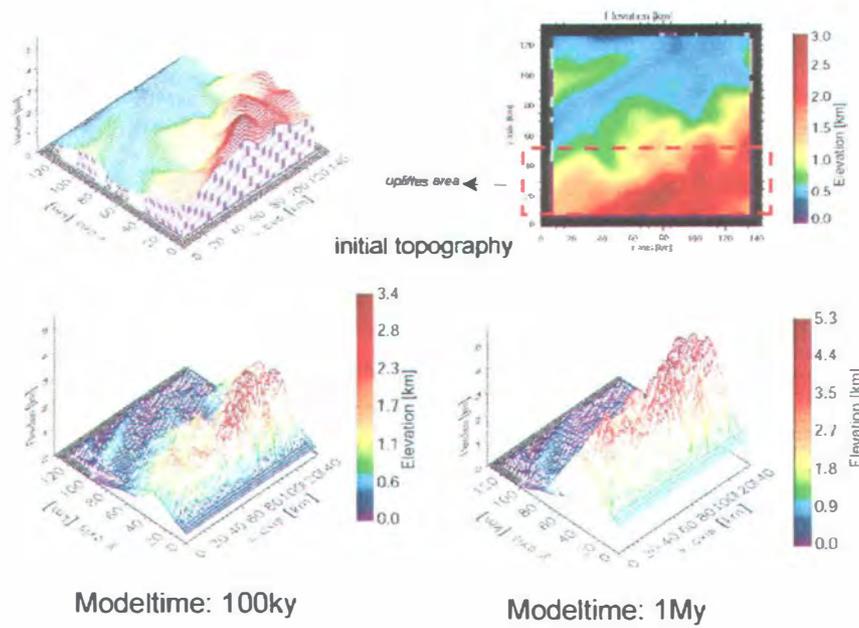


Abb. 15: NW Teil der Topographie der Schweiz

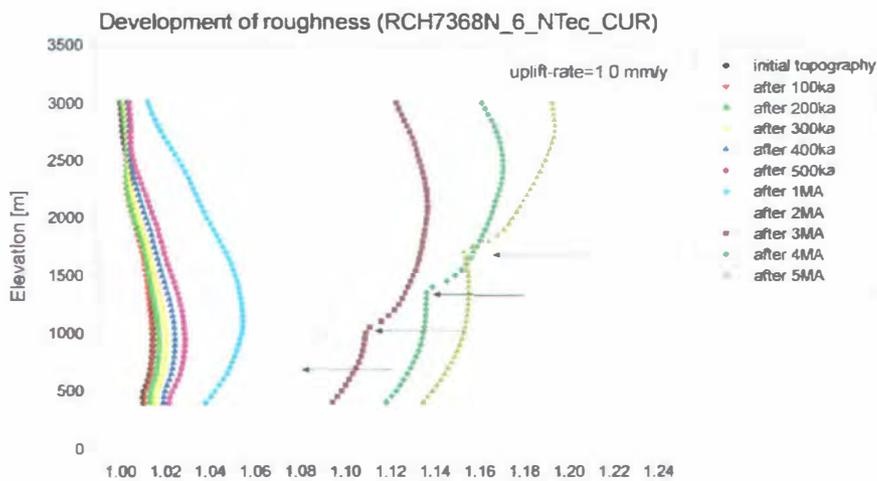


Abb. 16: Darstellung der Rauigkeitsentwicklung als Funktion der Zeit und topographischen Höhe. Für Erläuterungen siehe Text (vorige Seite).

Zusammenfassung

Die zeitlich sehr begrenzten Datenreihen im gesamten Alpengebiet ermöglichen zwar die Berechnung der rezenten Denudation, machen eine Prognose für große Zeitmaßstäbe aber schwierig. Hierfür benötigen wir zusätzliche langfristige Daten.

Aus den Oberflächenanalysen und Modellrechnungen ergeben sich folgende Erkenntnisse:

Die Rauzigkeit einer Landschaft ist skalen- und prozessabhängig.

Entscheidend für die Bildung des Reliefs und damit hohen Denudationsraten scheint in erster Linie eine tektonische Hebung zu sein. Ist das Relief sehr gering, werden auch an sich leicht zu erodierende Sedimente nicht transportiert.

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, dass das Zusammenwirken von reliefverstärkender fluviatiler Erosion und der reliefvermindernden Diffusionsprozesse ein negativer Rückkopplungsprozess ist. Die Modellierung erweist sich als ein gutes Werkzeug, um durch systematisches Austesten der Parameter unser Prozessverständnis zu verbessern. Die Kalibrierung der Modelle kann nur mit realen Daten erfolgen, welche sich ausschließlich aus Geländebeobachtungen ergeben.

Referenzen und weiterführende Literatur

- Beaumont, C., P. Fullsack, et al. (1992). "Erosional control of active compressional orogens". Thrust Tectonics. K. R. McClay. London, Chapman & Hall: 1-18.
- Braun, J. and M. Sambridge (1997). "Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization." Basin Research 9: 27-52.
- Burrough, P. A. (1981). "Fractal dimensions of landscapes and other environmental data." Nature 294: 242-242.
- Evans, I. S., C. J. McClean, et al. (1995). "The land surface is not unifractal, variograms, cirque scale and allometry." Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge Suppl.(101): 127-147.
- Goudie, A., M. Anderson, et al. (1998). "Geomorphological Techniques", Routledge, London & New York.
- Hinderer, M. and A. Kamelger (1999). „Uplift versus erosion: A comparison of modern process rates for some major drainage basins of the Alps". 4th Workshop on Alpine Geological Studies, Tuebingen, Germany.
- Ibbeken, H. and R. Schleyer (1991). "Source and sediment - A case study of provenance and mass balance at an active margin (Calabria, Southern Italy)". Berlin, Springer-Verlag.
- Kamelger, A.(2001) "Landscape evolution: Sediment balance and numerical models", PhD-thesis in Geology at the Department of Geology and Paleontology, University of Basel, Switzerland
- Kooi, H. and C. Beaumont (1996). "Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface process model." Journal of Geophysical Research 101: 3361-3386.
- Kühni, A. (1999). "Evolution of the topography and drainage network of the Swiss Alps in response to Late Tertiary compression and exhumation: Insights from large-scale analysis of a digital elevation model and numerical surface processes modelling." Inauguraldissertation, University of Bern.

- Sambridge, M., J. Braun, et al. (1995). "Geophysical parameterisation and interpolation of irregular data using natural neighbours." *Geophysical Journal International* 122: 837-857.
- Schumm, S. (1981). "Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications." *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 31: 19-29.
- Slingerland, R., J. W. Harbaugh, et al. (1994). "Simulating clastic sedimentary basins". New Jersey, Prentice Hall.

Untersuchung von Gletschersee-Ausbrüchen im Bhutan-Himalaya

Hermann Häusler*

Zusammenfassung, Abstract, Vorwort

1.0 Einleitung

2.0 Arbeitsgebiet

3.0 Problematik des Ausbruches von Gletscherseen

3.1 Das aktuelle Gefährdungspotential

3.2 Beurteilung des „global change“

4.0 Untersuchungsprogramm zur Beurteilung des Ausbruchsrisikos

4.1 Quartärgeologie-Geomorphologie

4.2 Strukturgeologie

4.3 Hydrogeologie

4.4 Standsicherheit der Moränendämme

4.5 Risikobeurteilung eines Dammbrechens

5.0 Schlussbemerkungen

6.0 Literatur

Dank

Zusammenfassung

Im Rahmen eines fünfjährigen Projektes der Österreichischen Entwicklungszusammenarbeit wurde das Verhalten von Moränen gedämmten Gletscherseen in Nordbhotan untersucht. Das integrierte Untersuchungsprogramm umfasste quartärgeologisch-geomorphologische, strukturgeologische, hydrogeologische und geotechnische Geländemethoden zur Beurteilung des Gletscherverhaltens und der Entstehung von Gletscherseen, zur Identifizierung von Toteiskörpern in Moränen und zur Beurteilung des Ausbruchsrisikos von Gletscherseen. Die Geländekartierung erfolgte auf der Basis von hochauflösenden, geo-referenzierten panchromatischen und multispektralen Satellitenbilddaten.

In einem zweiten Schritt wurden mittels numerischer Computersimulation Dammbrech- und Flutwellen-Szenarien von Gletschersee-Ausbrüchen berechnet, um das Risiko für die unterliegenden Ortschaften zu quantifizieren. Zur Plausibilitätskontrolle wurden die beiden bisherigen Ausbruchereignisse von Lunana (1994) und Tarina (1956) rekonstruiert, wofür nur wenige Daten über Niederschlags- und Abflussereignisse zur Verfügung standen.

Die Kombination der Ergebnisse aus den Felduntersuchungen und den Computersimulationen von Ausbruchsszenarien resultierte in einer qualitativen Klassifizierung des Hazard-Potentials und der Magnitude der zu erwartenden Naturkatastrophe, wobei die Abschätzung zwei Perioden betraf, eine kurzfristige, unter 10 Jahren (mit der Empfehlung einer raschen Umsetzung von Maßnahmen) und eine längerfristige, mit Reaktionszeiten von über 10 Jahren.

Danach wurden – erstmals für Bhutan – Gefahrenzonenpläne der unmittelbar unterhalb der Gletscherseen gelegenen Ortschaften Lhedi und Thanza entworfen, sowie der am stärksten gefährdeten Stadt Punakha (mit dem berühmten Krönungskloster), 90 Kilometer flussabwärts. Als erste Maßnahmen zur Reduzierung des Ausbruchsrisikos wird eine Absenkung des Thorthormi Sees sowie die Errichtung eines technischen Frühwarnsystems geplant.

* Hermann HÄUSLER, ao. Univ.-Prof. Dr.

Institut für Geologische Wissenschaften - Geologie, Universität Wien
A-1090 Wien, Althanstraße 14

Abstract

Within a five years project of the Austrian Development Cooperation (Federal Ministry of Foreign Affairs; 1999-2003) mitigation measures were investigated for moraine-dammed glacier lakes in the North of the Kingdom of Bhutan. High resolution, geo-referenced satellite images were used for mapping the Quaternary geology and geomorphology, and for structural geologic, hydrogeologic and geotechnic fieldwork to assess the increasing glacier lakes in front of the retreating glaciers, and the stability of moraine dams.

In a second approach dam break and flood wave scenarios were calculated in order to quantify the risk of future glacier lake outburst floods (GLOFs). To evaluate these numeric models, the magnitude of two GLOF events in northern Bhutan was recalculated based on mapping "silent witnesses" and on discharge data. Worst-case scenarios were calculated for short-termed prognosis (less than 10 years) and advise for longer-termed planning (exceeding 10 years) of mitigation measures.

Finally land use planning was proposed to avoid loss of life and property in case of a GLOF in the endangered major villages and cities, which will be flooded when assuming the worst-case scenario in the glaciated region. As first measures, the Kingdom of Bhutan installed a permanent monitoring group in the High Himalayan environment, is intending to lower the most endangered Thorthormi Tsho, and is planning a technical Early Warning System, despite the tremendous costs and problems in the upper Pho River catchments area.

Vorwort

Das Himalayaland Bhutan hat Österreich bewusst als Kooperationspartner gewählt, um in den Bereichen der Hochgebirgsökologie, des angepassten Tourismus und der Wasserkraft das fundierte Wissen österreichischer Unternehmer und Forscher zu nutzen. Bhutan ist somit eines der acht Schwerpunktländer der Österreichischen Entwicklungszusammenarbeit (Bundesministerium für Auswärtige Angelegenheiten), zugleich das einzige in Asien. In Bhutan sind in jüngster Zeit nachweislich zwei Gletscherseen ausgebrochen, beide Male im Einzugsgebiet des Pho-Flusses in Nordbhutan und zwar 1956 in der westlicher gelegenen Region Tarina und 1994 in der östlicher gelegenen Region Lunana. Der Ausbruch des Luggye-Gletschersees 1994 hatte im Pho-Tal verheerende Verwüstungen angerichtet, den ältesten Teil des berühmten Krönungsklosters der Wangchuk Dynastie in Punakha zerstört und 21 Menschenleben gekostet.

Anlässlich der Eröffnung der Bhutan-Ausstellung im Naturhistorischen Museum, im Herbst 1997, konnte der Autor dem Außenminister des Königreiches Bhutan ein Konzept zur Untersuchung der Ausbruchgefährdung von Gletscherseen im Bhutan-Himalaya vorlegen. Daraufhin erfolgte eine Einladung zusammen mit Kollegen Mag. Diethard Leber zu einer einmonatigen Desktopstudie beim Department of Geology and Mines in der Hauptstadt Thimphu (HÄUSLER & LEBER, 1998). Die darauf folgenden, mehrstufigen Projektarbeiten können in 6 Phasen eingeteilt werden, von einer Erkundungsphase im Jahr 1999 bis zur konkreten Umsetzung empfohlener Maßnahmen im Jahr 2003:

- | | |
|----------------------------|---|
| Phase 1 (1999) | Test und Auswahl der unter den gegebenen klimatischen Bedingungen in rund 4500 m Seehöhe am besten geeigneten Methoden der Untergrunderkundung in der Nähe eines im Jahre 1994 ausgebrochenen Gletschersees (Testgebiet Raphstreng/Thorthormi Tsho; Lunana) |
| Phase 2 (2000) | Geotechnisches Projekt zur Beurteilung eines neuerlichen Ausbruchs des Luggye Tsho |
| Phase 3 (2001-2002) | Integrierte Hazard-Beurteilung des östlichen Einzugsgebietes des Pho Chhu (Lunana) |
| Phase 4 (2002-2003) | Integrierte Hazard-Beurteilung des westlichen Einzugsgebietes des Pho Chhu (Tarina) und Gefahrenzonenkartierung bis Punakha |
| Phase 5 (2003) | Empfehlung der Einführung eines Gefahrenzonenplanes in Thanza und Punakha und Erstellung eines Flächenwidmungsplanes durch eine Sonderkommission |
| Phase 6 (2003) | Vorbereitung konkreter Maßnahmen zur Absenkung des Thorthormi Tsho |

1.0 Einleitung

Die Gefahr des Ausbruches von Gletscherseen ist ein weltweites Phänomen in vergletscherten Hochgebirgsregionen, das in Folge der regionalen Erwärmung an Bedeutung zunimmt. Wegen der Überflutung entlegener und kaum bewohnter Täler ist diese Form der Naturkatastrophe jedoch noch wenig ins Bewusstsein einer breiteren Öffentlichkeit gerückt, und es sind weltweit nur wenige Forscherteams mit der Erforschung dieser Naturkatastrophen befasst. Viele Arbeiten sind über die Gletschersee-Problematik in Britisch Kolumbien (Kanada), Alaska, Norwegen, Peru und in den Himalayaländern erschienen. In Europa sind zahlreiche Fälle von Island und aus den Alpen bekannt. Der isländische Begriff „Jökulhlaup“ für Gletscherseeausbrüche hat sich international nicht durchgesetzt, es wird vielmehr das Akronym „*GLOF*“ für **glacier lake outburst flood** verwendet.

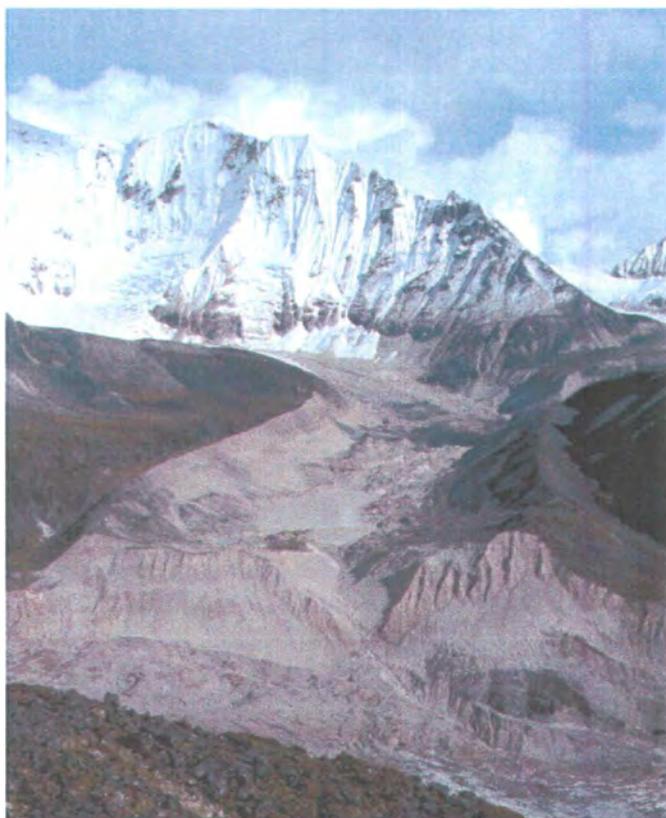


Abbildung 1:

Der Ausbruch des Luggye-Gletschersees im Jahre 1994 erfolgte vermutlich auf Grund einer Flutwelle, die vom nächst höher gelegenen Gletschersee des Druk Chung (Bildmitte) ausgegangen ist. Im Bildhintergrund das Massiv des 6700 m hohen Chumari Kang (Aufnahme Michael Meyer, 2000).

Prinzipiell sind vier verschiedene Möglichkeiten bekannt, wie es in einem vergletscherten Gebiet plötzlich zu einer raschen Entleerung eines natürlich gedämmten Sees kommen kann (Beispiele in Klammer):

- Bruch einer Endmoräne, die während des Abschmelzens eines Gletschers einen See aufstaut (moraine-dammed lake; Nostetuku Lake, Queen Bess Lake, Tulsequah Lake in Britisch Kolumbien; Manang in Nepal; Lunana in Bhutan; Abbildung 1)
- Ausbruch eines durch Gletschereis abgedämmten Sees (ice-dammed lake; Austre Okstindbreen Lake in Norwegen; Lake Goesvatnet in Spitzbergen)
- Ausbruch eines Randsees (marginal lake; Laguna Parron, Peru; Lake Russell/Hubbard Glacier in Alaska), sowie
- Ausbruch einer Wassertasche im Untergrund eines Gletschers (sub-glacial lake; Grimsvötn auf Island; Skilak Glacier auf Kenai Halbinsel in Alaska).

In Österreich sind historische Ereignisse von Gletscherseeausbrüchen aus dem Ötztal bekannt und der Ausbruch des Sirwolte Sees im Bereich des Simplon-Passes in der Schweiz im Jahre 1993 ging ebenso auf einen moränengedämmten See zurück wie die Alarmsituation des zurück geschmolzenen Belvedere-Gletschers im Monte Rosa Gebiet im Jahre 2002.

Internationale Studien von UNEP (United Nations Environmental Protection) warnen vor einer drastisch zunehmenden Gefährdung der Himalayaländer durch Gletscherseeausbrüche und die internationale Entwicklungshilfe sowie die Weltbank stellen Gelder für die Reduzierung des Ausbruchsrisikos bereit. So wurde eine geringfügige Absenkung des Tsho Rolpa in Nepal von der niederländischen Regierung finanziert, und der Autor konnte im Jahre 2002 ein internationales Team zur Evaluierung dieser Maßnahme leiten (HÄUSLER et al., 2002).

2.0 Arbeitsgebiet

Die Gletscherregion Bhutans liegt auf etwa 28° nördlicher Breite, was etwa dem Breitengrad der ägyptischen Pyramiden oder Cap Canaveral auf Florida entspricht. Die östlichsten Ausläufer der über 3000 Kilometer langen Hindukush-Karakorum-Himalaya-Kette befinden sich in Bhutan zwischen 89° und 92° östlicher Länge, im Grenzgebiet zur Autonomen Provinz Tibet, in 4000-7000 m Seehöhe (Abbildung 2). Durch den Sommermonsun, der in der südlichen Grenzregion maximal 5000 mm erreicht (ARMINGTON, 2002), gelangen nur mehr etwa 400 mm Jahresniederschlag in die Gletscherregion.

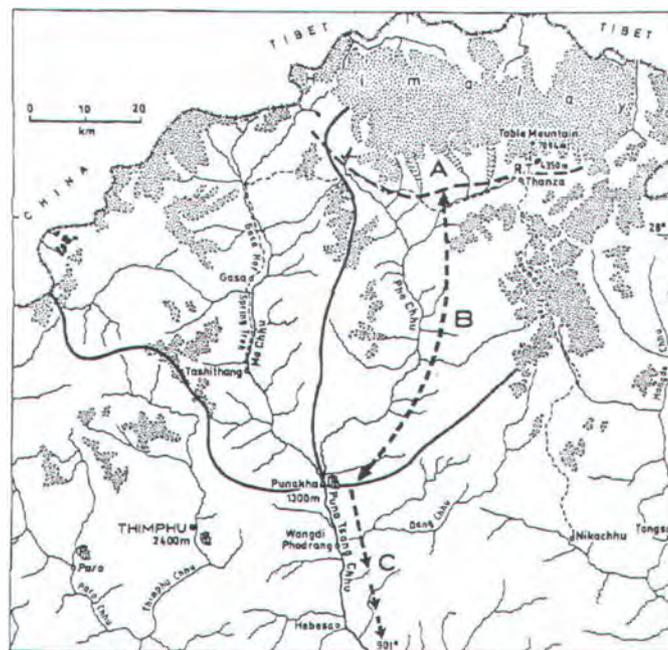


Abbildung 2: Lage des Arbeitsgebietes NE der Hauptstadt Thimphu, 90 Kilometer nördlich des Krönungsklosters Punakha.

Geologisch besteht die Gletscherregion in Nordbhan aus einem Kristallinkomplex der Hoch-Himalaya-Einheit, die von paläozoischen Tethyssedimenten überlagert wird und in die kretazische bis tertiäre Leucogranite intrudiert sind (Abbildung 11). Der Rückgang der Gletscher im 7000 m hoch gelegenen Grenzbereich zu Tibet (Abbildung 2: Region A) führte zur Bildung hunderter Gletscherseen, deren Ausbruch in der Region B, zwischen 4500 und 1300 m Seehöhe, zu katastrophalen Überflutungen führt, wodurch auch noch Infrastruktur,

Kraftwerke und Staudämme südlich von Punakha (Region C) betroffen sind. Während punktuelle technische Maßnahmen in Region A mit hohem Aufwand verbunden sind und nur zur lokalen momentanen Beruhigung der Situation beitragen, sind Gefahrenzonenpläne und Flächenwidmungsplanungen in der Region B und C von kumulativer und nachhaltiger Wirkung. Das hochauflösende Satellitenbild zeigt die unterschiedlichen Rückzugsstadien der Gletscher im östlichen Einzugsgebiet des Pho-Flusses (Lunana, Abbildung 3).

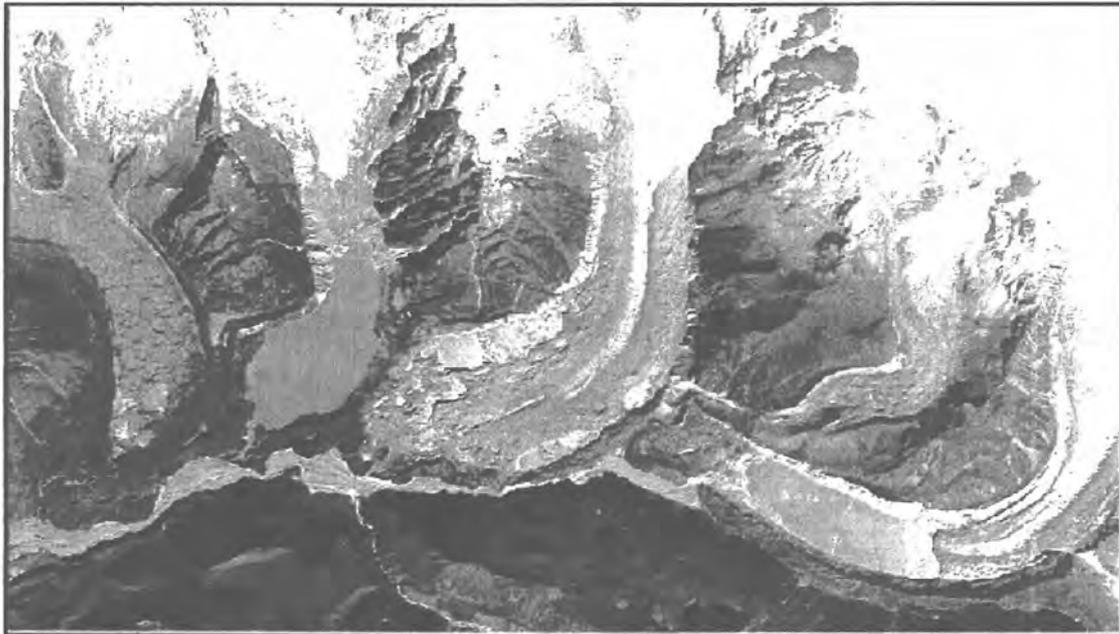


Abbildung 3: Satellitenbild des indischen Fernerkundungssatelliten IRS-1 aus dem Jahr 1999. Rechts im Bild: Luggye Tsho, der 1994 ausgebrochen ist, Mitte: zerfallender Thorthormi Tsho. Mitte links: voll entwickelter Raphstreng Tsho. Ganz links: abschmelzender Bechun-Gletscher. Zur Lage der Projektarbeiten siehe Abbildung 4.

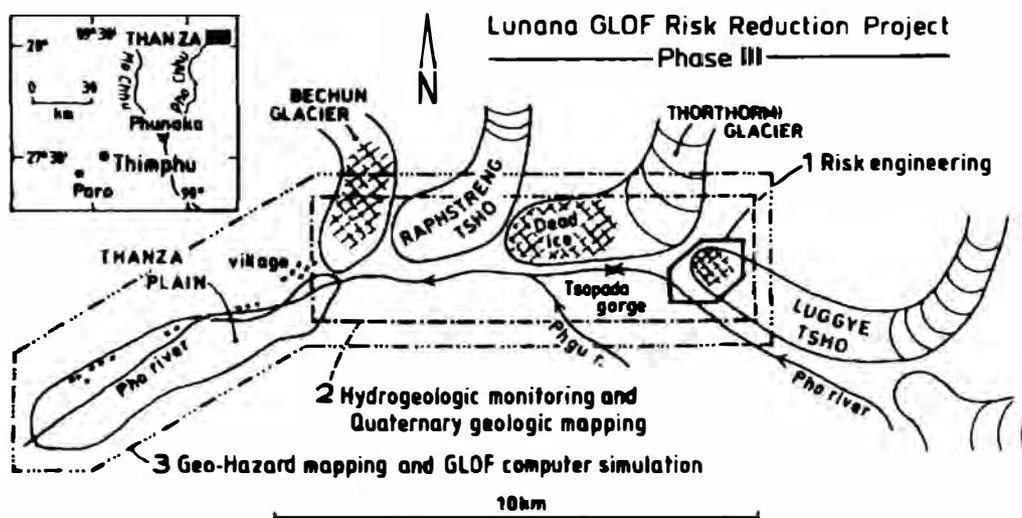


Abbildung 4: Übersicht des Bearbeitungsgebietes in Ost-Lunana nahe der Ortschaft Thanza.

Nach einem Test der am besten geeigneten Methoden zur Untergrunderkundung der instabilen Moränen (HÄUSLER et al., 2000) erfolgten schrittweise aufbauend weitere Projektarbeiten zur Beurteilung des Ausbruchsriskos der Gletscherseen im Einzugsgebiet des Pho-Flusses. In den Jahren 2000-2002 erfolgte eine Berechnung eines neuerlichen Ausbruchsszenarios des Luggye Tsho (Ausbruch 1994; LEBER et al., 2000), die hydrogeologische und quartärgeologische Bearbeitung des Bereiches zwischen Raphstreng- und Thorthormi Tsho sowie eine Gefahrenzonenkartierung für die Thanza-Ebene auf der sich die ersten größeren Ortschaften befinden (LEBER et al., 2002; Abbildung 3-4; Tsho = See).

3.0 Problematik des Ausbruches von Gletscherseen

Um das Gefährdungspotential des Systems „Gletscher – Moränen – Gletschersee“ zu beurteilen, ist das Verständnis der holozänen paläogeographischen Entwicklung und der heutigen Geomorphologie von großer Hilfe, wobei auch eine Abschätzung der kurz- und mittelfristigen Veränderungen der Umweltsituation in den vergletscherten Gebieten berücksichtigt werden muss.

3.1 Das aktuelle Gefährdungspotential

Nach dem letzten Vorstoß der Himalayagletscher in der Kleinen Eiszeit ist es zu einem Abschmelzen der Gletscher gekommen. Seit Mitte der 50er-Jahre des vorigen Jahrhunderts sind in Nordbhanan mindestens 2 Gletscherseen ausgebrochen, und zwar einer schon frühzeitig in Tarina (1956) und erst jüngst der Luggye Gletschersee in Lunana (1994). Mit einer Zunahme dieser Ereignisse muss gerechnet werden, da die Gletscher – dem Trend der regionalen Erwärmung entsprechend – verstärkt abschmelzen. So einfach dieser allgemeine Zusammenhang erscheint, so schwierig ist eine Prognose wann und wo der nächste Gletschersee ausbrechen wird, da zwischen den Ursachen für ein lokal ganz unterschiedliches Gletscherverhalten und den Auslösemechanismen unterschieden werden muss, die einen Bruch des Moränendamms „triggern“. Abbildung 5 zeigt schematisch die komplexe Situation, die bei einer Risikobeurteilung eines Gletscherseeausbruches berücksichtigt werden muss.

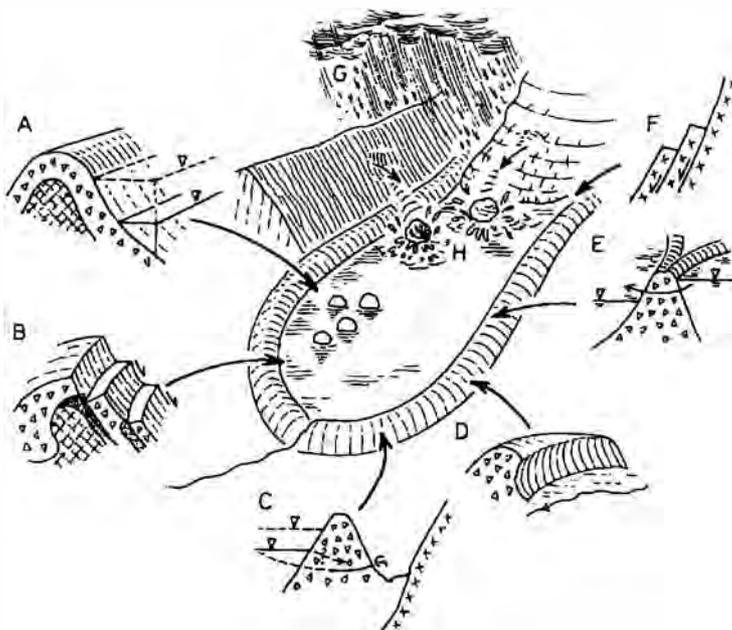


Abbildung 5:
Schemaskizze der Umweltfaktoren (A-H), die bei der Beurteilung des Ausbruchsriskos von Gletscherseen zu berücksichtigen sind.

Die einzelnen Einflussfaktoren, die zu einem erhöhten Wasservolumen, zu einem Dambruch oder als Auslösemechanismus für eine primäre Flutwelle agieren, sind theoretisch (Abbildung 5 A-H):

- A = Steigender Wasserspiegel infolge Niederschlags oder Schmelzwässer führt zu einem höheren hydrostatischen Druck auf eine Moräne, die von einem schmelzenden Toteiskörper (gekreuzte Signatur) unterlagert wird.
- B = Seeseitige Hanggleitungen der Moräne können durch unterschiedlichen Wasserstand oder schmelzendes Toteis verursacht werden.
- C = Unterschiedlicher hydraulischer Druck durch unterschiedliche Höhe des Wasserspiegels kann bei durchlässiger Moräne zu einem Grundbruch führen.
- D = Lokal starke Erosion der Moränenaußenseite (etwa durch früheren Ausbruch eines höher gelegenen Gletschersees) verringert die Damstabilität.
- E = Höhenunterschiede (bis zu 100 Metern) zwischen benachbarten Gletscherseen sind wegen des möglichen hydraulischen Gradienten besonders zu beachten.
- F = oft schwer erkennbare (alte) Hanggleitungen können in einer geomorphologischen Kartierung erfasst werden.
- G = Monsunregen und lang andauernde Schönwetterperioden führen (durch Abschmelzen) zu einem erhöhten Wasservolumen des Gletschersees.
- H = Als Impakte, die von hinten eine Flutwelle initiieren können, kommen Gletscherabbrüche, Felsstürze und rasche Massenbewegungen, aber auch die Entleerung subglazialer Wassertaschen in Frage.

Alle diese Phänomene wurden in der Gletscherregion Nordbhutans beobachtet und können einzeln oder in Kombination für den Ausbruch eines Gletschersees in Frage kommen.

Es dürfte aus dieser taxativen Aufzählung verständlich sein, dass Satellitendaten alleine – wie bis vor kurzem von einem bekannten britischen Experten behauptet wurde – keine Prognose künftiger Gletscherseeausbrüche erlauben! Für die Empfehlung eines detaillierten, räumlich und zeitlich hochauflösenden Monitoring-Programmes ist außerdem wesentlich, ob ein Ausbruch durch ein Dammversagen im Stirnbereich des Gletschersees oder durch eine proximale Flutwelle infolge einer Massenbewegung initiiert wird (Abbildung 6).

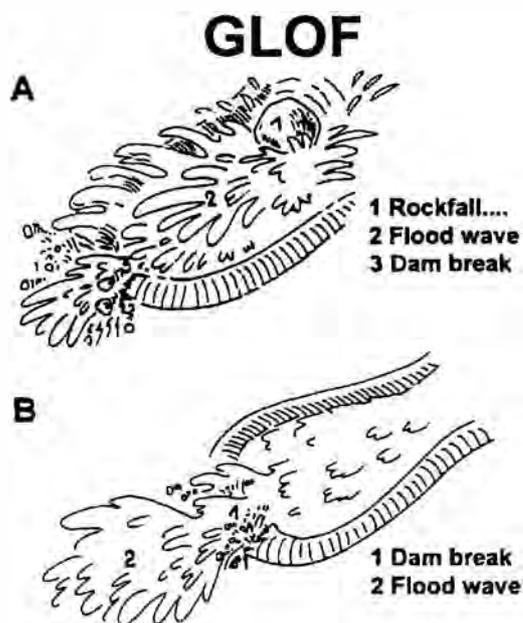


Abbildung 6:
Gegenüberstellung von zwei Hauptursachen für einen Gletscherseeausbruch, nämlich einen „Impakt“ aus dem hinteren Bereich des Gletschersees, der zu einer Flutwelle führt (Fall A) und einem Dambruch im Bereich der Stürmoräne (Fall B).

Während sich am Resultat der ausbrechenden Flutwelle nichts ändert, kommt der eigentlichen Ursache eine große Bedeutung zu, müssen doch sowohl das Untersuchungs- als auch Monitoring-Programm und letztlich Vorschläge für technische Maßnahmen zur Verringerung des Ausbruchsrisikos darauf abgestimmt werden.

3.2 Beurteilung des „global change“

Eine Beurteilung von Veränderungen der Hochgebirgslandschaft, wie sie für kurz- bis mittelfristige Prognosen und für die Empfehlung technischer und nicht technischer Maßnahmen Voraussetzung ist, kann nur qualitativer Natur sein, da keinerlei Daten von Langfristmessungen zur Verfügung stehen. Dennoch wurde während des mehrjährigen „Glacier lake outburst flood (GLOF) mitigation project Pho Chhu“ versucht, kurzfristig während der Monsunperiode erhobene Messreihen der Lufttemperatur, des Niederschlages und von Abflussdaten zur lokalen Interpretation der oberflächennahen geothermischen Verhältnisse, sowie des Schneeschmelz- und Abflussverhaltens zu verwenden.

Zur Beurteilung der klimatischen Veränderungen der letzten 50 Jahre, also jenes Zeitraumes, in dem sich die Gletscherseen in Nordbhanan so stark verändert haben, wurden Daten der nördlich benachbarten Stationen aus Tibet ausgewertet (LEBER et al., 1995; LEBER & HÄUSLER, 1998). Es zeigte sich, dass 16 von 17 Stationen in Südtibet zwischen 1952 und 1992 einen Anstieg der jährlichen mittleren Lufttemperatur um 0.0001°C bis 0.07°C erkennen lassen. Dieser kontinuierliche Temperaturanstieg wirkt sich nun aber nicht regional einheitlich auf das Abschmelzverhalten der Gletscher aus, da im westlichen Teileinzugsgebiet des Pho-Flusses (der Region B in Abbildung 1) ein Gletschersee in der Tarina-Region bereits vor über 50 Jahren ausgebrochen ist, zu einem Zeitpunkt also, zu dem in der östlichen Lunana-Region noch kein Gletschersee existierte. In Lunana setzte die Bildung von Gletscherseen erst etwa vor 50 Jahren ein und erst im Jahre 1994 ist der Luggye-Gletschersee ausgebrochen. Daraus resultiert, dass trotz eines generellen regionalen Anstieges der mittleren Lufttemperatur seit über 50 Jahren die Massenbilanzen einzelner Gletscher offensichtlich sehr unterschiedlich sind.

Da es derzeit aber keine direkte oder indirekte, flächendeckende Methode zur Beurteilung des Gletscherverhaltens gibt, bleibt nur die Kartierung und somit geometrische Auswertung von Gletschern und Gletscherseen aus Zeitreihen von Luft- und Satellitenbildern, wofür gerade einmal eine Erstaufnahme des Inventars von Gletscherseen in Bhanan zur Verfügung steht (MOOL et al., 2001). Somit bleibt als letzte Methode die Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung der Gletscherseeregion, deren zeitliche Rekonstruktion wiederum der Datierung von Moränen bedarf, noch dazu wo die ältere Parallelisierung der jüngsten Moränenstadien nach GANNSEER (1983) heute relativiert wird, da im Himalaya das Gletscherwachstum monsun gesteuert war.

Stadium 1: Abschmelzen des moränengedämmten Gletschers in der Ablationszone

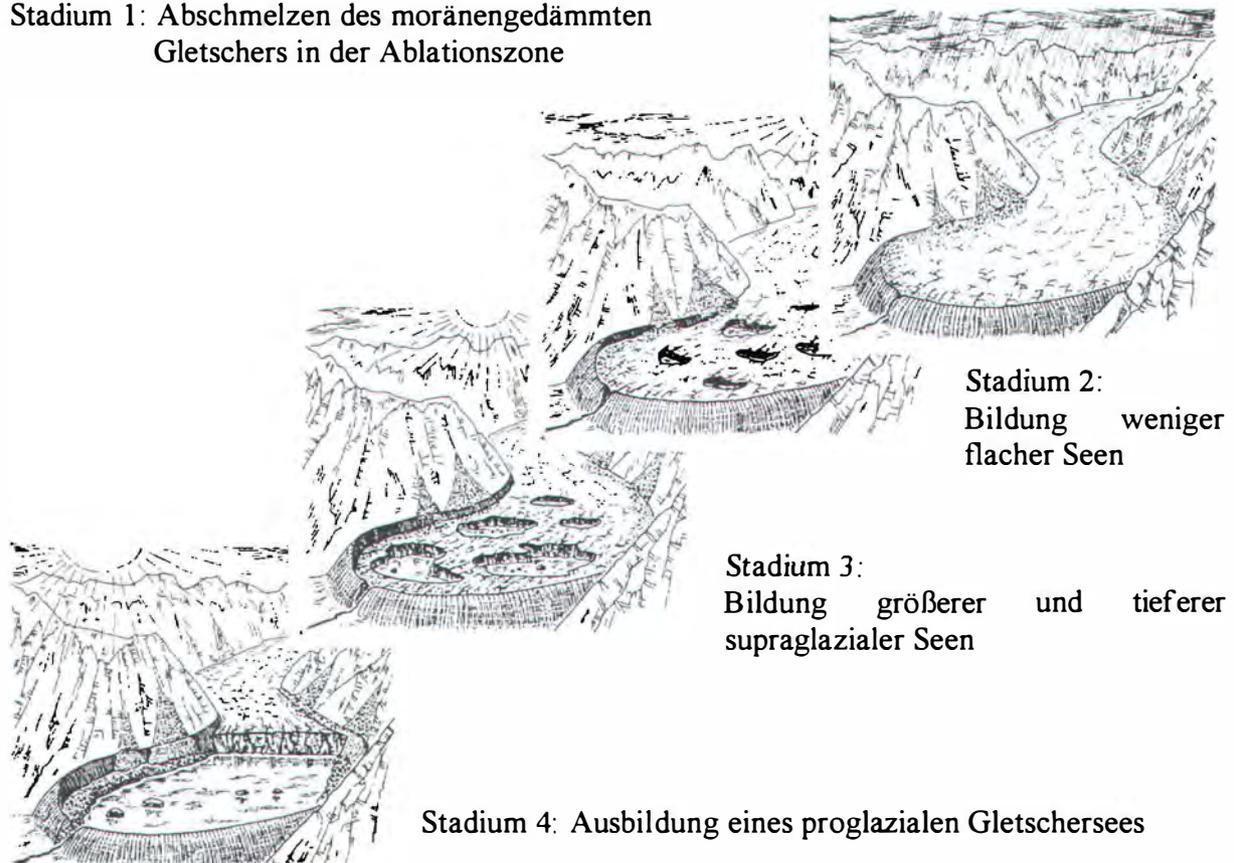


Abbildung 7: Schematische Rekonstruktion der Bildung eines Gletschersees von einem moränengedämmten Gletscher (**Stadium 1**) über das Stadium kleiner und flacher Seen auf dem Gletscher, so genannter supraglazialer Gletscherseen (**Stadium 2**), die in Anzahl und Größe/Tiefe zunehmen (**Stadium 3**) bis zur Bildung eines tiefen, proglazialen Sees vor der – sich dadurch passiv zurückziehenden – Gletscherstirn. Das größte Ausbruchspotential besteht, wenn nach Erreichen des **Stadiums 4** der Gletscher bis in eine hängende Position abschmilzt und dann einer der in Abbildung 5 angeführten Triggereffekte eine Flutwelle in dem voll gefüllten Gletschersee erzeugt.

Da die Massenbilanz unterschiedlicher Gletscher des mehrere 100 km² großen Bearbeitungsgebietes kurzfristig nicht zu erfassen war, wurde generell das Stadium, in dem sich ein Gletschersee befand, als Kriterium für den lokalen Gletscherrückzug genommen. Durch einen Zeitreihenvergleich von 50 Jahren, der auf den ersten topographischen Karten von 1956 und Satellitenbildern bis 1991 bestand, war somit – unter Berücksichtigung des Reliefs – grob das weitere Abschmelzverhalten jener Gletscher zu beurteilen, für deren Gletscherseen eine kurz- bis mittelfristige Risikobeurteilung durchgeführt werden musste.

Die Erkenntnis, dass nach den bisherigen Untersuchungen für den Ausbruch eines Gletschersees jeweils eine ganz bestimmte Koinzidenz von Entwicklungsstand eines Gletschersees und auslösendem Faktor verantwortlich war, ließ eine Strategie für ein detaillierteres künftiges Monitoring erarbeiten (Stadium 4 in Abbildung 7).

4.0 Untersuchungsprogramm zur Beurteilung des Ausbruchsriskos

In dieser Arbeit über die Methoden zur Beurteilung des Ausbruchsriskos werden einige Beispiele von Feldmethoden für eine Basiserhebung der komplexen geologischen Verhältnisse aufgezeigt. Es handelt sich dabei überwiegend um Ergebnisse quartärgeologisch-geomorphologischer Kartierungen (MEYER et al., 2001), strukturgeologischer Aufnahmen (WIESMAYR et al., 2002), hydrogeologischer Untersuchungen zur Klärung der Wasserführung der Moränen (PAYER et al., 2003) und geotechnischer Untersuchungen zur Beurteilung der Standsicherheit der Moränendämme. Auf die Neuergebnisse der altersmäßigen Einstufung der Moränen, die eine viel ältere Datierung von Gletschervorstößen ergaben als bisher angenommen, wird in der Folge nicht eingegangen, obwohl sie in die Beurteilung der bisher bekannten Wiederholungsrate von Gletscherseeausbrüchen eingehen.

4.1 Quartärgeologie-Geomorphologie

Auf der Basis hochauflösender Satellitenbilddaten wurden Kartierungsunterlagen im Maßstab 1:5.000 vorbereitet. Wegen der monsunbedingten monatelangen Bewölkung der Gletscherregion wurde eine Szene des Indischen Satelliten mit einer nominellen Auflösung von 5,7 m unter Verwendung einer topographischen Karte 1:50.000 georeferenziert und ein 3D-Geländehöhenmodell des Arbeitsgebietes generiert (Abbildungen 8 und 13).

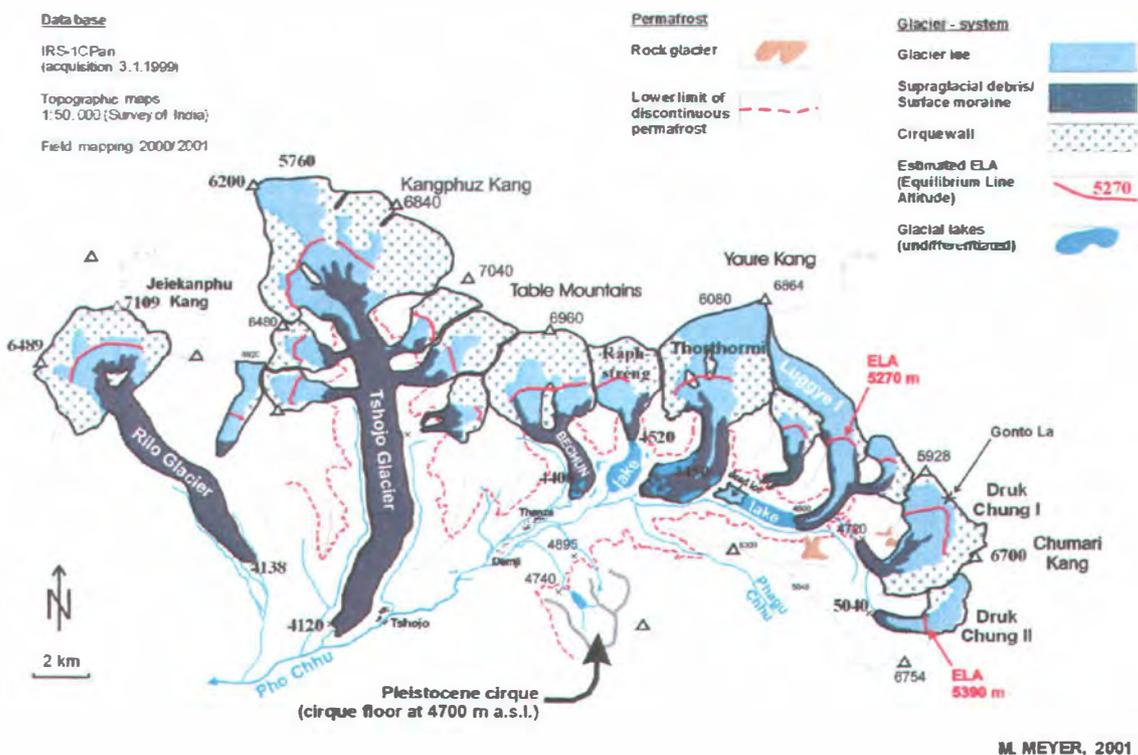


Abbildung 8: Berechnung des Gletscher-Elevation-Index (GEI) zur Abschätzung der rezenten Gleichgewichtslinie (equilibrium line altitude – ELA) und Untergrenze des nicht zusammenhängenden Permafrostes im östlichen Einzugsgebiet des Pho-Flusses (MEYER, 2001).

Die detaillierte Kartierung der Moränenwälle im Umkreis des Raphstreng Tsho (Abbildung 9) ergab ein komplexes Bild mehrfacher Vorstöße und Gletscherrückzüge in jüngster Zeit (Abbildung 10). Mehrere Stirnmoränen (1-3) ließen einen mehrmaligen Vorstoß des ehemaligen Raphstreng-Gletschers rekonstruieren („ältester“ Vorstoß erzeugte Wall 3; Terminalstand = 1). Das rasche Abschmelzen des Gletschers lässt der Vergleich des heutigen Gletschersees mit einem Foto von Augusto Gansser aus dem Jahre 1950 erkennen, auf dem der Raphstreng-Gletscher im Stirnbereich gerade zerfällt.

Als alarmierend erwies sich die Tatsache, dass die linke Seitenmoräne des Raphstreng-Gletschers komplett erodiert war und der 80 Meter hohe Damm nur mehr von der Stirnmoräne des Thorthormi Gletschers gebildet wurde.

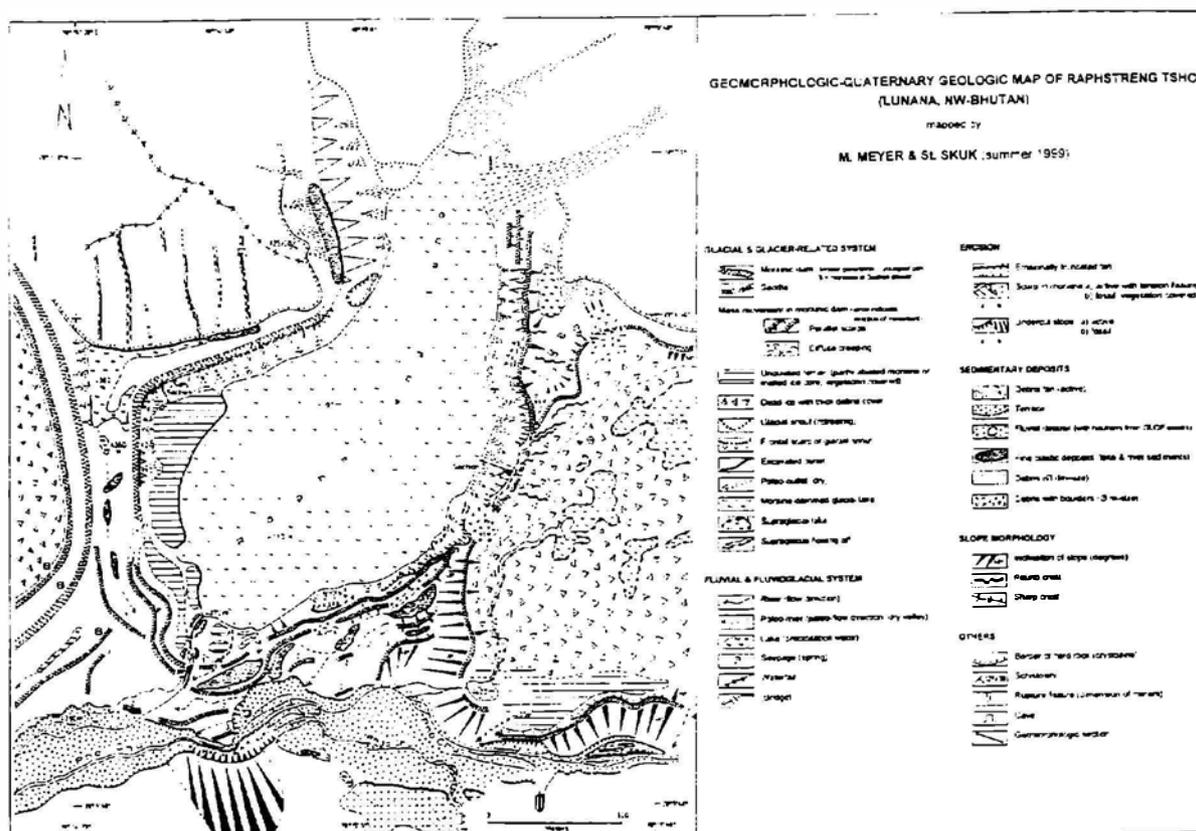


Abbildung 9: Beispiel einer detaillierten quartärgeologisch-geomorphologischen Kartierung des lokal noch weitgehend von Toteis unterlagerten Bereiches zwischen dem Raphstreng Tsho und Thorthormi Tsho (MEYER & SKUK in HÄUSLER et al., 2000).

Der Vergleich der unterschiedlichen Rückzugsstadien der auf eine Strecke von 15 km eng benachbarten Gletscher lässt auf lokal ganz unterschiedliche Massenbilanzen schließen, deren Gründe noch nicht näher untersucht worden sind. Neben unterschiedlicher Verteilung der Monsunniederschläge, Exposition, Gletschergeometrie und Schuttbedeckung der Gletscher könnte auch der lokal unterschiedliche Bewölkungsgrad und damit die Sonneneinstrahlung einen Einfluss auf die unterschiedliche Massenbilanz benachbarter Gletscher haben. Berücksichtigt man das ergodische Prinzip, so lässt sich ein heutiges Nebeneinander unterschiedlicher Stadien des Gletscherrückzuges und damit die Vergrößerung von Gletscherseen als Momentaufnahmen einer Entwicklung von einem Gletscher bis zu einem Gletschersee interpretieren (siehe Abbildung 7).

Ist das Alter der einzelnen Rückzugsstadien bekannt, lässt sich größenordnungsmäßig die weitere räumlich-zeitliche Veränderung der einzelnen Gletscher abschätzen.

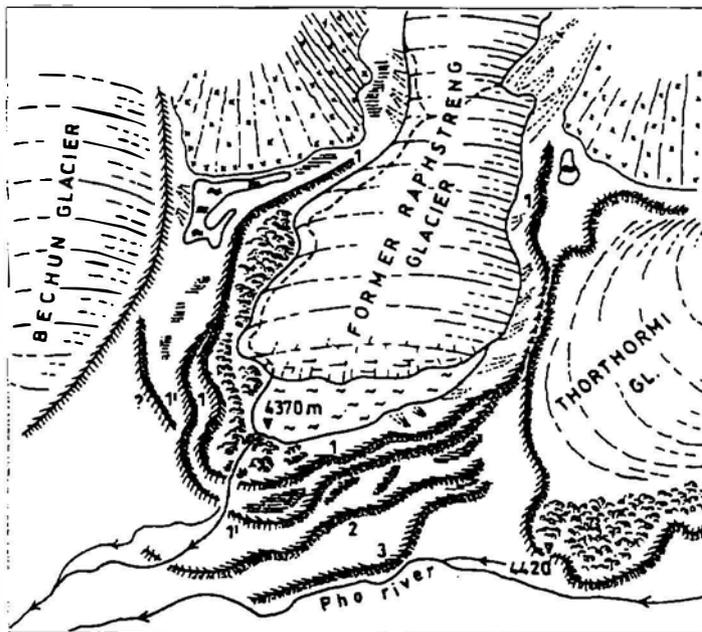


Abbildung 10:

Die geomorphologische Kartierung der Stürmmoränen ließ einen wiederholten Gletschervorstoß des Raphstreng-Gletschers bis zum letzten Terminalstand (1) erkennen und eine starke Erosion der linkslateralen Raphstreng-Moräne im Stimbereich des Thorthormi-Gletschers.

Die detaillierte geomorphologische Kartierung der Landformen lässt – mit entsprechender Kontrolle durch geophysikalische Tiefensondierungen – eine sehr rasche und detaillierte Interpretation der Untergrundverhältnisse zu. Im konkreten Fall war es wichtig zu beurteilen, ob Abschmelzvorgänge in so genannten moränenbedeckten Toteisbereichen bereits abgeschlossen waren oder nicht. Die Kontrolle einer als „undulated terrain“ ausgedehnten Kartiereinheit (in Abbildung 9) stellte sich als gänzlich abgeschmolzener, ehemaliger Toteisbereich heraus, wie durch geoelektrische Multielektrodenmessungen an repräsentativen Stellen nachgewiesen werden konnte. Aus technischen Gründen sind in diesem Gebiet auf 4500 m Seehöhe für eine lokale Kontrolle der geoelektrischen Profile jedoch keine Bohrungen möglich gewesen.

4.2 Strukturgeologie

In einem derartig jungen Orogen wie dem Himalaya lag von Anfang an der Verdacht nahe, dass vor allem an junge Störungen gebundene Erdbeben direkt oder indirekt eine Flutwelle und damit einen Gletscherseeausbruch auslösen könnten. Wenn auch zu Projektbeginn keinerlei Daten von seismischen Stationen in Bhutan zur Verfügung standen, so ließ doch eine spezielle Aufnahme junger tektonischer Strukturen Hinweise auf neotektonische Aktivitäten erwarten.

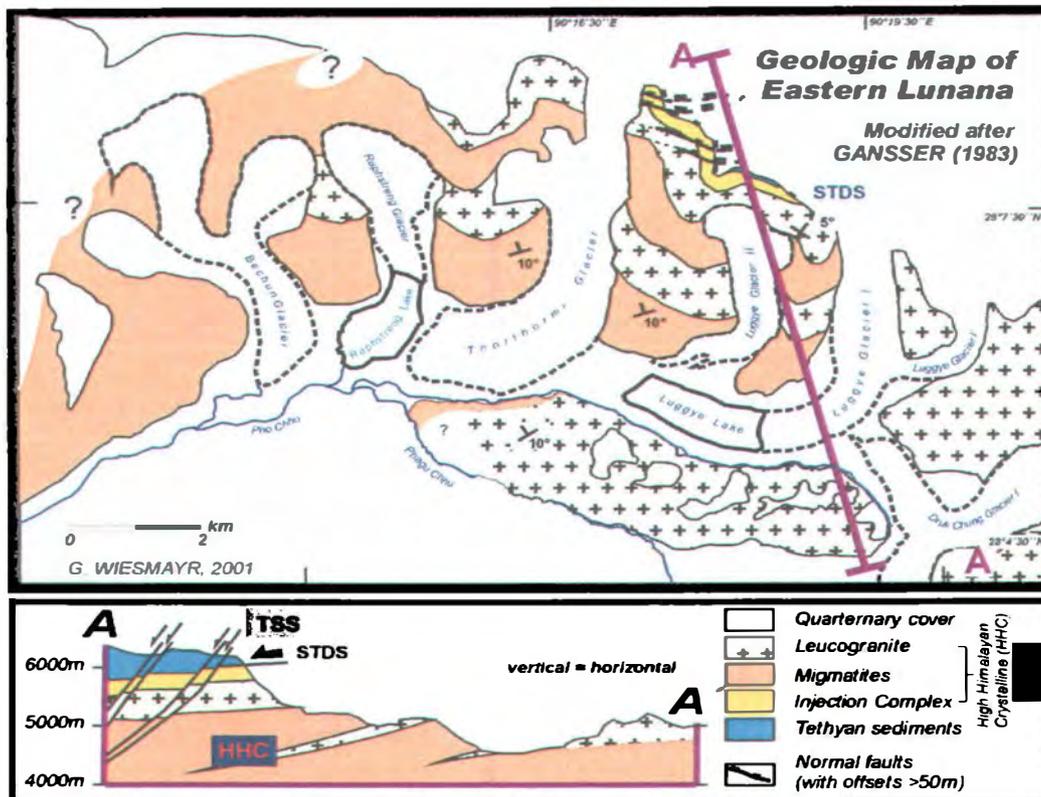


Abbildung 11: Geologische Karte von Ost-Lunana, verändert nach GANSSER (1983) mit schematischem geologischem Profil des Projektgebietes (WIESMAYR in LEBER et al., 2002).

Folgende bruchtektonische Strukturen weisen auf neotektonische, rezente Aktivitäten hin:

- Gemeinsames Auftreten von steilen Abschiebungen, die in eine listrische Fläche übergehen, oberhalb welcher Sandintrusionen im Meterbereich auftreten (Abbildung 12, links)
- Parallel zu NNE-Lineamenten im Satellitenbild und prominenten Klüften (? Störungen) im Kristallin deuten, nur lokal an einer Störung auftretend, geknackte Gerölle auf einen Stress in Richtung der jüngsten Deformation D2 hin (Abbildung 12, rechts)
- Steil westfallende Bruchstruktur in der linkslateralen Raphstreng-Moräne, die als Strike-slip-Störung der bruchhaften D2-deformation interpretiert wird

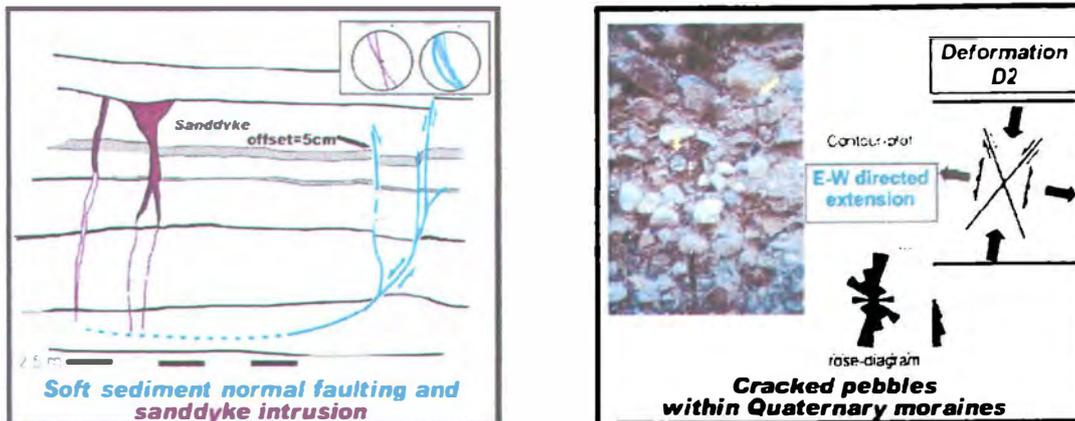


Abbildung 12: Beispiel junger Bruchstrukturen in Lunana. Links: Sanddyke-Intrusionen in den wenige hundert Jahre alten Seeablagerungen 1.2 km östlich der Ortschaft Tshojo. Rechts: Entlang der prominenten NNE-Lineationsrichtung gekackte Gerölle der Kames-Terrasse entlang des oberen Pho-Flusses, 600 m SW des Raphstreng-Sees (WIESMAYR in LEBER et al., 2002).

Als Resumé sei somit festgehalten, dass im kristallinen Rahmen der beiden detailliert untersuchten Gletscherseen, die nachweislich in den vergangenen Jahrzehnten ausgebrochen sind (Tarina und Lunana), keine Störungen entdeckt wurden, aus denen entweder auf die Auslösung einer primären Flutwelle geschlossen werden könnte, oder die sekundär Massenbewegungen oder einen Dammbbruch der Stimmoräne zur Folge gehabt haben könnten. Konsequenterweise wird auch an dieser Frage derzeit vom Bhutanesischen Geologischen Dienst weitergearbeitet, indem ein seismisches Beobachtungsnetz in Bhutan eingerichtet wird.

4.3 Hydrogeologie

Seit den ersten Kontakten mit Kollegen des Bhutanesischen Geologischen Dienstes im Jahre 1998 war erkennbar, dass für die Beurteilung der Standsicherheit von moränengedämmten Gletscherseen die Wasserdurchlässigkeit des Moränenmaterials eine wichtige Rolle spielt. Sollte ein hydraulischer Zusammenhang zwischen seepages und den Moränenseen bestehen, so musste bei steigendem Wasserspiegel mit einem erhöhten Wasserdruck gerechnet werden, der zu einem Versagen des Moränendamms führen könnte. Daher wurde schrittweise, nach einer ersten Aufnahme der zahlreichen Moränenquellen („seepages“) im Jahre 1999, ein Untersuchungsprogramm zur Differenzierung der seepages und zur Ermittlung ihrer Wasserherkunft entwickelt (Abbildung 13).

Die Quellwässer sind generell sehr gering mineralisiert, die Leitfähigkeit variiert zwischen 5 und 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die Schüttungsmengen können sehr unterschiedlich sein und schwanken zwischen 0.1 l/sec und mehreren m^3/sec .

Chemismus, Leitfähigkeit und pH-Wert waren nicht aussagekräftig genug, Wässer aus verschiedenen Moränenquellen voneinander und von Wässern der verschiedenen Gletscherseen und vom Wasser des Vorfluters (Pho-Fluss) zu unterscheiden. Es konnten jedoch aufgrund von Hydro-Isotopen (Sauerstoff-18 und Tritium) sowie unterschiedlicher Temperatur-Tagesgänge der Wässer doch unterschiedliche Provenienzen abgeleitet werden.

Als Ergänzung zur Interpretation von Messreihen mit automatischen Datenloggern (mit 0.3°C Auflösung und einer Genauigkeit von $\pm 0.4^\circ\text{C}$) wurden auch Tagesgänge mit höher

auflösenden WTW-Temperaturmessgeräten (0.1°C Auflösung) herangezogen. Zum Vergleich des gemessenen Tagesganges der Wassertemperatur dienten die digitalen Aufzeichnungen der Lufttemperatur der nur wenige Kilometer westlich, in der Ortschaft Thanza, errichteten Wetterstation.

Eine Klassifizierung der Moränenquellen auf Grund des Wasseralters (abgeleitet von Tritium-Messungen), der mittleren Höhe des Einzugsgebietes (abgeleitet aus Sauerstoff-18 Messungen) und der Abschätzung der Tiefenlage des Quell-Aquifers (abgeleitet aus der geringeren oder stärkeren Beeinflussung der Wassertemperatur durch die Tagestemperatur) führte in Lunana zu folgender Klassifizierung von seepages (Abbildung 14):

- Seepage Gruppe A mit sehr geringen Temperaturen von 1-3°C und einer geringfügigen Beeinflussung der Lufttemperatur auf den Tagesverlauf der Wassertemperatur
- Seepage Gruppe B mit höheren Temperaturen von 3-8°C und eine starke Beeinflussung der Lufttemperatur auf den Tagesgang der Wassertemperatur
- Seepage Gruppe C ist ein direkt nachweisbarer Durchfluss von Oberflächenwasser durch die Moräne
- Bei seepage Gruppe D entspricht die tägliche Schwankung der Wassertemperatur der Temperaturverteilung des Wassers aus dem Abfluss des Thorthormi Gletschersees

Am problematischsten war die Beurteilung der Moränenquellen der Gruppe A an der Außenseite der Raphstreng-Stirnmoräne. Obwohl die auch über das Jahr nahezu gleich bleibende Wassertemperatur um 2°C nicht direkt einem tieferen Gletscherseewasser des Raphstreng-See entsprach (das eine konstante Temperatur von 4°C aufwies), konnte doch ein umläufiges Seewasser durch Toteiskörper zwischen der Bechun und Raphstreng-Seitenmoräne auf 2°C abgekühlt werden. Mit Hilfe der Multielektroden-Geoelektrik konnte jedoch kein Toteis im intramoränen Einzugsgebiet der Quellen S1 und S2 nachgewiesen werden, so dass diese Temperatur als mittlere Jahrestemperatur interpretiert werden kann. Da auch der Jahresgang kaum Schwankungen aufwies und die Wassertemperatur nie unter 0°C fiel, ist für diesen Bereich die Existenz eines Permafrostbodens ausgeschlossen!

Als Ergebnis der kombinierten hydrologisch-hydrogeologischen Untersuchungen konnte geschlossen werden, dass mit einer einzigen Ausnahme – nämlich eine umläufige Moränenquelle im Stirnbereich des Thorthormi Gletschersees – kein einziger seepage an der Moränenaußenseite von dem dahinter gelegenen Gletschersee stammte, wie dies ursprünglich angenommen worden war. Damit konnte aber auch das Risiko eines Dammbrechtes aufgrund eines überhydrostatischen Druckes für diesen Bereich ausgeschlossen werden.

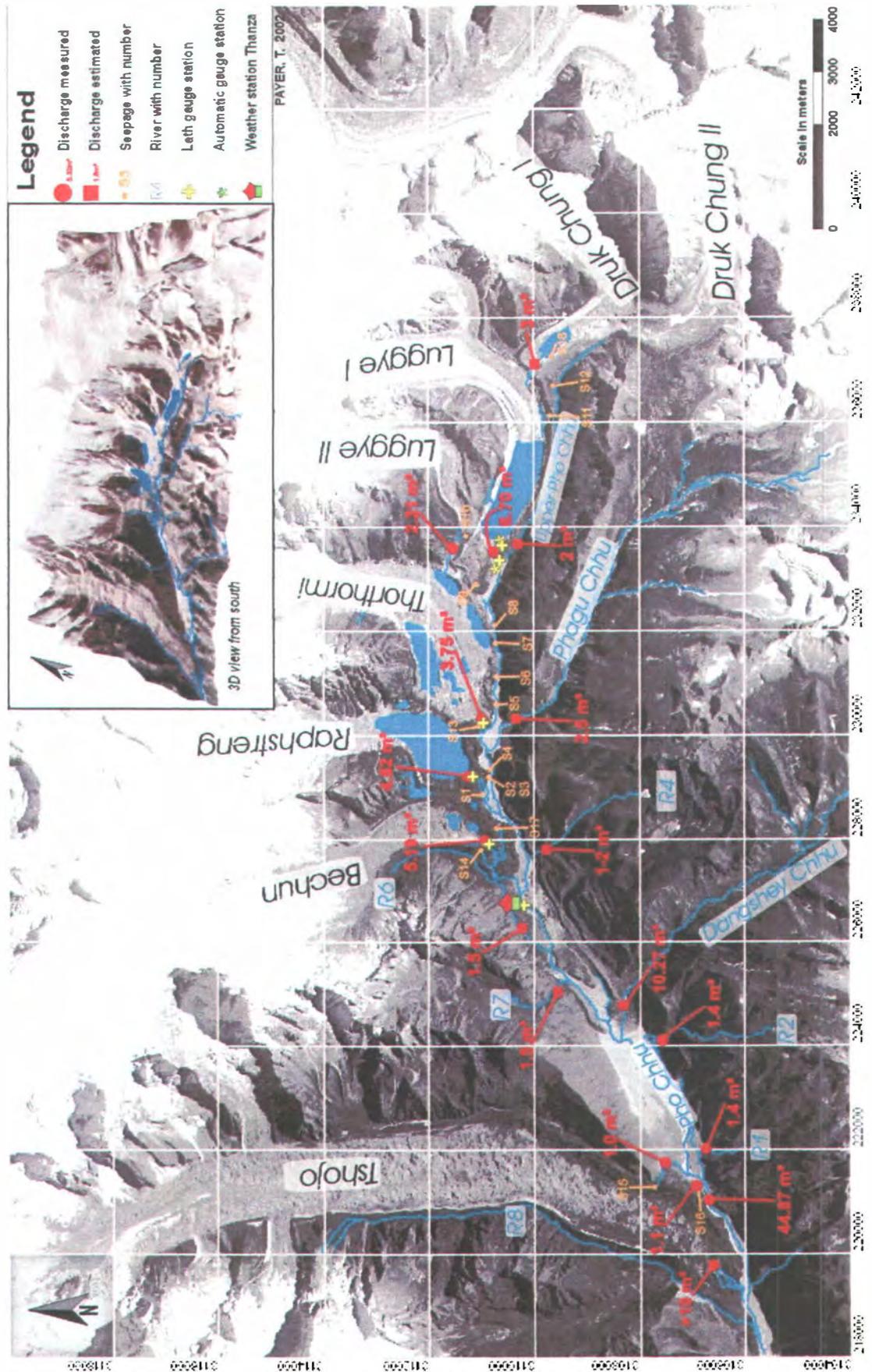


Abbildung 13: Übersicht des hydrologisch-hydrogeologischen Messprogrammes in Ost-Lunana (PAYER in LEBER et al., 2002).

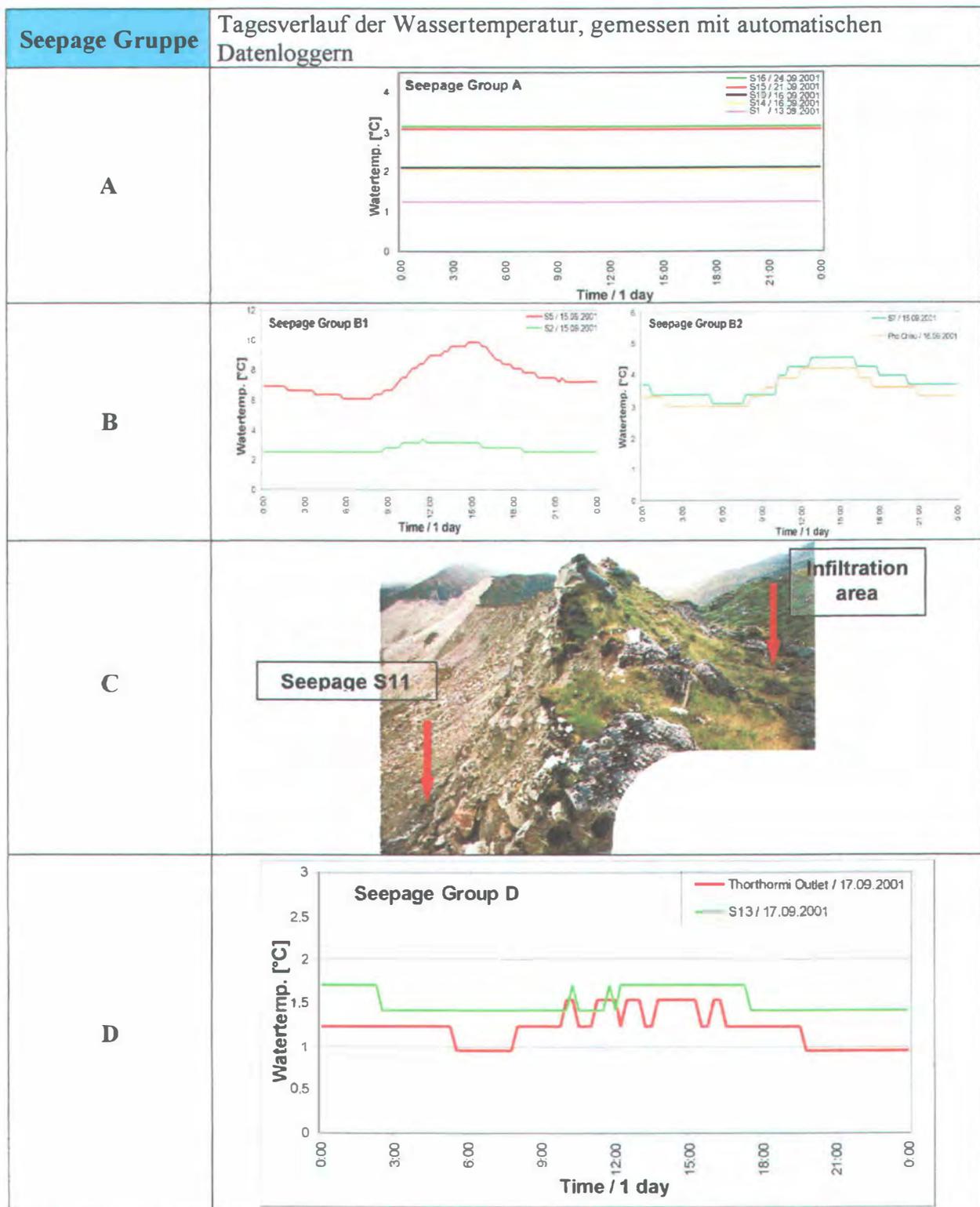


Abbildung 14: Klassifizierung von Moränenquellen aufgrund der Tiefenlage ihres Aquifers, abgeleitet aus dem Tagesgang der Wassertemperatur als Funktion der Beeinflussung durch die Lufttemperatur (PAYER in LEBER et al., 2002).

4.4 Standsicherheit der Moränendämme

Gemäß DIN wurden an rund 20 verschiedenen Lokalitäten die Dichte des Moränenmaterials, Korngrößenverteilung, Kornform und Rundungsgrad sowie die Korn-Rauigkeit gemessen, die Kompaktheit und der Winkel der inneren Reibung abgeschätzt und mittels Handpenetrometer, Rammsondierung und Wasserinfiltrationstest zusätzliche bodenmechanische Parameter bestimmt.

Für die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit wurde der d_{10} -Wert der Kornsummenkurve gewählt und die Kurve mit dem Ungleichförmigkeitskoeffizient ($U = d_{60}/d_{10}$) auf ihre Verwendbarkeit für Durchlässigkeitsberechnungen geprüft. Der Koeffizient der hydraulischen Leitfähigkeit wurde nach HAZEN, BEYER und BIALAS berechnet, wobei für die Wassertemperatur $t = 10^\circ\text{C}$ und den Faktor C von 0.006 angenommen wurde, so dass sich für die hydraulische Leitfähigkeit nach $K_{\text{HAZEN}} = C \cdot d_{10}^2$ (für $0.06 \leq d_{10} \leq 0.6$ und C_u zwischen $1 \leq U \leq 20$) und $K_{\text{BIALAS}} = 0.0036 \cdot d_{20}^{2.3}$ ergibt. Die effektive Porosität wurde nach MAROTZ berechnet.

Die Parameter „Kohäsion“ und „interner Reibungswinkel“ wurden iterativ nach Beispielen von Dammversagen in der Natur berechnet und so die kartierte und gemessene Bewegungsebene zusammen mit den anderen bodenmechanischen Parametern in dem Hang-Stabilitätsprogramm SLOPE als Zweischichtfall berechnet. Dabei stellte sich heraus, dass der Sicherheitsfaktor zwischen 1.0 und 1.3 lag und somit – gemäß unseren Normen – stets nicht stabile Moränenböschungen ergab.

4.5 Risikobeurteilung eines Dammbrechens

Wegen einer starken Verengung des Luggye Outlets durch Hangrutschungen von Moränenmaterial über abschmelzendem Toteis wurde von internationalen Experten ein neuerlicher Aufstau des Luggye Gletschersees erwartet (LEBER et al., 2000). Damit konnte ein neuerlicher Ausbruch des bereits 1994 – mit einem Volumen von 20 Millionen m^3 – ausgebrochenen Luggye Tsho nicht ausgeschlossen werden.

Nach einer detaillierten, ingenieurgeodätischen Vermessungskampagne der Massenbewegungen, der Messung räumlich hochauflösender geoelektrischer Profile im Rutschungsbereich sowie geotechnischer Untersuchungen der unterschiedlich stabilen Stirnmoränenbereiche wurde das Risiko eines neuerlichen Gletscherseeausbruches aus dem Bereich des Luggye Tsho und des höher gelegenen Druk Chung Sees (Abbildung 1) berechnet. Grundlage für die flächendeckende Beurteilung der Umgebung des Luggye Tsho bildete eine detaillierte geomorphologische Kartierung von Mag. Michael Mayer (Abbildung 15).

Als „worst case“-scenarios wurden von Dr. Michael Brauner und Mag. Diethard Leber den numerischen Simulationen folgende 5 Prozesse zugrunde gelegt (BRAUNER et al., 2003):

- 1) Plötzliche Entwässerung eines subglazialen Wasserreservoirs des höher gelegenen Druk Chung Gletschers
- 2) Plötzlicher Durchbruch eines durch Rutschungsmassen blockierten Outlet des höher gelegenen Druk Chung Sees
- 3) Plötzliche Rutschung der steilen rechts- und links-lateralen Moränen des Luggye Tsho

- 4) Blockierung des Luggye Outlet durch langsame Massenbewegungen (der orographisch rechten Seite) über schmelzendem Toteis im Stirnbereich
- 5) Blockierung des Luggye Outlets durch eine rasche Massenbewegung der orographisch linksseitigen steilen Moräne

Die numerische Simulation dieser 5 Ausbruchsszenarien hat ergeben:

- Eine plötzliche Entwässerung von 200.000 m³ aus subglazialen Wassertaschen des höher gelegenen Gletschers würde den Wasserspiegel des höher gelegenen Druk Chung Sees um 1.75 Meter innerhalb von 2 Tagen erhöhen. Die daraus resultierende Flutwelle für Szenario 1 bedeutete nur ein geringes Risiko.
- Für Szenario 2 wurde eine maximale Massenbewegung von 30.000 m³ im Stirnbereich von Druk Chung zum Luggye Tsho angenommen, wobei die nachfolgende Flutwellenberechnung eine Höhe von 1.75 ergab. Da gleichzeitig die Durchflusskapazität beim Auslass des Luggye Tsho als ausreichend für eine derartige Flutwelle erachtet wurde, wurde auch dieses Risiko als gering eingestuft.
- Auf Grund der Geländekartierung der Seitenmoränen wurde eine rasche Massenbewegung von maximal 400.000 m³ angenommen, die eine 17 Meter hohe Flutwelle auslösen könnte, deren Amplitude sich auf die Strecke bis zum Auslass des Luggye Tsho auf 2 Meter verringern würde. Eine nachfolgende Erhöhung des Wasserspiegels um insgesamt 50 cm wurde als geringes Risiko eingestuft.
- Trotz der rasch zerfallenden und schmelzenden Toteismassen im Stirnbereich konnte wegen der langsamen Kriechtendenz des Moränenhanges (abgeleitet von der flächendeckenden geodätischen Vermessung) eine rasche Verlegung des Luggye Outlet ausgeschlossen werden.
- Als Ausbruchsszenario 5 wurde eine Kombination von plötzlich abgleitenden steilen Moränenhängen mit nachfolgender Verlegung des gesamten Luggye Seeauslasses berechnet, was ein teilweise höheres Risiko für eine rückschreitende Erosion des verlegenden Dammes und damit einen Ausbruch der dahinter aufgestauten Wassermassen ergab.
- Einzig der hypothetische Fall einer Kombination aller hier angeführten Einzelszenarien wurde aufgrund der numerischen Flutwellen- und Dammbrechberechnungen als erhöhtes Risiko eines neuerlichen Ausbruches des Luggye Tsho erachtet, wobei aufgrund des heute verfügbaren Wasservolumens nur 10% der zerstörenden Wirkung von 1994 angenommen werden mussten.

Die Empfehlung geotechnischer Maßnahmen erfolgte so auf der Basis im Gelände erhobener, durch die „stillen Zeugen“ des Ausbruchereignisses von 1994 kontrollierten, Fakten, welche die Eingangsgrößen für die numerische Computermodellierung bildeten.

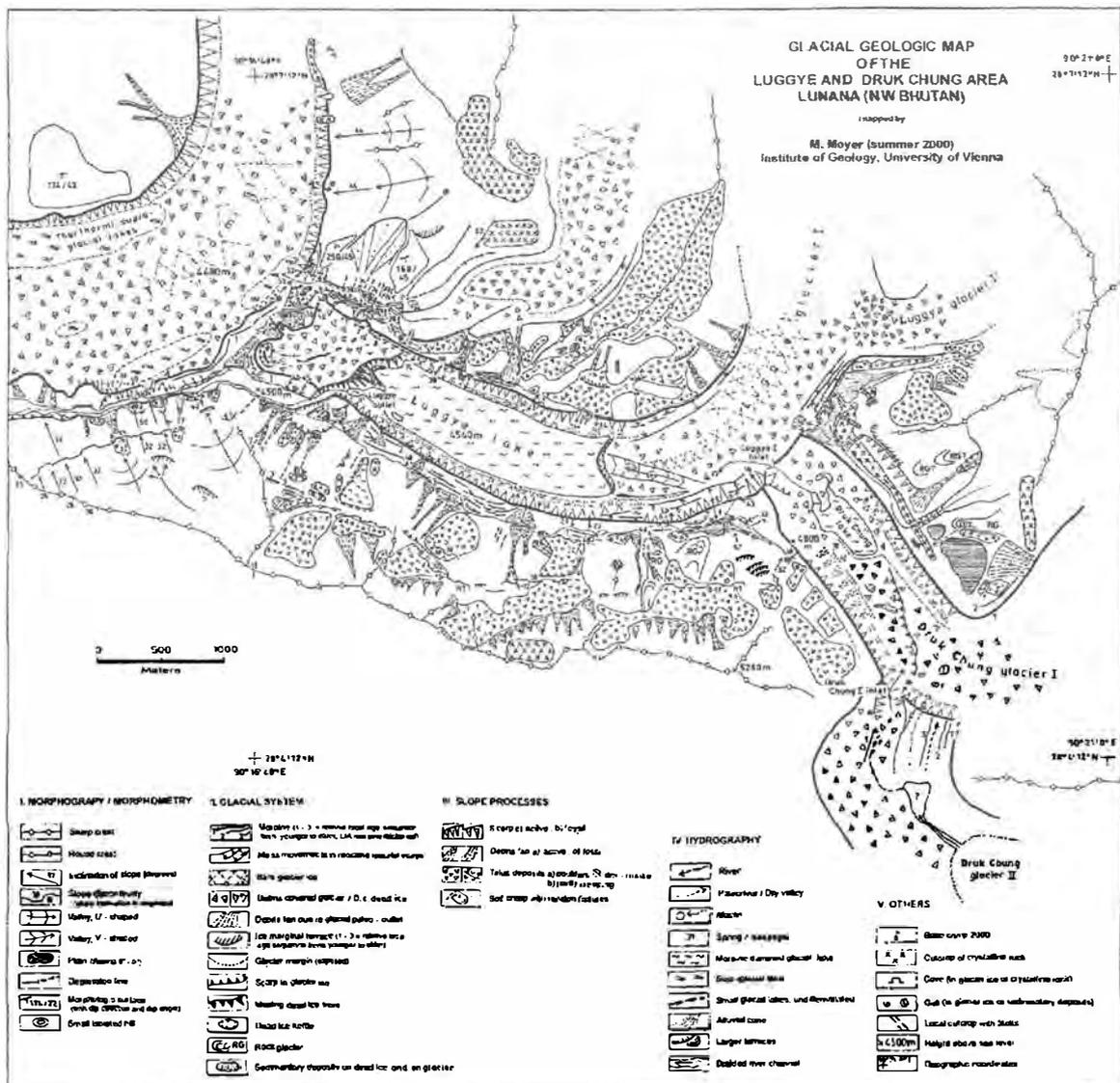


Abbildung 15: Geomorphologische Kartierung der Umgebung des Luggye Tsho zur Beurteilung des Risikos dieses im Jahre 1994 ausgebrochenen Gletschersees (MEYER in LEBER et al., 2000).

5.0 Schlussbemerkungen

Da das Projekt aus insgesamt 3 zeitlich nicht aufeinander abgestimmten Einzelphasen bestand, war – mit Ausnahme der Klimastation – a priori keine Messkampagne über ein Jahr hinaus geplant gewesen. Die Ergebnisse der interdisziplinären Geländearbeiten waren Grundlage für die Beurteilung des Ausbruchrisikos von Gletscherseen im Gesamteinzugsgebiet des Pho-Flusses. Da von vornherein feststand, dass eine Sanierung jedes Gletschersees im Einzugsbereich wegen ihrer Vielzahl und der extremen Höhe finanziell und technisch vollkommen unmöglich war, wurde ein mehrstufiger Plan zur Risikominimierung entwickelt.

Als wesentliche Beurteilungsgrundlage für die Veränderung der Umweltsituation in der Hochgebirgsregion dienten die Daten der Klimastation sowie der Abflussmessungen. Auf Grund der laufenden Aufzeichnungen von Lufttemperatur- und Niederschlagsdaten sollte es –

bei gleichzeitiger Aufzeichnung des Wasserstandes des Vorfluters – und der manuellen Ablesung der Wasserstände einzelner See-Auslässe möglich sein, ein interaktives Frühwarnsystem auf lokaler Basis zu errichten. Vorteil dieses etwas sophisticated anmutenden Frühwarnsystems ist die geringst mögliche Abhängigkeit von technischen Sensor-Systemen, die zwar weltweit eingesetzt werden, aber entsprechend teuer und für eine größere Region sehr wartungsintensiv sind. Seit einigen Jahren wird im Nepal-Himalaya ein derartiges technisches Frühwarnsystem für das Rolwaling-Tal betrieben, für das aber neben zu hohen Wartungskosten auch die Akzeptanz der betroffenen Bevölkerung fehlt.

Die Daten von Klimastation und Abflussmessungen bieten eine einzigartige Grundlage für die numerische Berechnung von Hochwasserereignissen und sind somit ein erster Schritt für eine qualitative und quantitative Vorhersage von Ausbruchereignissen. Liegen diese im Bereich des zeitlichen Handlungsspielraumes der Regierung, so können in besonders kritischen Fällen (wie etwa am Thorthormi See) auch lokale technische Maßnahmen zur rechtzeitigen Absenkung des See-Wasserspiegels getroffen werden.

Darüber hinaus bietet das während des Projektes erarbeitete Verständnis für die von der Klimaänderung abhängigen geologischen Prozesse einen erweiterten Handlungsbedarf für zusätzliche (internationale) Projektstudien. Dies wird besonders deswegen notwendig, weil rückblickend nur wenige Indizien zur Beurteilung einer so raschen Umweltveränderung erkennbar sind, wie sie in den kommenden Jahrzehnten erwartet werden müssen. Auf Grund der zunehmenden regionalen Erwärmung und des dadurch vermehrten Rückzugs der Gletscher entsteht bei gleichzeitig zunehmender Nutzung der (überschwemmungsgefährdeten) Talbereiche ein erhöhtes Risiko für die Bevölkerung. Dieses ist zwar im Prinzip den Dorfbewohnern auf 4000 Meter Seehöhe (indirekt) bewusst, weil sie Ihre Siedlungen bisher meist hoch genug über den Flussterrassen angelegt haben, nicht jedoch den Siedlungsplanern in den 2000 m hoch gelegenen Talbereichen, wo neuerdings Hotels, Schulen und Brücken im unmittelbar gefährdeten Überschwemmungsbereich geplant sind.

Aus diesem Grund wurde für die betroffenen Gemeinden Gefahrenzonenpläne im Maßstab 1:5000 ausgearbeitet, wobei den Modellrechnungen worst-case Katastrophenereignisse als Bemessungsgrundlage zugrunde gelegt wurden (BRAUNER et al., 2002). Die Beurteilung und Festlegung derartiger Szenarien war in enger Zusammenarbeit mit den Kooperationspartnern des Geologischen Dienstes erfolgt, um höchstmögliche (politische) Akzeptanz zu erreichen. Die Umsetzung eines erweiterten Frühwarnsystemes sowie die Einführung des grundsätzlich neuen Konzeptes des Flächenwidmungsplanes erfolgt bereits durch die Bhutanesische Regierung.

Gilt es die Veränderung von mehreren tausend Gletscherseen in einem Land zu beurteilen, so sind Zeitreihenanalysen zu empfehlen, wobei girlandenartig aufgereihten, sich gegenseitig beeinflussenden Gletschern ein erhöhtes Augenmerk beizumessen ist. Geländeuntersuchungen müssen unbedingt in repräsentativen Teilgebieten erfolgen. Für die Modellierung von Ausbruchsszenarien sind Niederschlags- und Abflussdaten ebenso Voraussetzung wie eine genaue Kenntnis der Standfestigkeit und des Untergrundes.

Die teilweise in der Presse und im Internet angeführten Horrorszenarien, die bei Entscheidungsträgern leicht zu Panikreaktionen führen, sollten vermieden und durch seriöse Projektdaten ersetzt werden.

6.0 Literatur

- ARMINGTON, S. (2002): Bhutan.- 2. Auflage, 319 p., (Lonely planet publications), Melbourne.
- BRAUNER, M., HÄUSLER, H., LEBER, D. & DORJI WANGDA (2002): Implementation of a hazard-zonation concept for land-use planning of Gasa Dzonghag in the eastern Pho Chhu watershed of Bhutan.- 36 p., 15 fig., 11 tab., maps 2-4, (Institute of Geology, University of Vienna), Vienna.
- BRAUNER, M., AGNER, P., VOGL, A., LEBER, D., HÄUSLER, H., & DORJI WANGDA (2003): Estimation of glacial outburst floods in Himalayan watersheds by means of quantitative modelling.- XXVIII General Assembly, European Geophysical Society, Nice, France, 6-11 April 2003, Abstract, Nice.
- GANSSER, A. (1983): Geology of the Bhutan Himalaya.- Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 96, 181 p., 139 fig., 1 geological map, Basel.
- HÄUSLER, H. & LEBER, D. (1998): Final Report of Raphstreng Tsho Outburst Flood Mitigation Project (Lunana, Northwestern Bhutan): Phase I.- 33 p., 5 fig. (Institute of Geology, University of Vienna), Vienna.
- HÄUSLER, H., LEBER, D., SCHREILECHNER, M., MORAWETZ, R., LENTZ, H., SKUK, St., MEYER, M., JANDA, Ch. & BURGSCHWAIGER, E. (2000): Raphstreng Tsho Outburst Flood Mitigation Project (Lunana, Northwestern Bhutan): Final Report of Phase II.- 100 p., 50 fig., 12 tab., 3 maps (Institute of Geology, University of Vienna), Vienna.
- HÄUSLER, H., BHADRA, B. & DHITAL, M. R. (2002): Final Evaluation Report of the Tsho Rolpa GLOF Risk Reduction Project (TRGRRP).- 23 p., annex A-G, (Department of Hydrology and Meteorology, Ministry of Science and Technology), Kathmandu.
- LEBER, D., HOLAWA, F. & HÄUSLER, H. (1995): Climatic classification of the Xizang/Tibet Autonomous region (P. R. CHINA) using multivariate geostatistical methods.- *GeoJournal*, 37 (4), 451-473, 8 fig., 8 tab., London.
- LEBER, D. & HÄUSLER, H. (1998): Research on environmental change in Southern Tibet.- Proc. Int. Conf. on Ecohydrology of High Mountain Areas, Kathmandu, 24-28 March 1996, 489-503, 11 fig., 2 tab., Kathmandu/Nepal.
- LEBER, D., HÄUSLER, H., BRAUNER, M. & SKUK, S. (2000): Technical report on Luggye Tsho outburst flood mitigation project, Lunana, Bhutan.- 71 p., 28 fig., 17 tab. (Institute of Geology, University of Vienna), Vienna.
- LEBER, D., HÄUSLER, H., BRAUNER, M., DORJI WANGDA, MEYER, M., WIESMAYR, G., PAYER, T., FRIEDRICH, M., SKUK, St., PLATZER, K., SCHWARZ, P., VOLLSINGER, St., TOBGAY, KARMA KUENZA, PUNTSHO NORBU, LOBZANG GYENDEN, INDRA KUMAR CHHETRI, DEO RAJ GURUNG, TSHEWANG PHUNTSHO & MASAHIKO IKEMOTO (2002): Final report of the glacier lake outburst flood (GLOF) mitigation project Pho Chhu – Eastern Branch (Thanza – Lhedj; 2000-2002), Lunana, Bhutan.- 189 p., 66 fig., 46 tab., 4 maps, (Institute of Geology, University of Vienna), Vienna.
- MEYER, M. (2001): Glazialgeologie und holozäne Gletscherschwankungen in Ost-Lunana (Bhutan-Himalaya).- Unveröff. Dipl.-Arb., Fakultät für Grund- und Integrativwissenschaften der Univ. Wien, 1. Entwurf, 107 S., 47 Abb., 2 Tab., 1 geomorphologisch-quartärgeol. Kt. 1:5000, Wien.

- MEYER, M., HÄUSLER, H., LEBER, D., SKUK, S. & DORJI WANGDA (2001): Glacial geological history and glacial lake outburst floods in Lunana, NW-Bhutan.- *J. Asian Earth Sciences*, vol. 19, 3A, Special abstract issue, 16th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Seggau/Austria, 3-5 April 2001, p. 45.
- MOOL, P., DORJI WANGDA, S. R. BAJRACHARYA, KARMA KUNZANG, DEO RAJ GURUNG & S. P. JOSHI (2001): Inventory of glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods. Monitoring and early warning systems in the Hindu Kush-Himalayan region: Bhutan.- 227 p., annex 1-2, (ICIMOD, MENRIS), Kathmandu.
- PAYER, T., LEBER, D., HÄUSLER, H., BRAUNER, M. & DORJI WANGDA (2003): Snow/ice melt precipitation runoff modelling of glaciers in the Bhutan Himalaya.- XXVIII General Assembly, European Geophysical Society, Nice, France, 6-11 April 2003, Abstract, Nice.
- WIESMAYR, G., EDWARDS, M. A., MEYER, M., KIDD, W. S. F., LEBER, D., HÄUSLER, H. & DORJI WANGDA (2002): Evidence for fault-accommodated strain in the High Himalaya: progressive fault rotation of the southern Tibet detachment system in NW Bhutan.- (In:) S. DE MEER, M. R. DRURY, J. H. P. DE BRESSER & G. M. PENNOCK (eds.): Deformation mechanisms, rheology and tectonics: current status and future perspectives.- Geological Society, Special Publications, 200, 371-386, 8 fig., (The Geological Society of London), London.

Dank

Wir danken den Herrn Yeshi Dorji und Sangay Thinley sehr herzlich für die Einführungsexkursion im Frühjahr 1998 zum Kloster in Punakha und zur Wehrstelle in Wangdue Phodrang. Die Kontinuität der Projektdurchführung wurde sichergestellt durch den Direktor des Department für Geology and Mines, Dorji Wangda und durch den Leiter des Geologischen Dienstes, Yeshi Dorji, sowie das Österreichische Koordinationsbüro in Thimphu. Das Austro-Bhutanese Coordination Bureau wurde bis 1998 von Dipl.-Ing. Vladimir Stehlik und danach von Frau Ministerialrat Dr. Brigitte Dekrout geleitet. Die tatkräftigste Unterstützung erhielt unsere Projektgruppe im Gelände durch den Gouverneur der Provinz Gasa, den Gasa Dzongda Dasho Sonam Dawa.

Für die finanzielle Unterstützung danken wir dem Bundesministerium für Auswärtige Angelegenheiten, vor allem dem langjährigen Leiter der Österreichischen Entwicklungszusammenarbeit, Herrn Botschafter Dr. Georg Lenkh, Herrn Hofrat Dipl.-Ing. Günther Stachel sowie Frau Mag. Michaela Ellmeier. Eine Zusatzfinanzierung konnte durch einen gemeinsamen Antrag mit Kollegen Mag. Mag. Stefan Skuk von der Südtiroler Landesregierung erreicht werden.

Die Herstellung eines Videofilmes ermöglichte im Jahr 2002 die Dekanin der Fakultät für Naturwissenschaften und Mathematik, Frau Prof. Dr. Marianne Popp. Bei diesem Projekt möchte ich mich für die ausgezeichnete Zusammenarbeit mit dem Zentralen Informatik-Dienst (ZID) der Universität für Bodenkultur, und der Firma AVIM Media, speziell mit Herrn Mag. Andreas Schildberger und mit Sebastian Postl bedanken.

Last but not least ist es mir als Projektleiter ein Bedürfnis, mich bei meinen jungen Kollegen zu bedanken, die mich zu diesem Unternehmen ermutigt und organisatorisch und fachlich tatkräftigst unterstützt haben, und zwar (in alphabetischer Reihenfolge): Agner Peter (Gefahrenzonenplan), Brauner Michael (Risikobeurteilung, flood wave und dam break modelling), Friedrich Markus (Vermessung, Geophysik), Janda Christof (Fernerkundung), Leber Diethard (Stellvertretender Projektleiter, Projektdurchführung, Remote Sensing, Geoelektrik), Lentz Harald (Geo-Radar), Mayer Michael (Quartärgeologie, Geomorphologie), Morawetz Rainer (Sprengseismik), Payer Thomas (Organisation, Hydrogeologie; Redaktion), Platzer Katharina (Bodenmechanik), Postl Sebastian (Video), Schattauer Maria (Organisation, Video), Schreilechner Marcellus (Geoelektrik), Skuk Stefan (Co-Projektleiter eines Teilprojektes der Südtiroler Landesregierung; Hangstabilität, Abflussmessstationen, Wetterstation; Video), Vollsinger Stefan (Gefahrenzonenplan), Wiesmayr Gerhard (Strukturgeologie) und Zauner Erich (Hydrogeologie). Für Erste Hilfe und umfangreiche medizinische Betreuung danken wir Herrn Peter Schwarz (1999, 2000), Frau Dr. Martina Meir, Innsbruck (2001) und Frau Dr. Maren Bergmann, Köln (2002).

Während vier langer Projektjahre wurden unsere Gelände-Expeditionen von unzähligen Trägern, Fahrern, Köchen, Overseern und von der lokalen Bevölkerung unterstützt, ohne deren Hilfe wir unsere Arbeiten in diesem faszinierenden Land nicht hätten durchführen können. Als lokale Koordinatoren haben sich Colonel Rinzin Dorji, Karma Tempel Ngyamtso und Günther Schlager (Druk Optical) sehr bewährt.

ARBEITSORGANISATION IN SE-ASIEN - PROJEKTENTWICKLUNG IN INDONESIEN

Günter MOSER*

1 EINLEITUNG

Als Mitteleuropäer sind wir geneigt, bei der Entwicklung und Organisation von Projekten mitteleuropäische Denkweisen anzuwenden und gewisse infrastrukturelle Rahmenbedingungen als gegeben anzunehmen. Dass dies kein weltweit gültiger Ansatz ist, wissen alle, die bereits im weiter entfernten Ausland Projekte entwickelt und betreut haben. Im gegenständlichen Beitrag werden anhand einiger allgemeiner Feststellungen auch zwei konkrete Beispiele von der Insel Java (Indonesien) zur Erläuterung stark unterschiedlicher Rahmenbedingungen der Arbeitsabwicklung dargestellt.

Folgende zu von den uns hier geläufigen Rahmenbedingungen auftretende Unterschiede sind vorab anzuführen:

1. Fachliche Besonderheiten
2. Klima
3. Sprache
4. Religion
5. Politische Einflüsse
6. Infrastruktur und soziales Umfeld
7. Qualitätsbegriff

Während fachliche Besonderheiten oder die Sprache zu den am ehesten beherrschbaren, weil im eigenen Einflussbereich liegenden Rahmenbedingungen zählen, sind das politische Umfeld, die Mentalität der Mitarbeiter, Auftraggeber und Behörden, aber auch die in manchen Ländern intensiv praktizierte Religion, Einflussfaktoren, die eine massive Ein- bzw. Umstellung unseres, auf präzisere und langfristige Projektsteuerung orientierten Denkens erfordern.

Nachfolgend werden Details der oben angeführten unterschiedlichen Rahmenbedingungen am Beispiel Indonesiens angeführt.

* Mag. Günter MOSER, Moser-Jaritz Ziviltechniker OEG, A-4810 Gschwandt,
Münzfeld 50, g.moser@moser-jaritz.at

2 PLANUNGSRELEVANTE EINFLUSSFAKTOREN

2.1 FACHLICHE BESONDERHEITEN

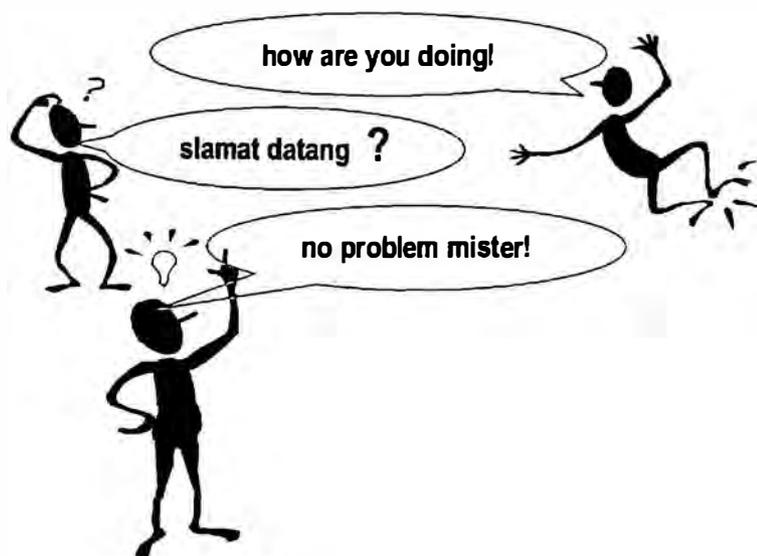
Da Vulkanismus in Mitteleuropa naturgemäß keinen Ausbildungsschwerpunkt im Bereich der Erdwissenschaften darstellt, ist hier eine gewisse Einarbeitungsphase auf die indonesischen Verhältnisse erforderlich, die jedoch aufgrund guter Basisarbeiten der Holländer aus der Kolonialzeit und überwiegend guten Aufschlussverhältnissen als unproblematisch bezeichnet werden kann.

2.2 KLIMA

Die klimatischen Verhältnisse mit einer Luftfeuchtigkeit von knapp 100 %, meist sehr hohen Temperaturen und sintflutartigen Starkregenereignissen beeinträchtigen nicht nur die eigene Fitness im Gelände, insbesondere die Regenzeit, die auf Java von Oktober bis März dauert, ist in Bauzeitplänen, aber auch für den Antransport von Großgeräten zu berücksichtigen. Manche Straßen sind während der Regenzeit nicht oder nur erschwert passierbar sind.

2.3 SPRACHE

Da die Motivation für das Erlernen der nur in Teilgebieten gesprochenen Amtssprache Bahasa aufgrund des kleinen geographischen Anwendungsgebietes nicht allzu groß ist, versucht sich der Durchschnittsausländer mit einer feinfühligem Mischung aus Englische Sprache, einzelnen Worten Bahasa und einem großen Anteil an Gestik. So kann es durchaus vorkommen, dass bei kleineren oder größeren Missverständnissen die indonesische Standardantwort "no problem" Anwendung findet, deren inhaltliche Richtigkeit nicht immer bestätigt werden kann.



2.4 RELIGION

Während in unseren Breiten die Religion keine, oder nur eine sehr untergeordnete Rolle für die Abwicklung von Projekten spielt, sollten die religiösen Pflichten, Möglichkeiten und Rituale der indonesischen Moslems (diese stellen die markante Mehrheit der indonesischen Bevölkerung) dem Projektentwickler und –koordinator bekannt sein, da bei Nichtbeachtung oder etwa absichtlichem Negieren der Gepflogenheiten zumindest große Spannungen, im schlechteren Fall aber auch Sabotageakte, bis hin zur direkten Gewalt auftreten können. Als Beispiel für diese Gepflogenheiten kann etwa die jeden Freitag Mittag einzuhaltende Gebetsstunde, die zwischen 1 und 3 Stunden dauern kann, angeführt werden. Eine Unterbrechung der Bauarbeiten während dieser Zeit ist keinesfalls zu verhindern.

2.5 POLITISCHE EINFLÜSSE

In Österreich kann die Politik vielleicht das Zustandekommen oder eben nicht Zustandekommen einzelner Projekte beeinflussen, in Indonesien ist der politische Einfluss und insbesondere die Korruption maßgeblich für den Erfolg oder Misserfolg eines Projektes entscheidend. Egal ob es Materialanlieferungen aus dem Ausland, behördliche Bewilligungen oder Unfälle auf der Baustelle betrifft, es gibt nahezu immer und überall, unabhängig von der sozialgesellschaftlichen Stellung, Bedarf an finanziellen Zuwendungen, um gewisse Arbeitsprozesse überhaupt in Gang zu setzen oder deren Lauf positiv zu beeinflussen. Die Korruption ist ein für viele etablierter Bestandteil des Einkommens und von der hierzulande bekannten Negativbehaftung gegenüber Korruption ist in Indonesien wenig spürbar.

Zusätzlich erschweren politisch instabile Zustände die wirtschaftliche Planung von Projekten. 1997 etwa, im Jahr des Sturzes von Präsident Soeharto wurde die Landeswährung innerhalb eines Jahres 3 mal und um insgesamt ca. 70 % abgewertet, was zu einem riesigen wirtschaftlichen Einbruch führte, von dem sich das Land bis heute nicht vollständig erholt hat. So rutschten 1997 ca. 60 % der Indonesier unter die Armutsgrenze.

2.6 INFRASTRUKTUR

Zur Veranschaulichung der infrastrukturellen Probleme Indonesiens ein paar Eckdaten: das Land besteht bei einer West-Ost Erstreckung von ca. 5000 Kilometern aus etwa 13.000 Inseln, von denen ca. 6.000 bewohnt sind.



Die Gesamteinwohnerzahl beträgt ca. 220 Millionen, wobei etwa 100 Mio. auf Java wohnen und von diesen wiederum ca. 14 Mio. in Jakarta, der Hauptstadt. Jakarta weist eine Zuwanderungsrate von ca. 20.000 Personen pro Monat auf, da sich viele Indonesier bessere Arbeits- und Verdienstmöglichkeiten erwarten.

Das nebenstehende Bild zeigt den das Stadtbild Jakartas prägenden raschen Wechsel zwischen Slums im Vordergrund und den Wolkenkratzern aus Stahl und Glas, die Banken und die Firmen ausländischer Investoren beherbergen.

2.7 QUALITÄT - ARBEITSSICHERHEIT

Mit dem Begriff Qualität eng verbunden steht vor allem die rasche Industrialisierung des Landes, wobei ein Entwicklungsprozess, der in Europa in mehr als hundert Jahren erfolgte, in wenigen Jahrzehnten passierte. So wurden viele Reisbauern zu Industriearbeitern, ohne die Entwicklung des Betriebes miterlebt zu haben und ohne eine umfassende Ausbildung absolviert zu haben. Dadurch bleibt vielen Indonesiern der Sinn ihrer Arbeit vorenthalten, sie sind Befehlsempfänger und haben keinerlei Möglichkeiten in planende oder arbeitsoptimierende Prozesse Eingang zu finden.

Zudem scheinen die Begriffe Zeit und Geld für viele Indonesier andere Inhalte zu haben, als für den durchschnittlichen Mitteleuropäer. Dies ist vielleicht auch dadurch zu begründen, dass aufgrund der klimatischen Verhältnissen keinerlei Vorratsdenken erforderlich ist, da die Natur das ganze Jahr über Reisernten und das Wachstum von Obst und Gemüse begünstigt, während der Mitteleuropäer rechtzeitig Vorräte für den Winter anlegen musste.



Dies führt in Indonesien dazu, dass Geld häufig etwas darstellt, das möglichst schnell ausgegeben werden muss, solange man welches besitzt, während Zeit im Überfluss vorhanden ist, wie auch auf den nebenstehenden, auf einem Markt entstandenen Aufnahmen erkennbar ist, wo für die Sortierung der Waren viel Zeit



aufgewendet wird, während der Verkauf von Bananen doch eher passiver Natur zu sein scheint.

Eng mit dem Qualitätsbegriff verbunden sind normalerweise Themen, wie die Arbeitssicherheit oder das Umweltmanagement. Dass auch hier andere Maßstäbe anzusetzen sind, zeigen die folgenden beiden Abbildungen, die exemplarisch für sehr viele Arbeitsprozesse zu betrachten sind. Auf der linken Abbildung ist ein



Baustellenfahrzeug mit 2 Sitzplätzen und einem Liegeplatz zu erkennen, das rechte Bild zeigt die Form der Betankung und den sicherheitstechnisch etwas exponierten



Antrieb von Pumpen zur Herstellung von Ankerbohrungen.

Bereits aus diesen Darstellungen ist erkennbar, dass der Anteil an Improvisation bei der Umsetzung von Projekten allein durch die technisch begrenzten Möglichkeiten deutlich höher ist, als dies bei Bauprojekten etwa in Mitteleuropa der Fall ist.

Die Freiheit der Improvisation wird jedoch meist dadurch sehr stark beeinträchtigt, dass eine wesentlich stärker ausgeprägte und steilere Hierarchie im Bereich der Arbeitsgruppierungen (z.B.: Baufirma) besteht als dies in Österreich üblicherweise der Fall ist. So ist es für einen Bauleiter äußerst ungewöhnlich, sich persönlich ein Bild von schwer zugänglichen oder verunreinigten Bereichen der Baustelle zu machen, vielmehr gibt es eine Kette von hierarchisch organisierten Supervisoren und Bauarbeitern, welche die gewünschten Informationen beschaffen und letztendlich wiederum an den Bauleiter weiterleiten. Nur durch Hartnäckigkeit aber auch unter möglichst feinfühligster Berücksichtigung der Aufgaben der einzelnen Beteiligten Einheimischen (diese sollten sich nicht überflüssig oder von der Informationskette ausgeschlossen fühlen) gelingt es einem Weißen, sich selbst ein Bild von schwierigen Details der Baustelle verschaffen zu können.

Nachfolgend dargestellt sind die typischen Erscheinungsformen eines indonesischen Bauarbeiters und eines Bauleiters, wobei die Erläuterung, wer welche Funktion einnimmt überflüssig erscheint. Zudem sei bemerkt, dass, wie auch im nachfolgenden Beispiel, der Bauleiter kein Indonesier, sondern Inder ist, da diese häufig aufgrund ihrer besseren Ausbildung höhere Managementfunktionen ausüben.



2.8 ARBEITSPLANUNG – BAUZEITPLAN

Zur zeitlichen Erfassung der einzelnen Phasen eines Projektes ist ein wichtiger Arbeitsgrundsatz zu berücksichtigen: manuell vor maschinell. Die Kosten für Maschinen aller Art sind meist unvergleichlich höher, als manuelle Tätigkeiten. Grundsätzlich stehen überall ausreichend Arbeitskräfte zur Verfügung und mit der Beschäftigung vieler Bauarbeiter ist auch ein Basiseinkommen zur Abdeckung der Grundbedürfnisse für deren Familien gegeben. Auf die Bauzeit wirken sich derartige Rahmenbedingungen meist gravierend aus, insbesondere wenn beispielsweise für Erdarbeiten anstelle eines Baggers ein manuelles Lösen des Bodens bzw. Gesteines praktiziert werden muss.

3 BEISPIEL 1 – ERRICHTUNG EINES ERDDAMMES FÜR EINE KLÄRSCHLAMMDEPONIE

Anfang der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts wurde bei einem größeren Betrieb eine Kläranlage errichtet, um betriebsinterne Wässer vorzureinigen und in den Vorfluter ableiten zu können. Der dabei anfallende Klärschlamm wurde unmittelbar im Bereich der Kläranlage mechanisch entwässert und mit einem Gehalt von ca. 20 % Trockensubstanz in einen Talschluss abgeleitet. Durch Kumulation dieser Schlämme während der Trockenzeiten und das verstärkte Abfließen zu Beginn der Regenzeit kam es immer wieder zu massiven Verunreinigungen der Reisfelder der Unterlieger. Somit wurde die Errichtung eines Erd-Homogendammes geplant, wobei die Verwendung örtlicher Materialien für den Dammbau zugrunde gelegt wurde.

Im Zuge der Voruntersuchungen der Dammaufstandsfläche wurden bestehende Bohrergebnisse vorgelegt, deren Inhalte nicht schlüssig und plausibel erschienen. Es wurde darauf hin seitens des Betreibers angeboten, die Bohrungen neuerlich zu errichten – eine aufgrund der hierzulande hohen Kosten für Bohrungen eher ungewöhnliches Angebot, das jedoch aufgrund des Fehlens plausibler Aufschlussresultate angenommen wurde. Die zeitlich stark verzögerte Bohrkampagne wurde dann mit der nachfolgend abgebildeten Bohrmannschaft und Bohrausrüstung durchgeführt.



Nach der ersten Inspektion der Bohrstelle, bzw. der Bohrmethode konnte sowohl für die kaum interpretierbaren Ergebnisse der ersten Bohrkampagne, als auch für das Angebot der Wiederholung der Bohrungen eine plausible Erklärung gefunden werden. Somit wurde bereits in einer sehr frühen Projektphase deutlich, dass die Kontrolle aller Maßnahmen, aber auch die

Berücksichtigung der örtlichen Verfügbarkeiten von Ausrüstung und Möglichkeiten einen wichtigen Bestandteil der Projektplanung darstellt.

Bei der Ausführung selbst, spielt das meist fehlende Verständnis der Ausführenden für die Aufgabenstellung eine wichtige Rolle, wobei insbesondere die örtliche Bauaufsicht durch permanente Begleitung und Kontrolle gefordert ist. Im gegenständlichen Fall wurde versucht eine baubegleitende Lernphase insbesondere bei den beteiligten Polieren hinsichtlich

erdbaulicher Grundbegriffe zu praktizieren, um die geforderte Qualität der Ausführung zu erreichen. Dies führte letztendlich dazu, dass trotz anfänglicher gravierender und bauzeitverlängernder Fehler das Projekt zeitgerecht und qualitative zufriedenstellend vor dem Einsetzen der Regenzeit fertiggestellt werden konnte. Wie auch bei den Voruntersuchungen, mussten für die Kontrolle der Ausführung zum Teil vor Ort Methoden entwickelt werden, da viele der bei uns routinemäßig vorhandenen Untersuchungsinstrumentarien nicht zur Verfügung stehen.

Der Damm konnte schließlich plangemäß mit einer Länge von ca. 120 m und einer Höhe von 12 m, sowie einem für Oberflächen- und Grundwasser getrennten Entwässerungssystem fertiggestellt werden.

Die nachfolgende Abbildung zeigt die luftseitige Böschung des nahezu fertiggestellten Dammes mit Schächten zur Ableitung der Grund- und Oberflächenwässer.



4 BEISPIEL 2 – HANGRUTSCHUNG IM BEREICH EINES BETRIEBSKRAFTWERKES

Im Gegensatz zum oben beschriebenen Beispiel war bei einer Anfang Februar 2002 im Böschungsoberhang beobachteten beginnenden Hangrutschung keinerlei Zeit für eine geordnete Projektsplanung.



Zunächst wurde an einer Straße an der oberen Böschungskante, unmittelbar neben einem kalorischem Betriebskraftwerk nach längeren starken Regenfällen ein sich rasch vergrößernder Vertikal- und Horizontalversatz festgestellt. Da ein Abgleiten der Straße und in weiterer Folge ein Umfallen des zu flach gegründeten Kamines und damit die Stilllegung des Kraftwerkes befürchtet wurde, sollten sofort Maßnahmen zur Sicherung des Hanges ergriffen

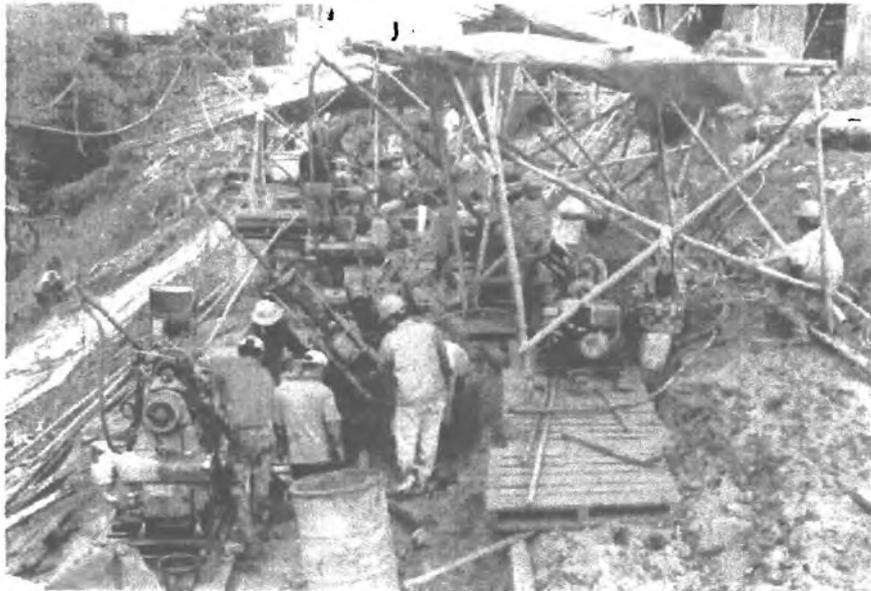
werden. Nach einem ersten Lokalaugenschein konnten die aufgetretenen Risse als beginnende Rotationsbewegung des gesamten Hanges bei einer Böschungshöhe von ca. 25 m angenommen werden. Es wurde zur Ermittlung der Bodenverhältnisse und zur Bestimmung der Bewegungstiefe die sofortige Durchführung von Kernbohrungen beschlossen. Gleichzeitig wurde ein Sicherungskonzept erstellt, das die Entlastung des Oberhanges durch Entfernen einer 4 m hohen und 30 cm starken Winkelstützmauer und deren Hinterfüllung und die gleichzeitige Sicherung des Böschungsfußes mittels einer Gabionenwand vorsah. Gleichzeitig wurden Entwässerungsmaßnahmen festgelegt um die andauernden Niederschlagswässer und die am Böschungsfuß austretenden Grundwässer schadlos abzuleiten. Die Organisation der Arbeiten gestaltete sich aufgrund der anhaltenden Starkniederschläge als äußerst schwierig. Die nachfolgenden Abbildungen geben einen Einblick in die Arbeitsbedingungen zu Beginn der Arbeiten.



In einer weiteren, unmittelbar anschließenden Projektphase wurde die Sicherung des abgeflachten Oberhanges mittels einer Spritzbetonsicherung und der Herstellung von Passivankern projektiert. Weiters sollte der Unterhangbereich schließlich mittels Aktivanker in einer dritten Ausführungsphase die Langzeitstabilität gewährleisten. Die Bemessung aller Maßnahmen erfolgte durch laufende begleitende Berechnungen nach Vorliegen der Bohrergebnisse.

Aufgrund des enormen Zeitdrucks wurde beschlossen, die Arbeiten im Dreischichtbetrieb zu beschleunigen. Jedoch musste festgestellt werden, dass die erhoffte Verringerung der Bauzeit aufgrund eines rascheren Arbeitsfortschrittes nicht absehbar war. Schließlich zeigte sich durch vermehrte Baustellenbesuche auch während der Nachtzeiten, dass der Dreischichtbetrieb ohne Auswechslung der Mannschaft über 24 Stunden vom gleichen Personal durchgeführt wurde. Daraufhin wurde auf einen Zweischichtbetrieb mit wechselnden Mannschaften übergegangen, was zu einer deutlichen Beschleunigung der Ausführung führte.

Durch die gleichzeitige Ausführung verschiedenster Maßnahmen war die Koordination von ca. 200 Bauarbeitern mit zum Teil schlechter Ausrüstung was Kleidung und Maschinen betrifft, erforderlich. Die nachfolgende Abbildung der Bohrmannschaften gibt das chaotische Erscheinungsbild der Baustelle recht gut wieder.



6 VERGLEICH SÜDOSTASIEN – EUROPA

Die nachfolgende Tabelle zeigt, wodurch sich Projektabwicklungen in Mitteleuropa und in Südostasien im Wesentlichen unterscheiden:

Südostasien	Europa
<ul style="list-style-type: none"> • Planung auslagern • Datengrundlagen hinterfragen • Untersuchungs- und Kontrollmethoden entwickeln • Bauzeitplan – regionale Einflüsse berücksichtigen • Innere und äußere Sicherheit der Baustelle • durchgehende örtliche Bauaufsicht 	

Abschließend ist festzuhalten, dass die Organisation und Abwicklung von Projekten in Südostasien eine vollständige Anpassung an die dort gegebenen Verhältnisse, was Mentalität der Ausführenden, technische Möglichkeiten und die äußeren Rahmenbedingungen, wie Religion und politische Einflüsse betrifft, erfordert. Nur so ist eine erfolgreiche Umsetzung von Projekten möglich.

Versagensfälle von Staubauwerken und deren Einfluss auf die Europäische Rechtsprechung

Alexius VOGEL*

Talsperrenbrüche haben in vielen Ländern in Europa wie wohl kaum andere Ereignisse und Unfälle immer wieder die Rechtsprechung beeinflusst. Am 14.2.1852 brach zum Beispiel in Großbritannien der Bilberry Dam und verursachte den Tod von 81 Menschen in der Stadt Holmfirth. Die London News veröffentlichte am 14.2.1852 eines der wenigen, bis heute erhalten gebliebenen Bilder der Ruine, das den 20 m hohen und 94,5 m langen Erddamm nach seiner Zerstörung zeigt (Abb. 1).



Abb. 1: Die Ruinen des 1852 zerstörten Bilberry Dammes in Großbritannien

Dieses Ereignis, welches in seinen Auswirkungen als tragisch genug anzusehen war, reichte allerdings noch nicht aus, um zum damaligen Zeitpunkt sich mit kritischen Gedanken über die Gesetzgebung in Bezug auf Talsperrenbauten zu beschäftigen, doch brach am 11.3.1864 der 29 m hohe und 382 m lange Dale Dyke Dam, dessen Flutwelle 245 Tote verursachte. Ein am Nachmittag dieses Tages beobachteter horizontaler Riss im Dammkörper, die rasche Zerstörung des Dammes und das eindeutige Bestehenbleiben des Grundablasses nach der Katastrophe (Abb. 2) scheinen klare Indizien dafür zu sein, dass der Dam nicht durch eine Sickerung längs des Grundablasses zerstört worden sein dürfte.

* Dipl.Ing. Dr. Alexius VOGEL, Risk Assessment International Austria, A-1210 Wien, Puschmannng. 1/3, www.risk-assessment.at

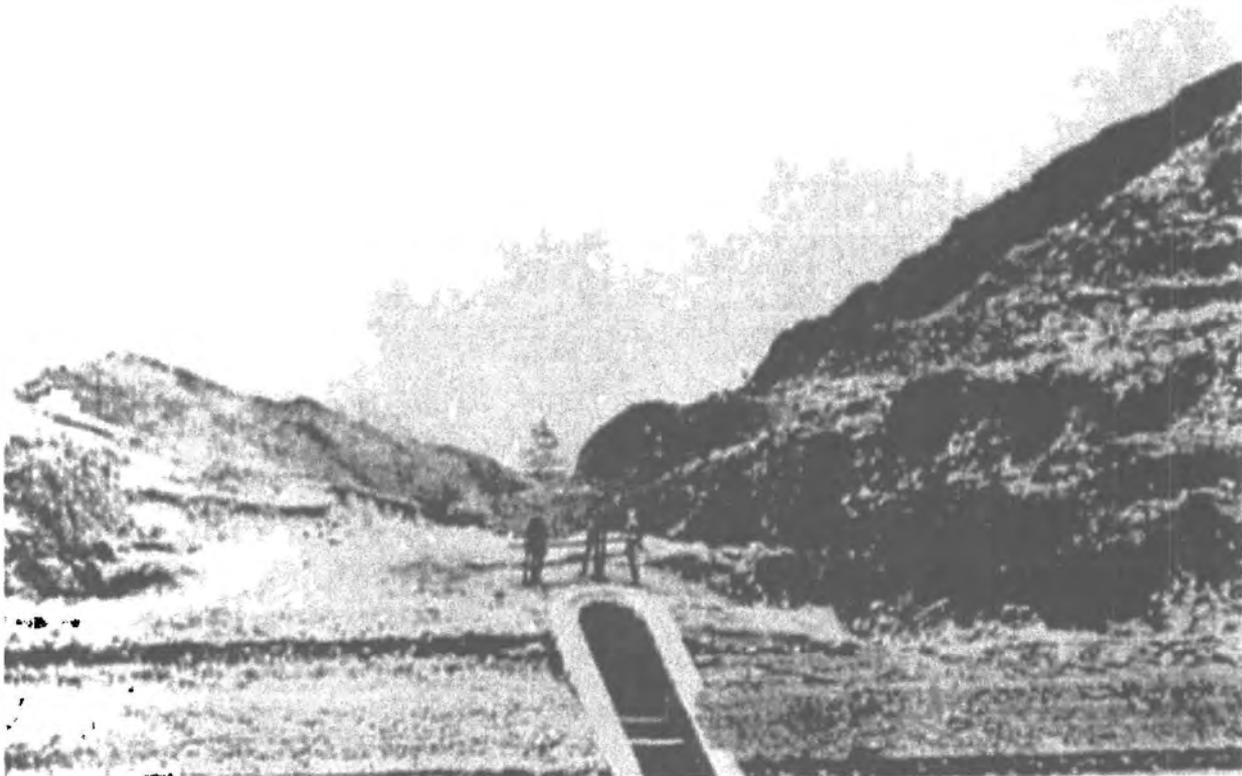


Abb. 2: Die Reste des Dale Dyke Dammes mit dem erhalten gebliebenen Grundablass

1907 wurden die Arbeiten an der 10,7 m hohen und 890 m langen Eigiau-Sperre in Nordwales begonnen. Die Arbeiten wurden 1908 unterbrochen und die aus Stampfbeton bestehende Sperre wurde dann erst 1910/11 fertig gestellt. Die Sperrfundamente sollten gemäß des Entwurfs 1,80 m tief in den tragfähigen Grund reichen, der am Sperrenort aus Gletscherablagerungen harten blauen Tons, vermengt mit Granitblöcken bestand, der von einer ca. 60 – 90 cm starken Schicht aus Torf überlagert wurde. Bedingt durch grobe Ausführungsmängel reichte das Fundament am späteren Bruchort jedoch nur 45 cm tief in den tragfähigen Grund und in der Arbeitsfuge zwischen den beiden Arbeitsphasen von 1907 und 1910/11 gab es auch keine Verbindungen zwischen den beiden Betonmonolithen.

Am 2.11.1925 wurde dann die Gewichtsmauer an dieser Stelle auf 9 m Länge unterspült. Durch die Untertunnelung entstand unter der Sperre eine 3 m hohe und 21 m lange Endbresche (Abb. 3), durch die sich der Stauinhalt von 4,5 hm³ Wasser in Form einer Flutwelle in den darunter gelegenen Coedty Stausee ergoss, dessen Damm dadurch überströmt und ebenfalls erodiert wurde.

Dieser Unfall war dann in Großbritannien der Anlass für den Erlass und den Beschluss der Reservoir Acts 1930, die den Bau, den Betrieb und die Erhaltung von Staubauwerken regelten. Als 1969 infolge innerer Erosion beim Lluest Wen Damm ein Bruch nur knapp verhindert werden konnte, wurden diese alten Reservoir Acts in einer neuen Fassung 1969 novelliert.

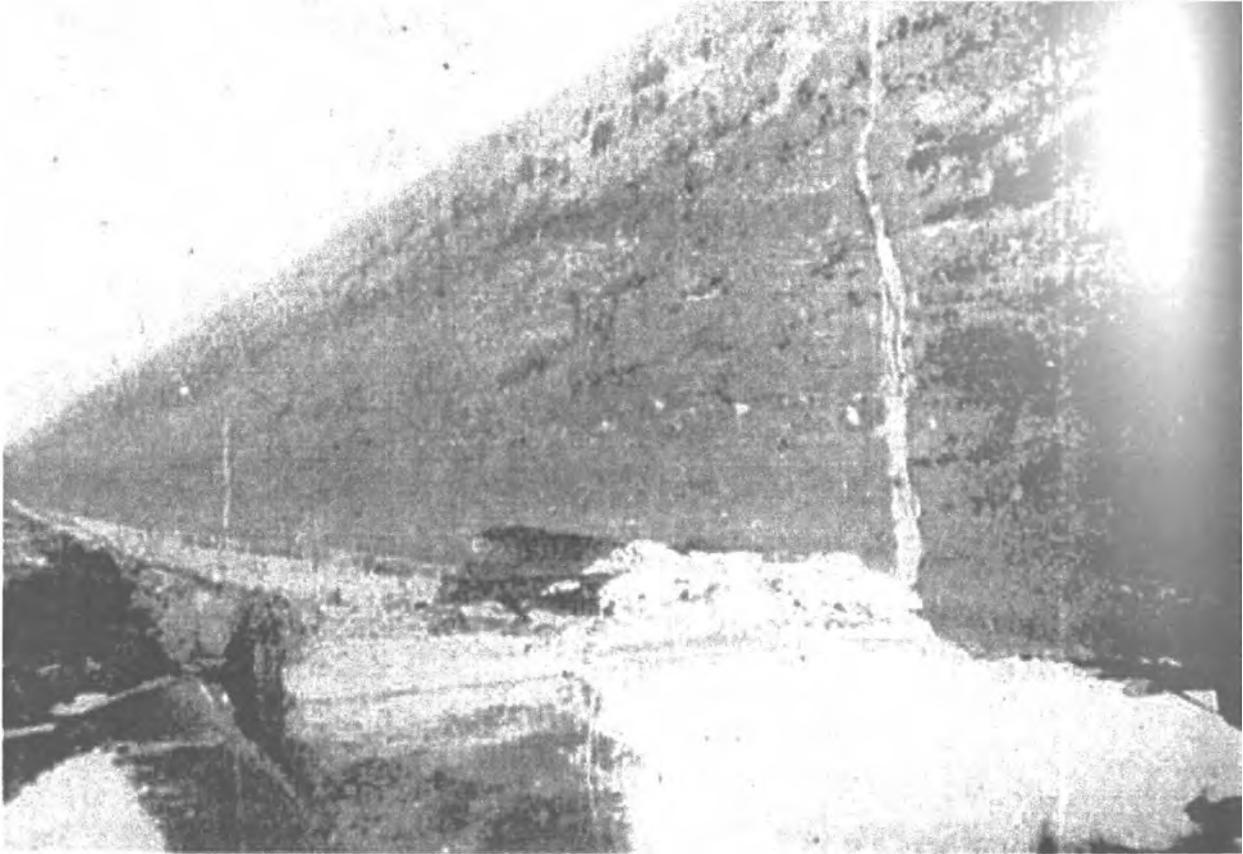


Abb. 3: Bruchstelle in der 890m langen Eigiau Gewichtsmauer

Der Bruch der St. Francis Staumauer in den USA am 12.3.1928 sollte jedoch die Welt des Talsperrenbaus gravierend verändern. Das Unglück betraf eine 63,4 m hohe und 213 m lange gekrümmte Gewichtsmauer aus Beton (Abb. 4 und 5), die in einem bis heute als einzigartig zu bezeichnenden Bruchverhalten innerhalb weniger Sekunden total zerstört wurde.



Abb.4: Die St. Francis Sperre in den USA wenige Tage vor ihrer Zerstörung

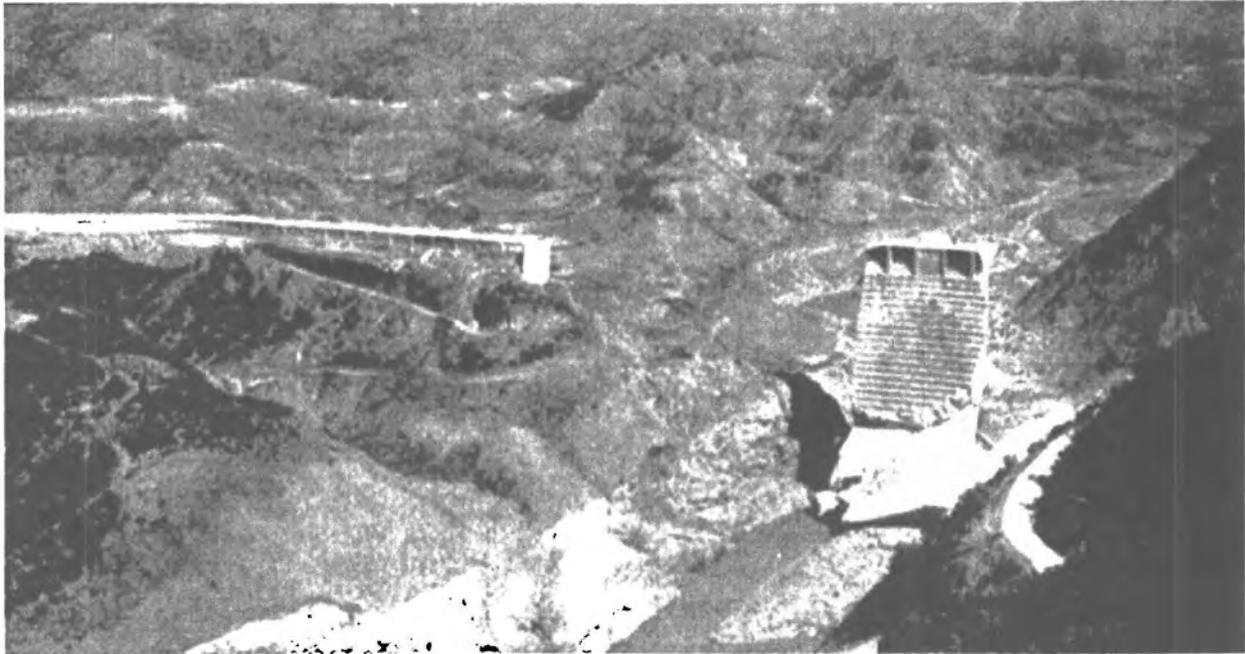


Abb. 5: Die St. Francis Sperre nach ihrer katastrophalen Zerstörung vom 12.3.1928

Die linke Flanke und der Sperrenfuß waren auf geschichteter Grauwacke mit geringer Scherfestigkeit gegründet, während sich im Bereich des rechten oberen Flankenbereichs ein rotes Konglomerat befand, welches viele Klüfte beinhaltete, die mit Gips und Letten gefüllt waren. Ca. 15 m über dem Talgrund stießen diese beiden Felsformationen in Form einer Berührungsebene zusammen und bildeten eine horizontal verlaufende Verwerfungszone (Abb. 6).

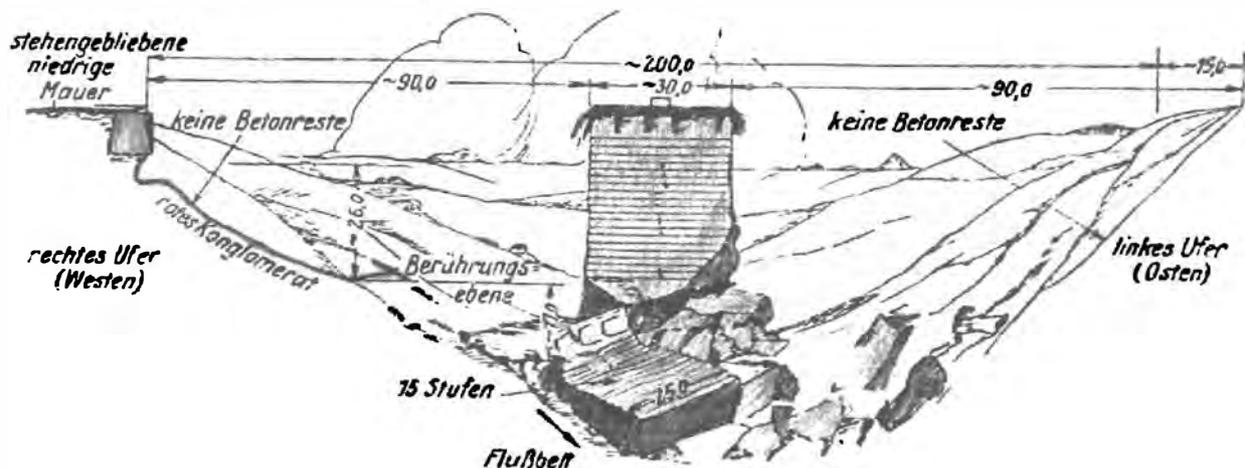


Abb. 6: Geologische Gegebenheiten des Bruchortes der St. Francis Sperre

Am 12.3.1928 wurden beide Flanken in einem einzigen Vorgang weggerissen und das Becken war in 5 Minuten komplett entleert. In der bis zu 38 m hohen Flutwelle starben insgesamt 450 Menschen.

Der totale Festigkeitsverlust des roten Konglomerates bei Durchfeuchtung führte zu einer totalen Durchweichung des rechten Flankenbereichs. Unter der Wirkung des vollen hydrostatischen Drucks wurde dieses Material unter der rechten Flanke schließlich hindurch gedrückt und das rechte Widerlager stürzte, seiner Aufstandsfläche beraubt, als Ganzes ein. Bedingt durch große Wirbelbildungen des ausströmenden Stauinhaltes kam es zum großflächigen Abrutschen der Grauwacke im Bereich des linken Widerlagers und zum Einsturz des linken Mauerflügels.

Beide Flankenbereiche zeigten sich nach dem Ausflussvorgang bis zu 8 m unter der ursprünglichen Gründungssohle ausgewaschen. In Bild 5 ist die Verwerfungszone im Bereich der rechten Flanke nach der Zerstörung der Sperre sehr gut erkennbar.

Dieses Bruchereignis führte dann ein Jahr später auf der World Power Konferenz in Berlin 1929 zur Gründung der Internationalen Kommission für Große Talsperren ICOLD. Jedoch erst 40 Jahre später im Jahre 1969 wurde in Istanbul eine Konferenz über die Sicherheit von Talsperren veranstaltet. 1974 erschien dann von der ICOLD das Buch „Lessons from Dam Incidents“, welches 1995 in einer Neuauflage korrigiert wurde. 179 Brüche großer Talsperren (Höhen über 15 m) werden darin aufgelistet, wobei Brüche kleiner Sperren (Höhen unter 15 m) unberücksichtigt blieben.

Die Data Station for Dam Failures DSDF-VIENNA stellt seit 1980 eigene Untersuchungen über Bruchversagen von Talsperren an und veröffentlichte 2001 unter dem Titel „Bibliography of the History of Dam Failures – BHDF“ eine elektronische Datenbank auf CD-ROM, welche Datenmaterial von 322 Brüchen von großen, 445 Brüchen von kleinen und 133 Brüchen von Abraumsperrern enthält.

Basierend auf diesem sehr umfangreichen Datenmaterial konnten nachfolgende Versagensquoten entsprechend der Ursachen und der Höhen ermittelt werden (Tabelle 1).

Tabelle 1: Ursachen und höhenbezogene Versagensquoten von Sperrenbauwerken

Ursache	Klein	Groß	Abraum	Σ	Abkürzungen:
UN	149	23	7		UN Unbekannt
OV	145	80	50		OV Überströmen
IE	37	78	28		IE Innere Erosion
FF	28	34	4		FF Gründungsversagen
CF	26	26	15		CF Konstruktionsfehler
IS	13	19	19		IS Entlastungsversagen
SP	12	8	0		SP Durchsickerung
CR	7	11	0		CR Rissbildung
HA	7	4	0		HA Kriegseinwirkung
IP	7	1	0		IP Eisschub
SE	>>6	4	>3		SE Erdbeben
SF	6	32	7		SF Dammrutschung
AB	1	1	0		AB Aufgabe
MS	1	1	0		MS Bergsturz
Σ	>445	322	>133	>900	

Interessant ist dabei die Tatsache, dass die meisten Sperrenbrüche infolge Überströmen und Entlastungsversagen zu verzeichnen waren, gefolgt von Interner Erosion. Die Versagensquoten bei Erdbeben erscheinen ebenfalls eher niedrig, eine Tatsache, die darauf zurückzuführen ist, dass bei Erdbebenereignissen immer nur Summen angegeben werden, so z.B. beim großen Kobe-Beben in Japan, wo 1222 kleine Erddämme beschädigt wurden und 349 Damnbrüche zu verzeichnen waren.

Überströmen

Im Hinblick auf eine Abschätzung des Gefährdungspotentials einer Talsperre für etwaige Unterlieger im Falle ihres Bruches ist es von entscheidender Bedeutung, in welchem Zeitintervall ein Bruchversagen stattfindet. So hielten Dämme von Regenrückhaltebecken Überströmungen von bis zu 2 Stunden stand (Abb. 7), ehe sie brachen, während 1970 der Seco Frias Damm in Argentinien in nur lediglich 6 Minuten total zerstört wurde (Abb. 8).



Abb. 7: Der Damm des Regenrückhaltebeckens von Tauberbischofsheim



Abb. 8: Der binnen Minuten zerstörte Seco Frias Damm in Argentinien

Am 29. Juli 1991 ereignete sich in Rumänien die Zerstörung der Belci Dammes. Infolge des Ausfalls der örtlichen Stromversorgung und des Nichtvorhandenseins von Notstrombatterien konnten die Entlastungsorgane nicht geöffnet werden und der 18,5 m hohe und 422 m lange Erddamm wurde innerhalb kurzer Zeit nach ca. 20 Minuten Überströmung zerstört.



Abb. 9: Die linke Flanke des Belci Dammes nach der Überströmung

Die linke Flanke der Sperre zeigte Spuren von hoher Bruchdynamik. Die Erklärung für das hohe Maß dieser Bruchdynamik zeigte sich an dem gerade noch erhalten gebliebenen rechten Dammflügel und auf einem kurzen Bereich des Dammkörpers zwischen der Initial- und Endbresche (Abb. 9). Wie man erkennen kann, sind Teile des luftseitigen Stützkörpers im Ganzen längs der horizontalen Knicklinie zwischen der Dammkrone und der geneigten Stützzone regelrecht abgeschert, talwärts verschoben und schließlich erodiert worden. Ursache dieses, die Dynamik des Bruchablaufes beschleunigenden, Verhaltens war eine Kabelkүнette, die auf der Dammkrone für Kabel der Kronenbeleuchtung errichtet worden war, und deren Verfüllung sehr rasch ausgewaschen wurde. In dem dadurch längs der Dammkrone gleichsam ausgewaschenen Kanal muss es im Moment der Überströmung zur Bildung einer regelrechten Wirbelwalze quer zur Dammachse gekommen sein, welche die schlagartige Ausbildung der Endbresche erklärlich macht.

Innere Erosion

Innere Erosion ist meistens ein äußerst langsam ablaufender Prozess, sodass die Auswaschung von Dammmaterial innerhalb des Dammkörper selbst oder aus dessen Kern selbst bei Feldbeobachtungen nur sehr schwer erkennbar ist. Bei alten Dämmen und Abraumsperrern ohne Sickermesseinrichtungen ist es daher besonders schwer ein aktuelles Risiko in Bezug auf innere Erosion zu ermitteln.

Deshalb ist es in der Geschichte des Talsperrenbaus auch vorgekommen, dass Bauwerke zerstört wurden, die viele Jahre lang in Betrieb gestanden sind. So brach 1986 der 26,8 m hohe Kantalai Damm auf Sri Lanka nachdem er 1400 Jahre lang in Betrieb gestanden war (Abb. 10).



Abb. 10: Bruchstelle des 1400 Jahre alten Dammes von Kantalai auf Sri Lanka



Abb. 11: Der wenige Tage nach seinem Einstau zerstörte Schlesinger Damm

Als anderes Extrem können jedoch auch Brüche infolge innerer Erosion auftreten, welche als Kurzzeitereignisse bezeichnet werden können, wenn nämlich Dammbauwerke innerhalb weniger Tage oder Wochen nach ihrer Inbetriebnahme zerstört werden. So wurde in Österreich der Schlesinger Damm in Niederösterreich nur wenige Tage nach seinem ersten Einstau zerstört (Abb. 11).

Brüche von Abraumsperren

1985 ereigneten sich in Italien die Brüche zweier untereinander liegender Dämme von Absetzbecken eines Bergbaubetriebes. Die obere Sperre war sogar teilweise auf den Schlammablagerungen der unteren gegründet. Bei deren sukzessiver Erhöhung, erhöhten sich auch die inneren Porenwasserdrücke und es kam in weitere Folge zu Sickerungen innerhalb des Dammkörpers. Nachdem der Drainageauslauf zusätzlich blockiert war, kam es im Juli 1985 zum schlagartigen Bruch des oberen Dammes. Die austretende Schlammflut zerstörte auch die darunter liegende zweite Sperre und beide Stauinhalte ergossen sich in das Stava Tal, wobei 269 Menschen den Tod fanden (Abb. 12).



Abb. 12: Bruchquerschnitt des Abraumdammes von Stava

Die 28 m hohe und 3 km lange Abraumsperre Aznalcollar (Los Frailes) in Spanien bestand im Wesentlichen aus einem Stein- und Erddamm mit einer wasserseitigen Dichtung und einer dahinterliegenden Filterzone. Um Umläufigkeiten durch eine 10 m starke Schicht aus Flussalluvionen zu vermeiden, wurde ein Bentonitdichtungsschirm errichtet. Die darunter liegende Zone bestand aus einem schluffigen Ton, der auch als andalusischer blauer Mergel bezeichnet wird, mit niedriger Trockendichte und festen Eigenschaften, jedoch mit Tendenzen von Spannungsermüdung.

Im Bereich der maximalen Höhe auf 50-100 m Länge bildete sich schließlich in einem Bereich, wo der benachbarte Fluss Agrio auch dem Dammkörper am nächsten kam, eine Tiefen-Gleitfläche ca. 14 m unter dem Aufstandshorizont aus, längs welcher der Damm samt Gründung ca. 60 m luftseitig wegglikt. Die Dammkrone setzte sich daraufhin um ca. 2 m und die Sperre wurde in diesem Bereich überflutet und schließlich erodiert (Abb. 13).



Abb. 13: Das zerstörte Absetzbecken von Aznalcollar in Spanien

Rund 7 Mio. m³ hochgiftiger Abraum flossen durch die gebildete Bresche und bewirkten weiträumige Umweltvergiftungen in einem nahegelegenen Naturpark.

Das ausschlagende Ereignis, welches zu einer Reaktion auf europäischer Ebene führte, war die Zerstörung des Dammes von Baia Mare am 30.1.2000, wobei ca. 100.000 m³ hochgiftigen Zyanid-Schlammes in die Theiss und weiter in die Donau gelangten. Der Gifteintrag war auch noch 14 Tage später im Delta der Donau am Schwarzen Meer, ca. 2000 km unterhalb der Sperre messbar (Abb. 14).

Ein weiterer Bruch ca. 3 Wochen später im nahe gelegenen Baia Borsa führte zu einem Umdenken innerhalb der europäischen Rechtssprechung. So wurde eine Bruchursachenuntersuchung auf europäischer Ebene initiiert und ein eigenes Europäisches Task Force Komitee für die Untersuchung von Brüchen von Abraumsperren gegründet.

Dennoch konnte nicht verhindert werden, dass am 9.11.2000 der Aitik Damm in Schweden infolge innerer Erosion zerstört wurde, wobei wieder ein Speicherbecken einer Minengesellschaft betroffen war (Abb. 15).



Abb. 14: Bruchstelle des Dammes Baia Mare, 3 Tage nach dem Ereignis



Abb. 15: Der infolge innerer Erosion zerstörte Aitik Damm in Schweden

Europäische Entscheidungen

Noch im selben Jahr wurde daraufhin die Entscheidung der Europäischen Kommission COM(2000)593 verabschiedet, die „dringende Verbesserungen beim Schutz der Öffentlichkeit“ forderte, mit dem stillen Hinweis auf die in Europa erfolgten katastrophalen Brüche von Abraumsperrern.

Eine weitere Mitteilung der Europäischen Kommission COM(2000)664 erschien ebenfalls noch im Jahr 2000 auf Grund des Task Force Reports über Baia Mare, welche die Sicherheit im Bergbau betraf und die genauen Untersuchungen neuerer Unglücke im Bergbau mit Schlussfolgerungen forderte.

Schließlich erfolgte auch noch eine Anpassung der Altrichtlinie 96/82/EC aus dem Jahre 1982, welche besser unter dem Namen Seveso II – Richtlinie bekannt sein dürfte, welche auf Unglücksfälle wie in Baia Mare ausgedehnt wurde.

Zukunftsaspekte

In Europa war am 21.1.2001 der letzte Sperrenbruch zu verzeichnen, als in Spanien der Torrico-Damm brach. In Syrien brach im Juni 2002 der Zeyzoun Staudamm, wobei mehrere Mio. m³ Wasser austraten.



Abb. 16: Der 2002 gebrochene Zeyzoun Staudamm in Syrien

Untersuchungen von Sperrenbrüchen wird auch in Zukunft höchste Bedeutung zukommen. Neue Gefahrenpotentiale ergeben sich nicht zuletzt durch den Klimawandel in der Jetztzeit und bewirken auch ein Umdenken innerhalb der Europäischen Gemeinschaft. Neue europäische Regelungen werden notwendig werden, um ein einheitliches Sicherheitsniveau bei allen in Europa bestehenden Staubaauwerken zu erreichen.

Die Aufgaben der Landesgeologen - ein Vergleich zwischen Österreich und Italien.

Joachim Schweigl^{*}

Zusammenfassung

Vorliegender Beitrag soll dem außenstehenden Leser einen Einblick in die Aufgaben und Tätigkeitsfelder der Geologen im öffentlichen Dienst, speziell im Landesdienst, geben. Dies geschieht anhand der Beispiele der italienischen Bundesländer Trentino und Südtirol sowie dem österreichischem Bundesland Niederösterreich. Dabei werden Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen Italien und Österreich sowie zu den Geologen in der Privatwirtschaft aufgezeigt.

Das Berufsbild des Geologen besitzt in Italien einen deutlich höheren Stellenwert und mehr Kompetenzen als in Österreich. Dementsprechend verhält es sich auch mit den Landesgeologen bzw. dem landesgeologischen Dienst. Dies ist vor allem auf die geltende Gesetzeslage in Italien (Stand vom Jänner 2004) zurückzuführen.

Ein Teil der Fallbeispiele von Südtirol wird von Dr. Rainier Arndt (Geologische Bundesanstalt Wien) erläutert.

1. Einsatzbereiche für Landesgeologen

Die beim Land angestellten Geologen, kurz Landesgeologen genannt, sind öffentliche Bedienstete und im Prinzip in drei großen Arbeitsbereichen tätig: Baugeologie, Hydrogeologie und Umweltgeologie. Dies gilt sowohl für Italien als auch für Österreich. Zusätzlich ist anzumerken, dass sich unter dem Begriff Landesgeologe auch zahlreiche Mineralogen, Petrologen oder Paläontologen verbergen, d.h. nicht alle Landesgeologen sind auch wirklich Absolventen der Studienrichtung Geologie.

Die meisten Landesgeologen sind im Bereich Baugeologie (Ingenieurgeologie) tätig. Sie beschäftigen sich mit Massenbewegungen (z.B. Steinschlag), Straßenbau (z.B. Tunnel), Tiefbau (z.B. Kanalbau), Hochbau (Kellergeschosse, Baugrubenabsicherungen), Bergbau (z.B. Schottergruben), Öffentlichkeitsarbeit (Museen, Ausstellungen) und der Führung eines geologischen Landesarchivs (Datenbank) mit sämtlichen geologischen Gutachten, Veröffentlichungen und Karten über das jeweilige Bundesland. In Südtirol und Trentino wird auch der lokale Erdbebendienst von den Landesgeologen betreut. Auch die Wildbachverbauung und der Forstwegebau arbeitet dort mit den Landesgeologen, während dies in Österreich komplexer geregelt ist. Dort ist die Wildbachverbauung eine Dienststelle des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft und gehört nicht zur Landesverwaltung. Der Forstwegebau fällt im Rahmen der mittelbaren

^{*} Mag.Dr. Joachim Schweigl, Amt der NÖ Landesregierung, BD1 Geologischer Dienst, Landhausplatz 1, A-3109 St. Pölten; ehemals: Autonome Provinz Bozen, Amt für Abfallwirtschaft, Amba-Alagi-Str. 35, I-39100 Bozen

Bundesverwaltung in die Kompetenz der Landesverwaltung, wo in geologisch kritischen Gebieten die Landesgeologen eingebunden werden.

Zahlenmäßig an zweiter Stelle folgen die Hydrogeologen (Geohydrologen). Sie werden für die wasserwirtschaftliche Planung, Versorgung und Sicherung eingesetzt. Vor allem geht es um Wasserschutzgebiete für Brunnen und Quellen.

Die Landesgeologen im Umweltbereich beschäftigen sich hauptsächlich mit der Planung und Sanierung von Deponien und Altlasten und geotechnischen Prüfungen an Bauschuttrecyclingmaterial. Ebenso fallen der Naturschutz und die Umweltverträglichkeitsprüfungen in diesen Arbeitsbereich.

Für hydrogeologisch bedingte Katastrophen (z.B. Muren) gibt es in den Bundesländern einen Bereitschaftsdienst, welchem auch die Landesgeologen angehören. Dabei ist dies von Bundesland zu Bundesland verschieden geregelt.

2. Verwaltungsaufbau und Gesetze in Österreich

2. 1 Verwaltung in Österreich

In diesem kurzen Überblick ohne Anspruch auf Vollständigkeit geht es um eine Zusammenfassung vom Aufbau der Landesverwaltungsorgane, welche mit dem Vollzug der Österreichischen Gesetze betraut sind.

In Österreich sind der Bund und die Bundesländer sowohl in der Gesetzgebung als auch in der Vollziehung tätig, während die Gemeinden nur ein Verwaltungsorgan darstellen, welches Landes- und Bundesgesetze vollzieht. Zu den jeweiligen Vollzugsorganen (z.B. Bundesminister, Landeshauptmann) gehören eigene Verwaltungsorgane (z.B. Amt der NÖ Landesregierung, Bezirksverwaltungsbehörden). Der Bund kann sich auch der Verwaltungsorgane der Länder bedienen, um Bundesgesetze zu vollziehen. Man spricht dann von mittelbarer Bundesverwaltung. Genehmigt z.B. die Bezirkshauptmannschaft einen neuen Steinbruch im Sinne des Bundesgesetzes für mineralische Rohstoffe (Mineralrohstoffgesetz), so sind in diesem Fall die übergeordneten Behörden der Landeshauptmann (Behörde zweiter Instanz) und der Bundesminister für Wirtschaft (Behörde dritter und letzter Instanz).

Das Amt der Niederösterreichischen Landesregierung ist Hilfsorgan der Niederösterreichischen Landesregierung und besteht laut Geschäftseinteilung aus 11 Gruppen (z.B. Gruppe Wasser) und 71 Abteilungen. Weiters sind die 21 Bezirkshauptmannschaften (z.B. Melk) und die 4 Magistrate (Städten mit eigenem Statut, z.B. Wiener Neustadt) der Landesregierung und dem Landeshauptmann unterstellt. Die Gruppen sind in Abteilungen eingeteilt, welche wiederum aus mehreren Referaten (Fachbereichen) bestehen. Organisatorisch unterstehen die Abteilungen dem Landeshauptmann bzw. Landesamtsdirektor, fachlich dem jeweiligen Landesregierungsmitglied. Ähnlich sind auch die Bezirkshauptmannschaften und Magistrate aufgebaut.

Die Aufnahme in den Niederösterreichischen Landesdienst erfolgt über eine öffentliche Stellenausschreibung für eine im Stellenplan freigewordene Stelle. Akademiker, z.B. Geologen, müssen die Tests einer externen Personalberatungsfirma bestehen und ein Bewerbungsgespräch in der Abteilung führen, wo die Stelle

frei geworden ist. Der geeignetste Bewerber bekommt einen für drei Jahre befristeten Dienstvertrag. Nach einer sechsmonatigen Probezeit muss innerhalb von drei Jahren eine Dienstprüfung erfolgreich abgelegt werden. Danach bekommt man ein unbefristetes Dienstverhältnis als Vertragsbediensteter oder wird mit Bescheid zum Beamten ernannt.

Es gibt aber auch die befristete, provisorische Aufnahme in den Landesdienst, z.B. als Karenzvertretung.

Die Geologen werden in den höheren wissenschaftlichen oder bautechnischen Dienst (Dienstzweig) in die Verwendungsgruppe A (Akademiker) eingestuft. Ob ein Akademiker zusätzlich die Ziviltechnikerprüfung hat, zählt für die Landesverwaltung nicht.

2.2 Gesetzeslage in Österreich (Stand vom Jänner 2004)

Eigene Gesetze für Geologen, so wie in Italien, gibt es nicht. In Österreich wird die Tätigkeit der Landesgeologen direkt oder indirekt von den einzelnen Bundes- und Landesgesetzen geregelt, genauer gesagt in den so genannten Materiengesetzen (z.B. Mineralrohstoffgesetz).

In Österreich gibt es auch keine eigene Berufskammer für Geologen. Die freiberuflich tätigen Geologen gehören zu den Ingenieurkonsulenten in der Kammer für Architekten und Ingenieurkonsulenten. Die Tätigkeit der Ziviltechniker ist im Ziviltechniker- und Ziviltechnikerkammergesetz, beide 1993, geregelt. Dafür muss man bei der Kammer die Ziviltechnikerprüfung bestehen. Oder man kann bei der Gewerbebehörde eine Genehmigung für ein technisches Büro für Geologie beantragen, wenn man freiberuflich tätig sein möchte. Dafür ist auch eine eigene Prüfung beim Amt der Landesregierung vorgesehen. Gegenüber dem Ziviltechniker hat ein Büro für technische Geologie weniger Kompetenzen, d.h. der Geologe darf nicht als Sachverständiger für ein öffentliches Amt oder als Gerichtssachverständiger auftreten.

Ein öffentlich Bediensteter, also ein Landesgeologe, darf nicht Mitglied der Kammer für Ingenieurkonsulenten sein, darf aber mit Erlaubnis des Dienstgebers nebenberuflich ein technisches Büro für Geologie betreiben.

Im Folgenden sind die wichtigsten Materiengesetze angeführt:

- Bundesverordnung für Steinbrüche, BGBl. Nr. 253/1955
- 156. Bundesgesetz, Ziviltechnikergesetz, BGBl. Nr. 156/1994 i.d.g.F.
- 157. Bundesgesetz, Ziviltechnikerkammergesetz, BGBl. Nr. 157/1994 i.d.g.F.
- Bundesgesetz über natürliche Heilvorkommen und Kurorte, BGBl. Nr. 272/1958 i.d.g.F.
- Bundesgesetz für Forstwirtschaft: Forstgesetz, BGBl. Nr. 440/1975, i.d.g.F. (BGBl. Nr. 65/2002)
- 38. Bundesgesetz: Mineralische Rohstoffe - MinroG, erschienen am 15.01.1999, BGBl. I Nr. 38/1999 i.d.g.F.

- 102. Bundesgesetz: Abfallwirtschaftsgesetz 2002 – AWG 2002 und Änderung des Kraftfahrzeuggesetzes 1967 und des Immissionsschutzgesetzes – Luft, erschienen am 16.07.2002.
- 82. Bundesgesetz: Änderung des Wasserrechtsgesetzes 1959 und des Wasserbautenförderungsgesetzes 1985 sowie Aufhebung des Hydrographiegesetzes, erschienen am 29.08.2003
- Landesgesetze: Naturschutzgesetz (2000), Raumordnungsgesetz (1976), Niederösterreichische Bauordnung (1996).

3. Verwaltungsaufbau und Gesetze in Italien

3.1 Verwaltung in Italien

In Italien werden die Gesetze von den politischen Organen des Staates, der Regionen und der Provinzen beschlossen. Da Südtirol und Trentino als autonome Provinzen mit Sonderbefugnissen praktisch zugleich Provinz und Region sind, haben sie ungleich mehr und höhere Kompetenzen als ein österreichisches Bundesland. Die Ministerien, Regionalbehörden, Landesregierungen und Gemeinden vollziehen unter der Leitung der jeweiligen Politiker die Gesetze.

In Südtirol und Trentino bestehen die Landesverwaltungen aus Ressortdirektionen, Abteilungen und Ämtern; Bezirkshauptmannschaften und Magistrate gibt es nicht. In Südtirol besteht die Landesverwaltung aus 11 Ressortdirektionen inklusive der Generaldirektion (z.B. Ressortdirektion Bauten, ladinische Schule und Kultur) und zahlreichen Abteilungen. Der Ressortdirektor untersteht direkt dem Landesrat bzw. Landeshauptmann und wird für jeweils fünf Jahre ernannt. Die Landesbehörden vollziehen alle Landesgesetze und jene Bundesgesetze, die in ihren Kompetenzbereich fallen, wie z.B. das Abfallwirtschaftsgesetz.

Die Aufnahme in den Landesdienst in Südtirol oder dem Trentino erfolgt provisorisch über eine Rangliste oder endgültig über Wettbewerb. In Südtirol muss man für die Aufnahme in den öffentlichen Dienst vorher erfolgreich eine Zweisprachigkeitsprüfung (Deutsch/Italienisch) je nach Ausbildung ablegen. Falls z.B. eine Karenzvertretung für eine Stelle erfolgen soll, erfolgt eine provisorische Aufnahme mit befristetem Dienstvertrag. Es kann aber auch eine Person provisorisch auf eine unbesetzte Stelle im Stellenplan gesetzt werden. Eine fixe Aufnahme kann nur nach schriftlicher und mündlicher Prüfung (Wettbewerb) erfolgen. Der Sieger mit den meisten Punkten erhält die Stelle. Er erhält ein unbefristetes Dienstverhältnis mit sechs Monaten Probezeit. Eine Pragmatisierung wie in Österreich gibt es in Italien nicht. Die Geologen werden dienstrechtlich und besoldungsmäßig in die 8. Funktionsebene eingestuft, in das Berufsbild „naturwissenschaftlicher Inspektor“. Falls sie erfolgreich die Staatsprüfung (Ziviltechnikerprüfung) ablegen, kommen sie in die 9. Funktionsebene, in das Berufsbild „Technischer Experte“.

In der Provinz Trient verhält sich die gesetzliche Lage ähnlich wie in Südtirol, wobei natürlich andere Landesgesetze gelten.

3.2 Gesetzeslage in Italien (Stand vom Jänner 2004)

Neben den zahlreichen Staats-, Regional- und Landesgesetzen, welche die Landesgeologen betreffen, gibt es in Italien auch eigene Gesetze für den Geologenberuf, welche auch die Basis für die Geologenkammer, der Interessensvertretung der Geologen, bilden.

Südtirol und Trentino bilden die Region Trentino/Südtirol. Abgesehen von Grundbuch, Kataster und Rentenfonds liegt die Gesetzgebung und Kompetenz bei den einzelnen Ländern.

Die in Italien freiberuflich tätigen Geologen müssen eine Staatsprüfung ablegen und sich in die regionale Geologenkammer einschreiben, um selbständig für Behörden oder Private zu arbeiten.

Für die im Landesdienst tätigen Geologen sind folgende Gesetze wichtig:

- Staatsgesetz vom 3. Februar 1963, Nr. 112, Schutz des Titels und des Berufes der Geologen;
- Dekret des Ministers für öffentliche Arbeiten vom 11. März 1988, Technische Normen für die Untersuchungen an Böden und Gesteinen, zur Stabilität von Hängen und Böschungen, sowie die allgemeinen Kriterien für die Planung, Ausführung und Genehmigung von Stützbauwerken Gründungen im Untergrund;
- Staatsgesetz vom 11. Februar 1994, Nr. 109 (Merloni), Öffentliche Bauten;
- Legislativdekret vom 5. Februar 1997, Nr. 22, Umsetzung der EU-Richtlinien 91/56/EU, 91/689/EU und 94/62/EU für Abfall und Verpackungen;
- Ministerialdekret vom 25. Oktober 1999, Bodenschutzgesetz;
- Legislativdekret vom 11. Mai 1999, Nr. 152, Umsetzung der Richtlinien 91/271/EU, 91/676/EU für den Gewässerschutz und die Behandlung von Abwässer;
- Landesgesetze von Südtirol: Bergbau (2003), Umweltverträglichkeitsprüfung (1998), Bauten (1998), Raumordnung (1997), Abfall (1973), Gewässerschutz (2002);

4. Verteilung der Landesgeologen

In der Südtiroler Landesverwaltung gibt es insgesamt 10 Stellen (gemäß Stellenplan) für Geologen in sechs verschiedenen Abteilungen. Die meisten dieser Stellen sind nicht ausschließlich den Geologen vorbehalten. In der Abteilung Hochbau und technischer Dienst, genauer beim Geologischen Dienst (Amt für Geologie und Baustoffprüfung) arbeiten vier Geologen, in der Landesagentur für Umweltschutz zwei und in den Abteilungen Natur- und Landschaftsschutz, Wasser und Energie, Wasserbauten je einer. Beim Landesmuseum für Natur ist auch ein Geologe tätig.

Nur im Trentino sind sämtliche Geologen bei der Abteilung Geologischer Dienst tätig. Insgesamt sind dort 11 Geologen definitiv angestellt und drei mit jährlicher Vertragsdauer. Zwei weitere Geologen arbeiten im Naturhistorischen Museum von

Trient, welches zu 100% dem Land gehört aber „privatwirtschaftlich“ geführt wird. Die Geologen arbeiten dort zentral für die verschiedenen Abteilungen des Landes.

Im Niederösterreichischen Landesdienst sind insgesamt 10 Geologen in drei verschiedenen Abteilungen angestellt. Bei der Abteilung Allgemeiner Baudienst, genauer beim Geologischen Dienst, sind fünf Geologen, wobei einer dauerhaft zum Gebietsbauamt Wiener Neustadt abgestellt ist. Bei der Abteilung Hydrologie sind vier Geologen beschäftigt und bei der Abteilung Wasserwirtschaftliche Planung gibt es einen.

Alle angeführten Zahlen beziehen sich auf den Stand vom Jänner 2004.

5. Geologischer Dienst von Trentino

Der geologische Dienst in Trentino ist sicherlich der bedeutendste geologische Landesdienst in Italien und im Vergleich zu Österreich. Er stellt nämlich eine eigene Abteilung der Gruppe Zivilschutz dar und hat im Verhältnis zu anderen Provinzen in Italien bzw. Bundesländern in Österreich die meisten Geologen und Kompetenzen. Er hat ein eigenes Budget für Aufträge und Dienstleistungen. Dies hat vor allem historische Ursachen. Bedeutsam dabei war sicherlich der Bergsturz von Vajont im Jahre 1963 mit über 2000 Toten. Abgesehen davon ist generell in Gebirgsregionen mit starkem Relief die Gefahr von geologisch bedingten Naturkatastrophen weit höher als im Flachland und damit der Bedarf an geologischen Fachkräften größer.

Der geologische Dienst wird derzeit von Dr. Saverio Cocco geleitet und besteht aus Verwaltung, zwei Labors und vier Referaten (Fachabteilungen). Das geotechnische Labor führt Feld- und Laboruntersuchungen im Auftrag von anderen Landesämtern oder Privaten durch. Das Labor für seismische Messungen (Erdbebendienst) betreut ein Netz von mehreren Seismographen in Trentino und Südtirol. Südtirol will in Zukunft das seismographische Netz selbst betreuen.

Das Referat Kartographie beschäftigt sich mit der geologischen Landesaufnahme. Ziel ist es eine moderne, digitale, geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000 des gesamten Landesgebietes zu erhalten. Dies erfolgt genauso wie in Südtirol in Zusammenarbeit mit der Geologischen Bundesanstalt in Rom.

6. Geologischer Dienst von Südtirol

Der geologische Dienst in Südtirol ist ein Landesamt der Abteilung Hochbau und technischer Dienst, vergleichbar mit einem Referat (Fachabteilung) in Niederösterreich. Die Anzahl der Mitarbeiter und Kompetenzen ist jedoch deutlich höher. Das Amt für Geologie und Baustoffprüfung gliedert sich in die Arbeitsbereiche Geologie, Beton- und Stahlprüfung inklusive Seilbahnanlagen, Asphalt- und Bitumenprüfung und dem Bereich von Fels- und Bodenuntersuchungen mit den jeweiligen Labors. Die Labors arbeiten auch für private Auftraggeber.

Der geologische Dienst besitzt ein eigenes Budget für externe Aufträge und eine Bohrmannschaft mit diversen Sonden.

Die meisten Bauvorhaben des Landes und dessen Körperschaften werden vom geologischen Dienst mitbetreut. Hauptaufgabengebiet sind die Landes- und

Bundesstraßen. Der geologische Dienst organisiert und leitet den geologischen Bereitschaftsdienst für die Abteilung Zivilschutz. Auch für die Gemeinden werden geologische Gutachten erstellt. Die geologische Landesaufnahme erfolgt wie in Trient in Zusammenarbeit mit der geologischen Bundesanstalt in Rom. Der geologische Dienst führt das Landesarchiv für erdwissenschaftlich relevante Gutachten und Dokumente.

7. Geologischer Dienst von Niederösterreich

Der geologische Dienst von Niederösterreich ist ein Fachbereich (Referat) der Abteilung Allgemeiner Baudienst der Gruppe Baudirektion. Insgesamt sind dort sieben Mitarbeiter beschäftigt, davon vier Geologen. Diese sind als Amtssachverständige bei Katastrophenschäden, Raumplanungen, Bergbautätigkeiten, Umweltverträglichkeitsprüfungen und Straßenplanungen tätig. Die geologische, mineralogische und paläontologische Sammlung des Landesmuseums wird mitbetreut, ebenso technisch- wissenschaftliche Projekte von anderen Abteilungen.

Der geologische Dienst verfügt über kein eigenes Budget. Er betreut das geologische Landesarchiv. Die Geologen gehören dienstrechtlich zur Verwendungsgruppe A (Akademiker) und zum Dienstzweig „Höherer Bau- und technischer Dienst“. Die geologische Landesaufnahme von Niederösterreich bzw. Gesamtösterreich wird von der Geologischen Bundesanstalt in Wien durchgeführt. Der geologische Dienst des Landes hat damit nichts zu tun. Es gibt in der Landesverwaltung keinen geologischen Bereitschaftsdienst und kein geotechnisches bzw. bodenmechanisches Labor.

8. Tätigkeitsbereiche der Landesgeologen

Die Landesgeologen arbeiten hauptsächlich als Amtssachverständige, d.h. als Sachverständige für die jeweilige Behörde in den verschiedenen Verfahren. Dies ist in den italienischen und österreichischen Verwaltungsgesetzen geregelt. Während normale Sachverständige von einer Partei abgelehnt werden können, kann gegen einen Amtssachverständigen erst im Rekursweg (Berufung) vorgegangen werden. Im Zuge der Behördenverfahren erstellt der Geologe ein Gutachten, welches von der Behörde als Beweismittel für die Erledigung des Verfahrens herangezogen wird. Je nach internen Gepflogenheiten der jeweiligen Landesverwaltung erstellen die Landesgeologen auch kleinere geologische, geotechnische Gutachten für diverse Bauprojekte.

Ein weiterer Aufgabenbereich ist die Projektleitung bzw. –kontrolle bei Forschungsprojekten, die von der Landesregierung finanziert oder mitfinanziert werden. Aber auch bei Bauprojekten sind die Landesgeologen in der Projektleitung mit eingebunden, z.B. Bau eines Tunnels, sofern sie in die Kompetenz des Landes fallen.

Der Geologe im öffentlichen Dienst muss ein „halber Jurist“ sein, da als Verwaltungsorgan alle seine Handlungen in einem Gesetz begründet sein müssen. Dies gilt natürlich auch für die Behörde, für welche er selber tätig ist. Eine genaue Kenntnis der jeweiligen Materiengesetze ist daher erforderlich und unumgänglich.

In verschiedenen Bereichen, z.B. Umwelt, ist der Landesgeologe auch als Kontrollorgan tätig, der Verwaltungsübertretungen feststellt und sie bei der zuständigen Behörde anzeigt. Generell kontrolliert er oft die Angebote und Leistungen der freiberuflichen Geologen für die verschiedenen Landesorgane, z.B. den Straßendienst. In Niederösterreich werden die Angebote und Honorarnoten nicht vom geologischen Dienst geprüft, außer bei Forschungsprojekten.

9. Beispiele aus Südtirol

9.1 Projekte mit Schwerpunkt Geophysik (Beitrag von R. Arndt)

Dem Stellenwert des Geologen folgend hat in Italien auch die angewandte Geophysik in der Öffentlichkeit eine höhere Akzeptanz. Vom Anspruch der Öffentlichkeit, eine dem Stand der Technik / Wissenschaft entsprechende Projektimplementationen durchzuführen, profitieren private Geophysik-Büros. Umgekehrt wiederum greifen Landesgeologen in Italien „*schneller & ungezwungener*“ auf die zerstörungsfreien Untersuchungsmethoden der Geophysik zurück. Zwei Beispiele sollen eine erfolgreiche Kooperation zwischen der Landesgeologie und der operativen Geophysik aufzeigen:

- **Typus 1**
Integration eines Geophysikers als Sub-Projektleiter in ein hydrogeologisches Projektteam mit der Aufgabe, Planung und Ausführung einer geophysikalischen Kampagne zu überwachen, um dann im späteren Projektverlauf eine Brücke zwischen Geologie und Geophysik im Sinne einer gemeinsamen Interpretation schlagen zu können;
- **Typus 2**
Beziehung einer geophysikalischen Methode zur Quantifizierung eines umweltgeologischen Problems;

9.1.1 Grundgebirgskartierung bei Brixen (*Typus 1*)

Innerhalb eines EU-Projektes zur integrierten Gewässernutzung im Brixener Becken beschloss die Südtiroler Landesverwaltung, die (hydro)geologischen Kartierungsarbeiten mit einer geophysikalischen Kampagne zu unterstützen. In Absprache mit der beauftragten Firma Studio Geologico Veneto, Dr. Cavazzana, wurde die Methode der hochauflösenden Reflexionsseismik vorgeschlagen. Ziel dieser Vermessung war die Kartierung der Felslinie und die Bestätigung von Internstrukturen in den Talfüllungen im Projektgebiet.

Ergänzend ist zu erwähnen, dass es bei der Planung einer seismischen Messung prinzipiell kein "*richtig*" und "*falsch*" gibt, sondern nur ein "*besser*" oder "*schlechter*", da sich Aufnahmeparameter kumulativ auf die Qualität der Daten - und im weiteren also auf die Aussagegüte - auswirken. Die Höhe der Qualitätskategorie "*besser*" wird

einerseits durch den projektinternen Kostenindex bzw. durch einen zeitlichen Rahmen des Gesamtprojektes bestimmt.

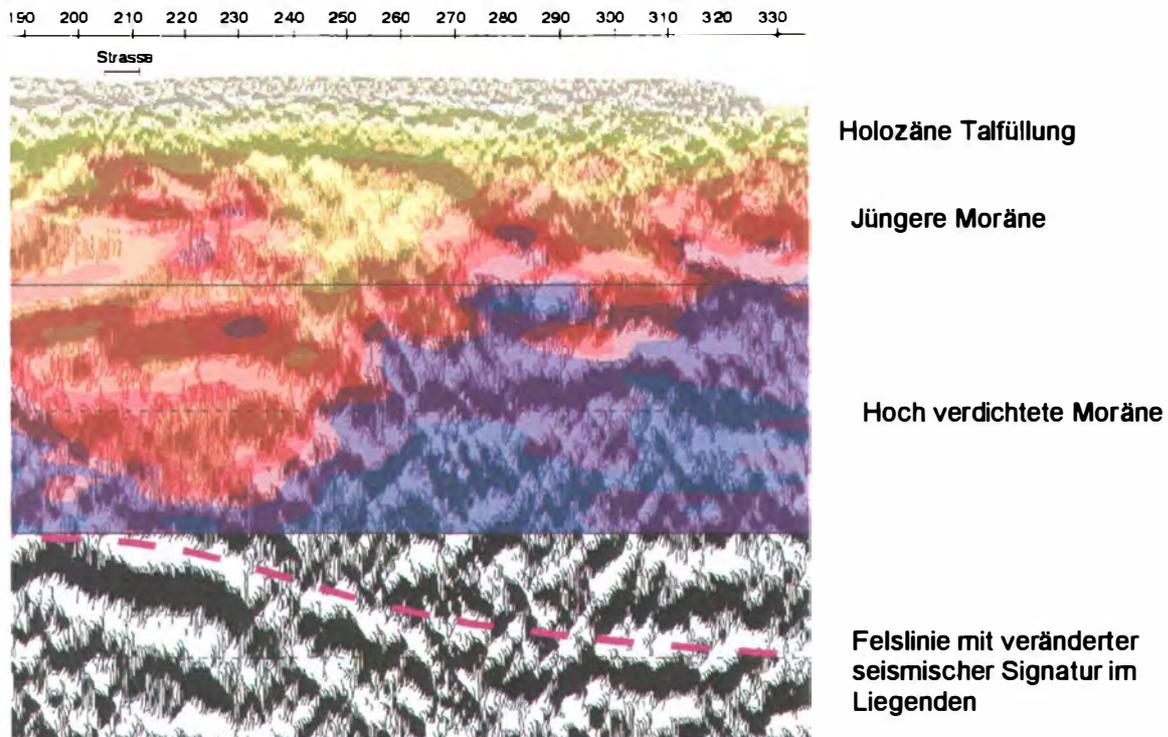


Abb. 1: Ausschnitt aus einem seismischen Querprofil des Eisacktales N von Brixen

Im Gebiet des Eisacktales – und zwar südwestlich von Schabs, südlich des Löwenviertels und westlich von Albeins, wurden schließlich von der Firma Geoexpert (Dr. Frei) drei reflexionsseismische Profile vermessen. Die daraus gewonnenen Rohdaten basierten auf folgenden Feldparametern: beschleunigtes Fallgewicht, Geophonabstand 2 m, Schusspunktabstand 6 m, nominell 36-fache Überdeckung. Im nachgeschalteten Prozessing wurde nach dem Prinzip der Hybridseismik ausgewertet. Als Ergebnisse konnte (i) die Felslinie in den untersuchten Gebieten kartiert und (ii) verschiedene Moränenmaterialien als Talfüllungen nachgewiesen werden, cf. Abbildung 1. Als Endergebnis wurde der Landesgeologie schließlich ein Bohrpunkt für Pumpversuche vorgeschlagen. Im Sinne des verantwortlichen Projektleiters, sprich: des Landesgeologen, muss zusammengefasst werden, dass durch die Integration des externen Geophysikers eine Kampagne gemäß der Ausschreibung durchgeführt und zur vollen Zufriedenheit auf hohem Qualitätsniveau abgeschlossen wurde.

9.1.2 Schlackenverteilung in einem Deponiekörper (Typus 2)

Unterhalb des Betriebsgeländes des Kompostwerkes und der Müllverbrennungsanlage von Bozen wurden Industrieschlacken und Teeröl haltige Materialien unkontrolliert abgelagert. Da es sich bei dem Betriebsgelände um eine anthropogene Aufschüttung neben dem Fluss Eisack handelt, ergab sich ein erhebliches Gefährdungspotential des begleitenden Grundwasserstroms.

Das gesamte Betriebsgelände bestand aus einer mit Asphalt und Beton versiegelten Oberfläche, somit waren direkte Aufschlüsse nur an den unmittelbaren Grundstücksgrenzen zugänglich. Im Vorfeld wurden acht Kernbohrungen von den Landesämtern für Abfallwirtschaft und Geologie auf dieser Verdachtsfläche niedergebracht, aus denen sich aber kein schlüssiges Modell für die Verteilung der Hochofenschlacke entwickeln ließ.

Um (i) Bohrkosten zu sparen und (ii) um für die Landesgeologie generelle Erfahrungen für ähnliche Problemfälle aufbauen zu können, wurde eine begleitende geophysikalische Kampagne beschlossen. Ziel dieser Kampagne war es, schnell und preiswert konkrete Informationen über die räumliche Ausdehnung der Schlacken im konkreten Fallbeispiel zu erhalten. Ausgehend von Geländebeobachtungen an nahe liegenden, aufgelassenen Industriestandorten konnten zwei prinzipielle Arten von Hüttenschlacken erwartet werden:

- **Dunkle Schlacken**

ausgezeichnet durch einen höheren Anteil an metallischen Reststoffen, die sich physikalisch als Zonen mit sehr geringem spezifischem elektrischem Widerstand abbilden. Da aber auch Schluffe und Tone durch geringe spezifische Widerstände ausgezeichnet sind, können sich bei einer rein geophysikalischen Ansprache Mehrdeutigkeiten in der Interpretation entwickeln.

- **Helle Schlacken**

mit einem höheren Anteil an Oxyden (Kalzium-, Aluminium-, Magnesiumoxid), welche als helles, pulveriges Material mit geringer Dichte vorlagen; solche Materialien werden als Zone mit einem höherem spezifischem Widerstand ausgewiesen. Mehrdeutigkeiten in der geophysikalischen Ansprache solcher Schichten können durch trockene Kiese oder Bauschutt entstehen;

Für die Kartierung der Schlacken kam das System OhmMapper® der Fa. GEOMETRICS zum Einsatz. Das dabei verwendete Modell TR1 ist ein induktiv gekoppeltes System. Das Gerät besteht aus drei Komponenten - (i) Dipolsender, (ii) Dipolempfänger und (iii) einem Datenlogger. Über den Sender wird ein primäres elektromagnetisches Wechselfeld (Arbeitsfrequenz ~ 16,2 kHz) in den Boden gebracht. Über den im konstanten Abstand nach gezogenen Empfänger wird das induzierte Sekundärfeld empfangen. Aus dem Betrag der Amplitudendämpfung des aufgefangenen Signals kann auf den Widerstand im darunter liegenden Halbraum geschlossen werden. Während der laufenden Messung wurden die Daten in Echtzeit auf einer Konsole dargestellt und kontrolliert und für eine spätere Beweissicherung abgespeichert.

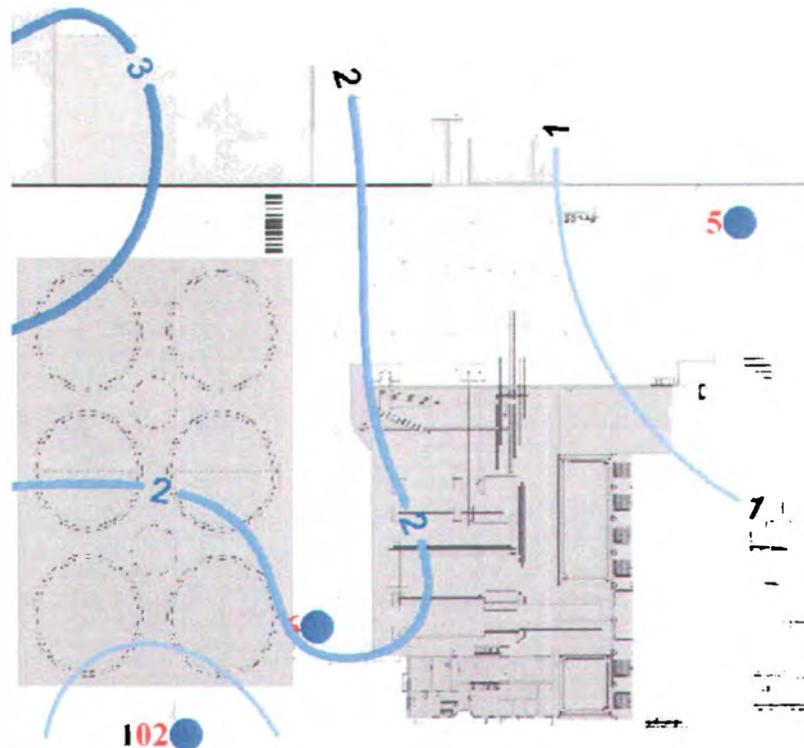


Abb. 2: Ausschnitt aus der Endberichtskarte mit Isopachen der Schlackenmächtigkeit (Angabe in Meter)

Mittels dieser geophysikalischen Methode konnten die punktförmigen Informationen aus acht Bohrungen über weite Teile des Betriebsgeländes extra- bzw. interpoliert werden. Eine gemeinsame Abschätzung aus den geophysikalischen Ergebnissen und den Bohrbefunden ergab schließlich, dass ca. 71,000 m³ Erdreich einem Entsorgungsprogramm zugeführt werden mussten. Die nachgewiesenen Schlacken wurden von ca. 46,700 m³ Erdmaterial überdeckt. Mit Hilfe dieser Quantifizierung konnte eine Kostenschätzung für die Sanierungsarbeiten durchgeführt werden.

9.2 Zivilschutzprojekte

9.2.1 Steinschlag im Schnalstal

Mehrere Jahre hindurch kam es immer wieder zu Steinschlag auf die stark befahrene Landesstraße LS003 bei km 8 im Schnalstal. Das Tal ist mehrere 100 m in die kristallinen Gneise des Öztalkristallins eingeschnitten. Daher wurde im Jahr 2000 mit dem Bau eines Schutzwalles und einer Steinschlagschutzgalerie begonnen. Gleich nach Beginn der Bauarbeiten stürzten zahlreiche bis zu 3 m³ große Felsbrocken auf die Straße. Einige wurde vom angefangenen Wall aufgehalten, andere beschädigten einen Bagger, die Straßenfläche, Stahlleitplanken und Betonleitbahnen.



Abb. 3: Überblick Felshang



Abb. 4: Felsblöcke hinter Schutzwand



Abb. 5: Beschädigter Bagger



Abb. 6: Beschädigte Leitplanken

Die Steinschlagschutzgalerie und der Schutzwand wurden fertig gestellt und der Straßenabschnitt ist nun gesichert.

9.2.2 Erdstrom vom Kreuzkofel

Im Gemeindegebiet von Abtei im Gaderteil unterhalb vom Kreuzkofel ist eine mehrere Hektar große hochaktive Rutschung, ein Erdstrom, in Bewegung. Er bedroht und zerstört seit Jahrzehnten landwirtschaftlich genutzte Flächen, Almhütten, Wege und Straßen. Zur Zeit ist ein Entwässerungstunnel beim Schutzhaus Kreuzkofel im Bau. Er soll dem Erdstrom die unterirdische Wasserzufuhr abschneiden und damit die Bodenbewegungen zum Stillstand bringen.

Im Stirnbereich schiebt der Erdstrom jedes Jahr mehrere Meter Erdmaterial in die Wiese eines Bauern, der dieses Material mit Frontlader ausbaggert und abtransportiert.



Abb. 7: Überblick Erdstrom



Abb. 8: Stimmbereich des Erdstromes

9.3 Hoch- und Tiefbau

9.3.1 Hochbau

Beim Neubau des Universitätsgebäudes für Bildungswissenschaften im Jahre 2000 in Brixen waren aufwändige geologische und geotechnische Untersuchungen notwendig. Das Gebäude ist vier Stockwerke hoch, besitzt ein Kellergeschoss mit Parkgarage und reicht somit bis 6 m unter Geländeoberkante. Im Untergrund waren grobkörnige Bachablagerungen mit Findlingen bis zu 2 m³ Größe und ein ergiebiger Grundwasserkörper vorhanden. Der mittlere Grundwasserspiegel lag auf ca. 3 m ab Geländeoberkante. Rund um die Baustelle befanden sich z.T. historische Gebäude, die entsprechend gesichert werden mussten. Zur Absicherung der Baugrube und zur Beherrschung des Grundwassers wurde um die gesamte Baugrube eine großteils geankerte Jet-grouting Wand (Hochdruckvermörtelung) errichtet. Die Wasserhaltung erfolgte mit mehreren Tiefbrunnen. 200 bis 300 Liter Wasser wurden pro Sekunde abgepumpt und über die Kanalisation in den Vorfluter geleitet.



Abb. 9: Überblick Baugrube



Abb. 10: Jet-grouting Wand, Anker, Brunnen

9.3.2 Tiefbau

Beim Neubau der Forststraße Bärenbadalm am Vigiljoch oberhalb von Lana lag die besondere Problematik darin, dass sie durch ein bedeutendes Quellschutzgebiet, d.h. sogar über den Stollen führt, durch welchen die zahlreichen Quellen für das Meraner Quellwasser der Brauerei Forst aufgeschlossen sind. Daher wurde die gesamte Straße im Bereich des Quellschutzgebietes mit wasserundurchlässigem Geotextil und Wasserableitungsrohren abgedichtet und mit geeignetem Material abgedeckt. Zweite Hauptaufgabe war die Sicherung der teils steilen Böschungen.



Abb. 11: Trasse mit Wurfsteinmauer



Abb. 12: Vlies, Geotextil, Ableitungsrohre

9.4 Altlasten

9.4.1 Umweltunfall an der Landesstraße auf den Ritten

Im Februar 2002 kippte ein mit ca. 18.000 l Benzin und Diesel beladener Tanklastzug mit Anhänger auf Grund überhöhter Geschwindigkeit auf der Landesstraße LS073 bei km 4,8 um. Beim Aufprall auf die Leitplanken wurden zwei Tanks leck geschlagen, insgesamt flossen 5.000 l Benzin und Diesel aus. Der Rest wurde von der Berufsfeuerwehr und einem herbei geholten Tankwagen abgepumpt. Der Tankwagen wurde mit zwei großen Kränen wieder aufgestellt. Das Benzin beschädigte den Asphalt auf der Straße, die gesamte Straße wurde mit Waschmittel gereinigt. Das verseuchte Erdreich wurde, wo es möglich war, ausgekoffert und abtransportiert.

Die darauf folgenden Kernbohrungen ergaben, dass durch Risse und Spalten Treibstoff in den Straßenkörper eingedrungen war. Die Straße ist in diesem Bereich jedoch gut 5 m hoch aufgeschüttet, so dass eine Auskoffertung des Materials nur unter hohem finanziellem und logistischem Aufwand möglich war. Daher entschied man sich für eine in-situ-Sanierung mit bioventing.

Nach insgesamt einem Jahr Sanierung zeigten Kernbohrungen, dass die gesetzlichen Grenzwerte für Industrieböden unterschritten und jene für Grünland knapp überschritten waren. Eine Risikoanalyse bestätigte, dass die Gefahr für nahe

gelegene Ziele unter der Wahrscheinlichkeit von 10^{-6} liegt und damit praktisch nicht mehr besteht.



Abb. 13: Feuerwehr beim Abpumpen



Abb. 14: Reinigung der Straßenoberfläche

9.4.2 Sanierung eines Ölschadens bei den Stahlwerken in Bozen

Bei den Umweltuntersuchungen Ende der 90er Jahre wurde in der Halle „Finitura“ der Stahlwerke Valbruna in Bozen mit Hilfe von zwei Kernbohrungen entdeckt, dass die Werte von langkettigen Kohlenwasserstoffen weit über dem Grenzwert lagen. Der Ölschaden stammte von einer schadhaften Ölwanne aus Beton, wo der heiße Stahl jahrzehntelang in Schmieröl getaucht wurde.

Man entschied sich dafür, das Material so weit als möglich auszukoffern und in einer Behandlungsanlage zu entsorgen. Bei den Baggerarbeiten wurde deutlich, dass an Stelle der prognostizierten 500 m³ Menge an verseuchtem Boden doppelt soviel kontaminiert war. Das Grundwasser war nicht verseucht. Da nach ca. 1.000 m³ abtransportiertem Material die technische Grenze für den Bagger erreicht war, wurde die Baugrube mit sauberem Material aufgefüllt und für die Restkontamination eine Risikoanalyse durchgeführt. Das bestehende Piezometer wurde weiter erhalten.



Abb. 15: Aufgefüllte Baugrube mit Piezometer



Abb. 16: Schwarzer kontaminierter Schotter

10. Danksagung und Literatur

Der Autor dankt allen Kollegen der Südtiroler, Trientner und Niederösterreichischen Landesverwaltung für die gute Zusammenarbeit und die Informationen. Vor allem sei Dr. Giulio Angelucci, Dr. Walter Huber, Geom. Egon Engl, Dr. Ludwig Nössing, P.I. Thomas Oberrauch, Dr. Verena Trockner, Geom. Vitaliani (alle Südtirol), Dr. Franco Daminato (Trient) und Dr. Hubert Hinteregger (Niederösterreich) gedankt.

Die Studien und Gutachten der Sachverständigen zu den oben aufgezeigten Beispielen liegen nur in den Archiven der jeweiligen Landesämter auf und wurden nicht veröffentlicht. Daher werden sie hier nicht zitiert.

Mineralogy, petrology and geochemistry of soils of the Alnö Carbonatite Complex, Sweden

Edith Haslinger¹

1 Introduction

The research area is Alnö Island, which is located to the northeast of the town Sundsvall, Sweden. In this area, the main type of rock is migmatitic gneiss. In the northern part of the island, there is a special geological phenomenon – an intrusion of carbonatites and alkaline rocks, which took place through repeated intrusive episodes in the early Proterozoic to early Cambrian during 80 Ma, whereas the main intrusion was emplaced at around 546 Ma BP (Morogan & Lindblom, 1995). The main types of intruded rocks are pyroxenites, carbonatites, ijolites, urtites and lamprophyres, like the alnöite, which was named after the island. Furthermore, the host rocks were altered by fenitization (alkalimetasomatoses) at the contact zone to the intrusion of carbonatites and alkaline rocks (von Eckermann, 1948; Aspden, 1980; Morogan & Lindblom, 1995).

The opportunity for this research work in the carbonatite complex of Alnö Island came by chance during a field trip in 2001, when we sampled podzols in the southern part of the island to study chronosequences of soil formation. Dr. Ulla Lundström, our collaborator from Sweden, who lives on Alnö, mentioned a 'special geological phenomenon' in the northern part of the island. When walking along a transect in the forest southeast of the village Pottäng it became obvious, that in some areas of the spruce forest the ground vegetation seemed to be different to that of a normal spruce forest on acidic (gneissic) parent material, which is the main type of host rock on Alnö Island. Plants which indicate these acidic rocks, e. g. cowberry (*Vaccinium vitis-idaea*), were missing completely. These areas seemed to be very narrow – only some metres wide. We concluded, that this could be due to the special parent material in this area. We decided to dig soil profiles to see, whether we would really find different parent material. The first soil profile was dug near the road southeast of the village Pottäng, where we presumed - from the vegetation assemblage – to find rocks different to the 'normal' gneisses.

Finally, we excavated six soil profiles, in three we found different types of alkaline and carbonatitic rocks, in two we found the original host rock – gneiss – and one showed both types of parent material. It was also obvious, that the soils partially showed a different kind of soil formation. Whereas the profiles on the alkaline/carbonatitic parent material could be classified as cambisol, the two profiles on gneiss were already developing towards podzols. However, the podzolization process was weaker than could be expected from the approximate age of the soils and after comparison with the podzols in the southern part of the island on the same elevation above sea level.

¹DI Dr. Edith Haslinger, Institut für Angewandte Geologie, Universität für Bodenkultur Wien, Peter-Jordan-Str. 70, 1190 Wien, edith.haslinger@boku.ac.at

Therefore, we concluded, that those soils were also influenced by the surrounding alkaline rocks. In general, the whole transect seemed to have undergone solifluction, which partially mixed the parent materials. However, the overall soil characteristics were nevertheless preserved. It was then decided to start an interdisciplinary project about how those different rocks affect the soil formation, chemical parameters, the vegetation assemblage and eventually the growth of the main type of tree in this transect – Norway spruce. The aim of this doctoral thesis was to characterize the soil and geological parameters in the six chosen soil profiles in detail.

This research work also gave the opportunity, to study differences in soil development on carbonatites and alkaline rocks. Up to now, carbonatites and related rocks have been investigated from a petrological or an economic point of view with respect to their anomalous trace and rare earth element content. The examination of carbonatites and alkaline rocks from a soil scientific view point seems to have been neglected so far. This thesis may help to elucidate the effects of carbonatites and alkaline rocks on the mineralogy and geochemistry of soils as well as the differences in soil development in comparison with soils on the host rocks, the gneissic migmatites.

2 Geography and geology of the research area

2.1 Geography and physiography of Alnö Island

Alnö Island is the largest of a group of islands situated in the Baltic Sea east of the town Sundsvall and between the outlets of the two big rivers Indalsälven and Ljungaälven. It is located between 17°22' and 17°30'E and between 62°21' and 62°29'N. It is separated from the mainland by a narrow but rather deep sound. Alnö shows a rather uniform topography with fairly level rock-plateaus, largely covered by glacial drift, i. e. coarse, glaciofluvial deposits, glacial silt and clay, post-glacial clay and coarse delta sediments, which were deposited during the uplift of the land (von Eckermann, 1948; Agrell, 1979). The average height above sea level is about 80 metres, whereas heights of 128 and 102 metres are attained in the southern and northern part, respectively (von Eckermann, 1948).

2.2 Geology of Sweden

2.2.1 Pre-Quaternary geology of Sweden

The Swedish bedrock comprises three major units (Lundqvist & Bygghammar, 1994):

- the *Precambrian crystalline basement*: it is older than 570 million years (Ma) and belongs to the Baltic Shield, which extends from the Kola Peninsula to SW-Norway
- the *Caledonides*: they formed during the Caledonian Orogeny (510 to 400 Ma) and extend to Great Britain and Ireland
- the *sedimentary bedrock outside the Caledonides*: was formed during the Cambrian to Tertiary and overlies the Precambrian basement.

The Baltic Shield comprises ten major geological units, which are divided by their bedrock, the age of the bedrock and important geological events (Lundqvist & Bygghammar, 1994)

The research area Alnö Island is located in the *Svecofennian Area*, which belongs to the Svecokarelian Province. The main types of bedrock in the Svecofennian Area are metamorphosed sedimentary rocks (e.g. greywacke) and volcanic rocks (with rhyolitic composition). Usually the rocks are between 1880 and 1870 Ma old. Partial melting of the rocks led to the formation of migmatitic gneisses in depths at about 10 to 15 km and at temperatures between 500 – 650 °C (Lundqvist & Bygghammar, 1994).

Alnö Island is also one of the locations in Sweden which shows a special geological phenomenon – igneous rocks of alkaline composition. Except on Alnö Island alkaline igneous rocks can be found at Norra Kärr, Almunge (Uppland), Särna (Dalarna) and in the Kalix Archipelago. Alkaline and carbonatitic intrusions – particularly that of the research area - will be discussed in detail later (Lundqvist & Bygghammar, 1994).

2.2.2 The Quaternary of Sweden and Quaternary deposits

Sweden was influenced by three major glaciations during the Quaternary – the Weichselian, the Saale and the Elster glaciation. The thickness of the ice sheet was about 3000 m during the climax of the glaciations. The largest extension of the ice sheet was attained in the two older glaciations (Elster and Saale), where it reached to the northern borders of the German low mountain range, the Sudeten mountains and the Carpathians, and in Russia to the rivers Dnjepr and Don (Faupl, 2000).

The Weichselian glaciation started at about 115 ka years BP, and was interrupted twice by interstadials: the Brörup Interstadial (100 ka – 90 ka years BP) and the Odderade Interstadial (80 ka – 70 ka years BP). The earliest stage of the glaciation started at about 50 ka years BP and had its maximum extension at about 20 ka years BP, where the ice margin was south of Berlin (Lundqvist & Robertsson, 1994). It has been calculated, that the advance of the ice sheet was between 100 and 150 m/year during the growth from the central area of glaciation to the maximum extent at about 20 ka BP (Donner, 1995).

The landscape of Sweden is largely influenced by the latest glaciation - the Weichselian - and its recession. In the Holocene, the landscape has been reformed by isostatic uplift and wave-washing of the shores at that time (Fredén, 1994a).

Most of Sweden is covered by Quaternary deposits, only a small area exposes bedrock (Agrell, 1979). Very few pre-Weichselian deposits can be found (Hättstrand, 1998; Persson, 1994), because their traces have been removed to a large extent by later glaciations (Fredén, 1994b).

Along the east coast of Sweden, there are many small hills and joint-aligned valleys running in NW-SE direction, e. g. the valley of the river Indalsälven near Sundsvall. Only small amounts of till are found here, but mostly wave-washed sediments (gravel and sand) in connection with glaciofluvial deposits. Clays on the east coast are

dominantly varved glacial clay, with thicknesses of 10 m or more. In places with granitic bedrock, there are areas with abundant boulders (Agrell, 1979).

2.3 Geology of Alnö Island

2.3.1 Introduction to alkaline rocks and carbonatites

2.3.1.1 Alkaline rocks

The term 'alkaline rock' refers to rocks containing feldspathoidal minerals or rocks not necessarily containing a feldspathoid but with low SiO₂ and high alkali contents (Edgar, 1987). Alkaline rocks are a very diverse group of continental rocks, which occur in the interior regions of continents, far from the orogenic belts of convergent plate boundaries. Although some alkaline rocks are associated with continental rifting, many of them have no distinctive tectonic environment. Alkaline rocks all have in common, that they appear in widely differing settings. Therefore, it is easier to group the alkaline rocks according to their compositions, rather than their geologic relations (McBirney, 1993).

2.3.1.2 Carbonatites

Although they occur worldwide, carbonatite complexes are rare geological phenomena, comprising only 1 % of all igneous rocks (Le Bas, 1987). Carbonatites complexes are usually located in stable, intra-plate regions, often within the Precambrian Shield or continental platform areas (U.S. Geological Survey, 1998).

According to Streckeisen (1980), carbonatites are defined as igneous carbonate rocks with more than 50 % modal carbonate minerals. There are four main groups of carbonatites:

- Calcite-carbonatite with the subtypes *sövites* (coarse-grained) and *alvikites* (medium- to fine-grained)
- Dolomite-carbonatite (*beforsite*)
- Ferrocarbonatites, which are composed of iron-rich carbonate minerals
- Natrocarbonatites: Na-K-Ca-carbonatites, which are only known as extrusive products of the Oldoinyo Lengai volcano in Tanzania

As accessories, biotite, pyroxene, apatite, magnetite, melanite and Ti- and Nb-bearing minerals, such as perovskite and pyrochlore, can occur in the carbonatites. Carbonatites with 50 – 70 % of silicate minerals are called *silicosövites*. *Sövitepegmatites* consist of calcite and pyroxene (with apatite, magnetite etc.) (Kresten, 1990).

Carbonatites are composed largely of carbonates of Ca, Mg, Na and Fe. K-rich carbonatites have not been reported up to now. Typical accessories are apatite, magnetite and rare minerals such as monazite and pyrochlore (McBirney, 1993). In the carbonatite nomenclature, characteristic contents of other minerals are indicated by prefixes; e.g. apatite-pyrochlore-carbonatite (Woolley & Kempe, 1989). In high

concentrations, those minerals are sources for rare earth elements (REE) and several rare metals. Carbonatites are usually poor in SiO₂ (McBirney, 1993).

Carbonatites and related rocks have been investigated petrologically/magmatically or from an economic point of view with respect to their anomalous trace and rare earth element content. Carbonatite deposits which are suitable for mining purposes, range in size from 6 to 300 million tons (U.S. Geological Survey, 1998).

There are several environmental signatures, which mark the presence of carbonatites. Soils and sediments associated with carbonatites are characterized by anomalous contents of Fe, P, Nb and REE as well as Th, U, Ti and Ba. Fluvial sediments downstream from carbonatite deposits usually show anomalous contents of Th, Ba, Nb and REE (La, Ce, Nd and Sm). Furthermore, in some carbonatite complexes there are high concentrations of magnetic minerals, which produce positive magnetic anomalies.

The mining of carbonatites is usually carried out in large open-pit quarries. The high amounts of U and Th in the waste associated with the mineral processing are potential environmental risks with respect to their radioactivity (U.S. Geological Survey, 1998).

Furthermore, carbonatites are used as sources for carbonate and phosphate, e.g. in the Eastern Rift Valley of Kenya (van Straaten, 2002). There have also been investigations of the potential of powdered carbonatites to improve the fertility of soils with high acidity and low natural fertility (Costa, 2001).

2.3.1.3 Fenites and fenitization

The process of fenitization refers to metasomatic changes which bring a host rock into compositional equilibrium with an alkali silicate (e.g. ijolite) or a carbonatite intrusive complex (Morogan, 1989). The outer zones and the host rocks are strongly altered by volatile-rich fluids. The process of fenitization was first described in the Fen Complex in Norway, where carbonatites and alkaline rocks intruded Precambrian gneisses (McBirney, 1993; Mitchell & Brunfelt, 1975). Fenitization produces syenitic rocks, which tend to be nepheline-rich close to the intrusion and progressively more silica-saturated outward. On the very border of the fenites, the host rocks are fractured, but otherwise unaltered (McBirney, 1993).

Fenitization comprises multiple processes. The alterations during the fenitization process are influenced by several parameters, i. e. (Le Bas, 1987):

- the geochemistry of the metasomatising magma
- the characteristics of the fluids of the magma
- the depth profile of the magma, since different reactions occur at different depths
- the porosity and structure of the host rocks being fenitized
- the mineralogy and geochemistry of the host rocks
- the water-rock interaction

2.3.1.4 Rare earth elements in fenites and carbonatites

The analysis of REE in fenites and carbonatites is important because the distribution of the REE in ultramafic and alkalic rocks as well as in carbonatites could serve as an important geochemical indicator of the physicochemical conditions of mineral formation (Möller et al., 1980). Carbonatites contain the highest contents of REE and the highest LREE:HREE (La:Lu) ratios of any igneous rocks. The contents of La and Ce are highest in the ferrocarnatites. On the whole, the ferrocarnatites are also richer in REE compared to the other types of carbonatites (Woolley & Kempe, 1989).

Morogan (1989) reports from research on fenites from Båräng and Stornäset, that during fenitization, CaO, Na₂O and K₂O as well as Fe₂O₃ are continuously introduced. SiO₂ and Al₂O₃ show little changes in lower grade fenites, but are depleted in higher grade fenites. P₂O₅ increases significantly in high grade fenites and near the contact with sövite. These changes in element concentrations with increasing fenitization of the host rocks could be a result of transport of material into and out of the system during fenitization or of volume changes (Morogan, 1989).

With increasing grade of fenitization, the REE distribution shows an enrichment in LREE with respect to HREE. Sodic fenites show higher absolute REE concentrations compared with potassic fenites, whereas intermediate fenites are enriched in Ce. There are several factors which influence the different distribution patterns of REE during the fenitization process, e. g. the REE concentrations of the reacting minerals or the REE abundance in the fenitizing fluid. The higher content of LREE in high grade fenites could be due to changes of temperature and pH (Morogan, 1989).

2.3.2 The carbonatite complex of Alnö Island

The occurrence of limestones on Alnö was probably known locally as far back as the 17th century and the deposits were quarried fairly extensively during the 18th and 19th century. The limestones were used as mortar or were shipped unburned as flux-stone to small ironworks along the coast of the Baltic (von Eckermann, 1948).

As early as 1895, Högbom provided evidence for the existence of an alkaline complex in the northern part of Alnö. He stated that the carbonatites have crystallized from nepheline-syenitic magmas. The rocks of the alkaline complex have also been subject to studies by F. Hoppe from the Swedish Geological Survey in 1881, who discovered a melilite-bearing dike-rock. Högbom (1895) named the rock "alnöite", which has made Alnö famous in the petrological world. From then on, Alnö was known for this 'striking dike-rock', as von Eckermann (1948) puts it.

During time, the term 'alnöite' was used for several types of lamprophyric dyke rocks. In the classic locality at Stornäset on the east coast of Alnö, the alnöite is made up of biotite, melilite and some carbonates as main minerals and perovskite, chromite, garnet and pyrrhotite as accessories. Furthermore the alnöite contains big phenocrysts of biotite or anomite with diameters of several cm and also smaller phenocrysts of augite, olivine, titanomagnetite and apatite (von Eckermann, 1948).

Kresten (1979) states, that because the alnöites of Alnö Island show wide variations with respect to composition and texture, a re-definition of the term seems necessary.

Kresten uses the term alnöite for lamprophyric rocks, with phenocrysts of phlogopitic mica, titanomagnetite and one or more of the following minerals: olivine, diopsidic pyroxene, calcic amphibole (edenite/hastingsite). The matrix of the alnöite consists of phlogopite, calcite, titanomagnetite, perovskite and apatite. There are also varieties, which contain melilite, andradite, picotite or chromite. Olivine-rich alnöites grade into the kimberlitic rocks, with increased melilite contents into melilitolites and those with increased calcite contents into alvikites.

The alkaline and carbonatite complex of Alnö Island belongs to the best known complexes in the world, due to the extensive work and resulting classic memoir of the "The alkaline district of Alnö Island" by Harry von Eckermann (1948).

The complex is exposed in the northeast of Alnö and comprises pyroxenites, urtites, ijolites, carbonatites and fenites (Aspden, 1980). The alkaline and carbonatitic intrusions can also be found on the islands north of Alnö, with the most important occurrence at the island Långarsholmen. The complex was emplaced in the migmatitic and gneissic host rocks in the early Proterozoic to early Cambrian. The complex formed through repeated intrusive episodes during 80 Ma. The main complex at the northeast of Alnö Island was emplaced around 546 Ma. The northern ring complex of Långarsholmen was emplaced at about 600 Ma (Morogan & Lindblom, 1995).

The protoliths in the alkaline area of Alnö are mainly Archean migmatitic gneiss-granites (von Eckermann, 1966) with a relatively constant mineralogy of quartz, microcline, oligoclase and biotite, with different contents of chlorite and muscovite. As accessory minerals zircon, apatite and titanite can occur (Morogan, 1995).

The carbonatite intrusion of Alnö Island comprises two main centres (Kresten, 1980; Morogan & Lindblom, 1995):

1. The main intrusion (Alnö Island s.s.) consists of four series of plutonic rocks: pyroxenite, melteigite-ijolite-urtite, nepheline syenite and carbonatite (sövite). It is roughly circular with a diameter of about four kilometres.
2. The ring intrusion of Långarsholmen with pyroxenite, sövite and ijolite.

There are some other very small intrusions on or near Alnö Island, i. e. the Båräng intrusion, a breccia vent with carbonate lapilli tuffs on Sälskar island and a small intrusion with sövite and melilitolite at Söråker.

A schematic block diagram of the intrusion pattern of the different rock types in the alkaline complex of Alnö Island is shown in Fig. 2..

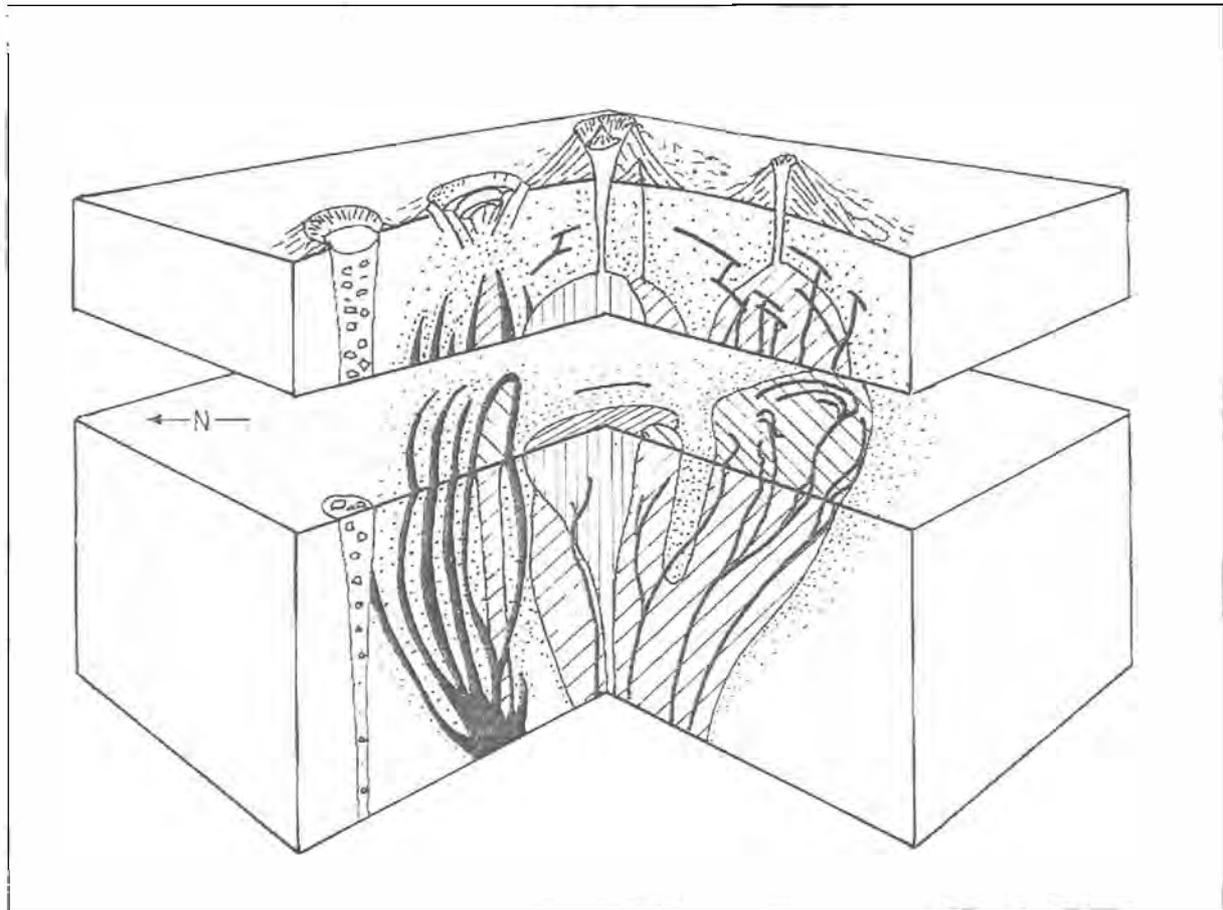
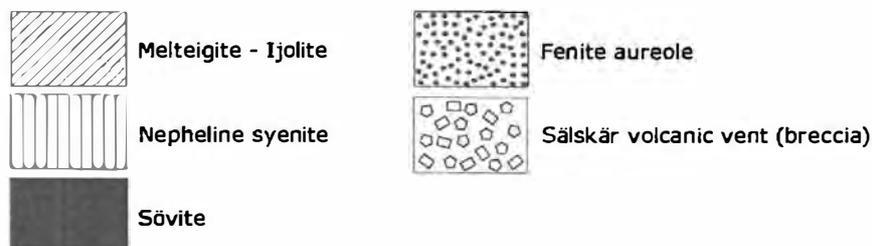


Fig. 2.1: Block diagram of the Alnö Complex (modified from: Kresten, 1990)



The chronology of the intrusive events on and around Alnö Island can be summarized as follows (Morogan & Lindblom, 1995):

1. Intrusion of pyroxenite, sövite and ijolite at Långarsholmen together with fenitization of host rocks (see next paragraph)
2. Intrusion of pyroxenite and ijolite at the main complex, fenitization and emplacement of nephelinite and phonolite dykes
3. Intrusion of nepheline syenite at the main complex with emplacement of tinguaitite and trachyte dykes
4. Intrusion of sövite at the main complex
5. Båräng intrusion
6. Emplacement of alnöite, alvikite and beforsite dykes

The aureole of fenitization extends to 500 – 600 m around the carbonatite centre, where the host rocks have been altered to fenite. During the process of fenitization,

several mineral changes occurred in the protolith. The quartz, feldspars, biotite and chlorite of the host rocks have been replaced by alkali pyroxene and amphibole, and new generations of feldspars, calcite, titanite, fluorite and apatite (Morogan & Woolley, 1988).

3 Methods

3.1 Field

The six sampled profiles were chosen along a transect in a forest SSW of the village Pottäng on Alnö Island. The choice of the six sampling sites was made with the help of an assessment of the vegetation in the transect, which seemed to reflect the underlying parent material quite well. Sites with an assumably alkaline or carbonatitic parent material showed a slightly different vegetation assemblage than the sites with acidic parent material with its typical vegetation assemblage. The aim was to sample three soil profiles with the original gneisses of this area (Alkaline 2, 4 and 5) and three profiles with alkaline or carbonatitic parent material (Alkaline 1, 3 and 6). According to the geological map (Kresten, 1986), only two types of parent material occur in the transect – fenites and sövites. When excavating the soil profiles, it became clear very quickly, that the assumptions about the position of “alkaline” or “gneissic” soil profiles were rather good. However, the three soil profiles on the toe of the slope (Alkaline 1, 2 and 3), also contained parent material of the upper three soil profiles (Alkaline 4, 5 and 6). The soil profiles were classified according to the World Reference Base for Soil Resources (FAO, ISRIC & ISSS, 1998).

3.2 Laboratory

The following methods were used:

- Mineralogy of parent material, fine soil and < 2 μm -fraction by X-ray diffractometry (XRD) and additional IR-spectroscopy and Simultaneous Thermal analysis for the < 2 μm -fraction
- Characterization of rocks by thin section analysis, scanning electron microscopy and microanalysis
- Geochemistry of rocks, fine soil and < 2 μm -fraction by X-ray fluorescence (XRF) and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (ICP-MS) including major, trace and rare earth elements (REE)
- Physical soil parameters (particle size distribution)
- Chemical soil parameters (pH, electrical conductivity, pedogenic oxides, organic carbon, cation exchange capacity)

4 Results

4.1 The soil properties and parent material of the six soil profiles

4.1.1 Profile Alkaline 1 (A1)

The parent rock for profile A1 is a **Calcite Melanite Ijolite** with the mineral components nepheline, calcite, phlogopite, pyroxene, F-apatite, melanite, magnetite, sphene (titanite), pyrite, perovskite and baryte.

The minerals in the fine soil, which derived from the weathering of the calcite melanite ijolite, are mainly phlogopite and vermiculite. Vermiculite is a product of the weathering of the phlogopite. Other minerals are calcite, pyroxenes and quartz. The 2 μm -fraction is dominated by secondary chlorite and illite. Furthermore, smectite, vermiculite and traces of mixed-layer minerals occur.

Profile (A1) was classified as **Episkeletic Cambisol**. It is located at the toe of the slope and is the most shallow of all profiles, with only 33 cm depth. It is dominated by gravel and sand with clay contents under 5 %. The vegetation indicates acidic as well as alkaline soil properties.

4.1.2 Profile Alkaline 2 (A2)

Like mentioned above, concerning the parent material, profile A2 is a mixed profile, where two types of rocks can be found. The first one is obviously influenced by fenitization and can be classified as **fenitized gneiss** or **syenitic fenite**. The second type of rock present in this profile is completely unaltered **gneiss**.

The mineral components of the **syenitic fenite** are plagioclase, Alkali-Feldspar, quartz, phlogopite, chlorite, fluorite, pyroxene, hematite and melanite (?).

The mineral components of the **gneiss** are plagioclase, quartz, phlogopite, monazite, xenotime, zircon, orthoclase, chalcopyrite, rutile, pyrite, apatite and magnetite.

The mineralogy of the fine soil is dominated by quartz, K-feldspar, plagioclase, vermiculite, mica and chlorite from the weathering of the gneiss and the syenite fenite.

The clay fraction shows vermiculite and secondary chlorite as predominant clay minerals. Furthermore, smectites, various amounts of illite and mixed-layer clay minerals occur.

Profile A2 was classified as **Episkeletic Cambisol**, like profile A1, whereas profile A2 showed even higher gravel content – between 62 and 73 % in the uppermost horizon. When excavating this profile and particularly when interpreting the geochemical results, it became very clear, that profile A2 is a 'mixed' profile, where different types of rocks and therefore subsequently different soil properties can be found. The vegetation around profile A2 also stresses the mixed properties of profile A2.

4.1.3 Profile Alkaline 3 (A3)

In profile A3 the main type of parent rock is a **pyroxenite ijolite syenite** with sharp intrusive contacts between the three rock types. Furthermore, gneisses, granite-gneisses and borengites – consisting nearly entirely of K-Feldspar – occur.

The mineralogy of the Pyroxenite Ijolite Syenite is:

Syenite (red part):

K-Feldspar (Orthoclase), albite, pyrite, hematite, perovskite and pyrochlore

Ijolite (red/black part):

Nepheline, pyroxene, K-Feldspar, phlogopite and hematite

Pyroxenite (black part):

Pyroxene, phlogopite, nepheline (micro-dyke), rutile and calcite

The fine soil contains mainly K-feldspar and plagioclase from the weathering of the syenite, ijolite and borengite. Furthermore, pyroxenes, apatite, vermiculite and mica occur from the weathering of the pyroxenite and the other rocks in this profile.

The clay mineralogical assemblage is dominated by secondary chlorite and illite as well as various amounts of smectite and vermiculite and traces of mixed-layer minerals.

Profile A3 was classified as **Hyperepiskeletal Cambisol** or **Leptosol**, respectively. This profile has by far the highest rock content of all profiles, often over 90 %, which would be necessary for the classification as Leptosol. Profile A3 is located right under the plateau, where profiles A4 and A5 are located at an 'edge', before the hill becomes a little bit steeper towards profiles A2 and A1. It seems, that most boulders and rocks got caught at this 'edge', leading to the extremely high rock content in this profile.

4.1.4 Profile Alkaline 4 (A4)

The parent rock for profile A4 is a coarse-grained, nearly completely unaltered **gneiss**, which shows very weak signs of alteration by fenitization.

The mineralogical assemblage of this rock consists of quartz, mica, K-feldspar, plagioclase and zircon.

The mineralogical assemblage of the fine soil is absolutely dominated by the weathering products of the gneiss – quartz, K-feldspar, plagioclase, chlorite, vermiculite, mica and hornblende.

The predominant clay minerals are accordingly primary and secondary chlorite, illite, kaolinite and various amounts of smectite and vermiculite. Furthermore, high amounts of in I/V-mixed layer occur in the lowermost horizon.

Profile A4 was classified as **(Weakly podzolized) Cambisol**. This soil is a Cambisol, but shows clear signs of beginning podzolization. Profile A4 and A5 are the only two profiles, where cowberry (*Vaccinium vitis-idaea*) occurs, which is a indicator for strongly acidic soil properties.

4.1.5 Profile Alkaline 5 (A5)

The parent rock for profile A5 is a fine grained, very homogeneous **gneiss**, which seems to be completely unaltered and not affected by fenitization.

Like in profile A4, the fine soil in profile A5 is dominated by the minerals, which derive from the weathering of the gneiss – quartz, K-feldspar, plagioclase, vermiculite, mica and hornblende.

The clay mineralogical assemblage is likewise dominated by partially very high amounts of secondary chlorite as well as primary chlorite, illite, kaolinite and various amounts of smectite and vermiculite. Like in profile A4, high amounts of a mixed-layer mineral – either an *IV*- or an *I/CV*-mixed layer - can be found in the lowermost horizon.

Profile A5 was classified as **(Weakly podzolized) Cambisol**. This profile is dominated by the sand and silt fractions. The gravel and the clay content is very low.

4.1.6 Profile Alkaline 6 (A6)

There is a big variety of rocks found in this profile.

Alnöite with the mineral components calcite, phlogopite, apatite, magnetite, chlorite, pyroxene, Cr-spinel and quartz.

Calciocarbonatite (sövite) with the mineral assemblage calcite, phlogopite, apatite, pyroxene, K-feldspar, quartz, baryte, sphalerite, parisite-(Ce)/synchisite-(Ce), thorite and monazite.

Feldspathic ijolite with the mineral assemblage calcite, mica, pyroxene and analcime.

The mineralogy of the fine soil shows the importance of biotite/phlogopite in all of the parent rocks as weatherable mineral. The predominant mineral is vermiculite as well as mica (biotite). Furthermore, mostly low amounts of quartz, K-feldspar, pyroxene, apatite and magnetite can be found in this profile. In the two lowest horizons, garnet can be found in the fine soil.

The clay mineralogical assemblage of this profile is the most outstanding of all. It nearly entirely consists of trioctahedral smectite and illite. Additionally, corrensite occurs in different amounts, mainly in the lowermost horizon. The smectites show some untypical characteristics in the XRD-analysis upon saturation with different chemicals as well as in the STA-analysis. This can be seen in connection with the special parent rocks of this profile. As the characteristics of the clay minerals of this profile are not yet fully understood, they will be subject of further research.

Profile A6 was classified as **Episkeletic Cambisol**. However, even if this profile has very alkaline parent rocks, like carbonatite, the vegetation assemblage, besides the indicator plants for alkaline soils, contains some indicators for acidic soil properties, e.g. *Linnaea borealis* and *Frangula alnus*. Profile A6 is located at a small hill, which is rather exposed to wind, leading to increased litter erosion. Therefore, the nutrient input is less with subsequent topsoil acidification and a development of the Cambisol towards 'acidic Cambisol' and eventually to a podzol. However, these processes can still not be seen in the chemical and physical properties, like migration of pedogenic oxides or clay. The vegetation reacts very sensitive to changes in the soil profile by

changes in its assemblage. In the case of profile A6, the vegetation shows the beginning of the topsoil acidification.

4.2 Comparison of the six soil profiles

All six soil profiles can be classified – according to the WRB – as Cambisols, whereas the biggest differences concern the rock content and the degree of podzolization. Four of the six sampled soil profiles – A1, A2, A3 and A6 - show big differences in the parent material, whereas the two sites on the more or less unaltered host rock - the migmatitic gneisses, i. e. Alkaline 4 and Alkaline 5, show rather uniform mineralogy. Due to the very different parent material and the small-scale mass movements, which obviously have taken place in this transect, a comparison is very difficult. Furthermore, due to these deposition processes it is hard to judge, what the ‘real’ bedrock of the soil profiles is.

Fig. 3.1 is a sketch of the sampled transect, where the profiles are presented and summarized. Following, the depositional trends downwards the slope are discussed for the profiles from the uppermost (A6) to the lowermost profile (A1), following the slope of the transect.

In **profile A6**, most of the rocks found in the profile are alnöites, sövites and ijolites. It is hard to judge, whether these alkaline rocks really reflect the alkaline dyke, which must be located under profile A6 with intruded alnöite, sövite and ijolite, or, if these rocks have been deposited from a nearby dyke by short-distance deposition. Nevertheless profile A6 is an alkaline profile, due to the predominance of alkaline rocks. This constitutes the main influence for the soil formation processes. In **profiles A5 and A4**, the lower parts consist of very homogeneous sands with gneissic boulders in the upper part of the profiles. Most interesting concerning profile A4 and A5 is the rather low degree of podzolization. The soil formation of profile A4 and A5 seems to be influenced by the surrounding alkaline rocks in the sense of a slowing of the podzolization process. **Profile A3** has the highest rock content and is dominated by big, angular to subangular boulders of the pyroxenite ijolite syenite and smaller rocks of the borengite. Furthermore, some rocks of gneissic material can also be found in this profile, still, the alkaline rocks predominate. The gneisses seem to have been deposited from profiles A4 and A5. Downwards profile A3, the transect becomes rather ‘steep’ towards profiles A2 and A1. **Profile A2** is the most mixed profile of all the profiles. Mostly, it contains syenitic fenite, but also big amounts of gneisses. The geochemical results of profile A2 show, that the lowermost horizon always groups with the horizons of profile A4 and A5, which have developed on gneiss. The upper three horizons always group with the horizons of the alkaline profiles A1, A3 and A6. Therefore, it can be concluded, that profile A2 has developed on gneiss, but was also largely influenced by syenitic fenite, which makes this profile an intermediate profile between alkaline and gneissic. Syenitic fenite could only be found in this profile. Therefore it is likely, that the original gneiss was both left unaltered and influenced by fenitization. **Profile A1**, as the relatively youngest profile, is also the most shallow and has the calcite melanite ijolite as parent material. This makes profile A1 a true alkaline profile. Gneisses can be found in the vicinity of profile A1, but not in the profile. Therefore, it can be concluded, that the gneisses

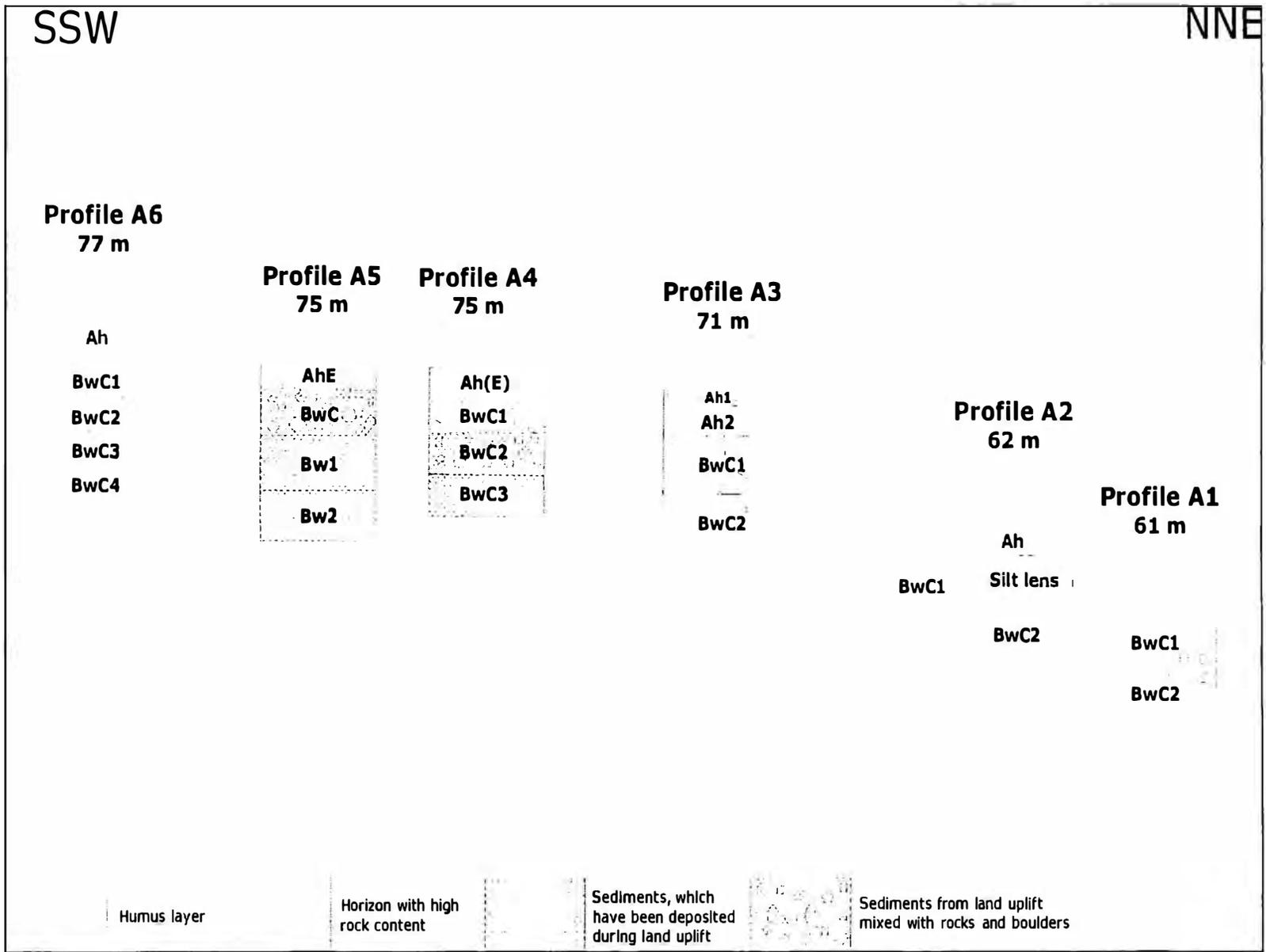


Fig. 3.1: Sketch of the transect

have been deposited recently and not during postglacial deposition. Therefore they were also not included in the soil formation of profile A1.

4.3 Geochemistry

The geochemical results showed very well, the partially very unusual contents of otherwise rare elements in the alkaline rocks. The correlations of the single elements in the fine soil showed, that the alkaline profiles A1, A3 and A6 form one group and profiles A4 and A5 the other. Profile A2 is – concerning geochemistry – a mixed or intermediate profile, where the lowermost part belongs to the ‘acidic group’ of A4 and A5, whereas the upper part belongs to the alkaline profiles A1, A3 and A6. This cluster formation was also observable with the rocks, but partially there were outliers, which showed extremely high contents of single elements.

Generally, it can be said, that the alkaline rocks and soil profiles are enriched in the following elements: Ti, Fe, Mn, Ca, P, Ba, F, Nb, S, Sr, Th, U, Zn and Zr.

Some rocks or profiles additionally showed high amounts of: Cl, Co, Cr, Cu, Ni, V and Y.

For illustration of the difference in geochemistry, the average contents of Ti, Fe and Ca as well as Ba, F and Nb in the fine soil of the alkaline and the gneissic profiles were plotted in Fig. 3.2 and 3.3. Profile A2 was excluded from the calculations, because of its characteristics of an intermediate profile concerning the geochemistry.

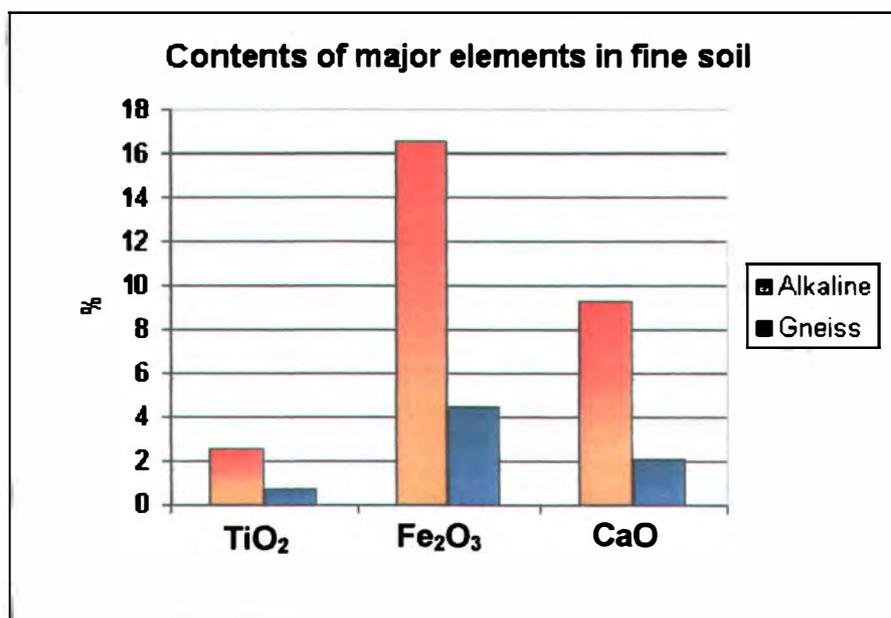
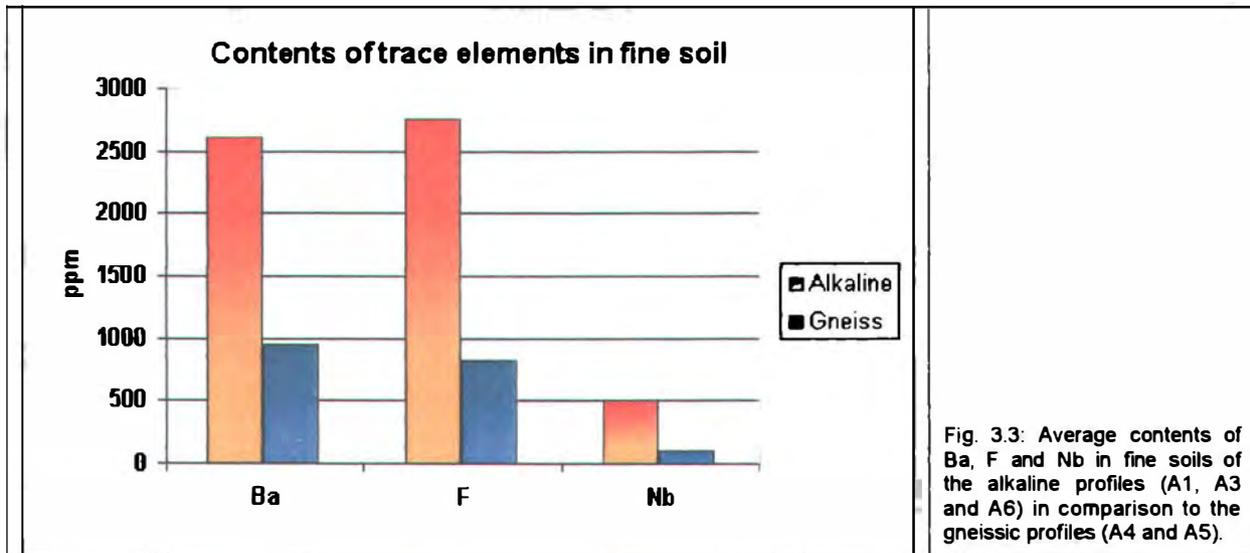


Fig. 3.2: Average contents of Ti, Fe and Ca in fine soils of the alkaline profiles (A1, A3 and A6) in comparison to the gneissic profiles (A4 and A5).



5 Conclusions

- There are significant differences in mineralogy and geochemistry between alkaline and acidic parent material and soil profiles
- The soil formation processes are the same, but differ in progress due to the different age of the soil profiles. The soils on gneissic parent material already show signs of podzolization, whereas the podzolization processes seem to have been 'slowed down' by the influence of the alkaline rocks.
- The soil profiles on gneiss are rather uniform in mineralogy and geochemistry
- The alkaline rocks and soil profiles differ strongly among one and another due to the different types of alkaline rocks
- The vegetation reflects the parent material very well

6 References

- Agrell, H., 1979. The Quaternary of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C* 770.
- Aspden, J.A., 1980. The mineralogy of primary inclusions in apatite crystals extracted from Alnö ijolite. *Lithos* 13, 263 – 268.
- Costa, P. C., 2001. Biogeochemical alteration of minerals in the carbonatite of Catalão I Complex, State of Goiás, Brazil. Unpublished MSc Thesis (No. 158), University of Brasilia, Institute of Geosciences.
- Edgar, A. D., 1987. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society Special Publication No. 30, pp. 29 - 52, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- FAO, ISRIC & ISSS, 1998. World Reference Base for Soil Resources. *World Soil Resources Reports 84*. International Society of Soil Science.
- Faupl, P., 2000. Historische Geologie – Eine Einführung. WUV-Universitätsverlag.
- Fredén, C., 1994a. The Quaternary. In: Fredén, C. (ed.): *Geology. National Atlas of Sweden*, 102 – 104.
- Fredén, C., 1994b. Quaternary deposits. In: Fredén, C. (ed.): *Geology. National Atlas of Sweden*, 104 – 119.
- Högbom, A. G., 1895. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. *Sveriges Geologiska Undersökning C* 148.
- Kresten, P., 1979. The Alnö complex. Nordic Carbonatite Symposium, Alnö, May 21 – 26, 1979. Nordisk Kulturfond.
- Kresten, P., 1980. The Alnö complex: tectonics of dyke emplacement. *Lithos* 13, 153 – 158.
- Kresten, P., 1986. Alnökomplexets Berggrund (Map of the Alnö Complex) – 1:10000. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba* 31, Specialkarta 1
- Kresten, P., 1990. Alnöområdet. In: Lundqvist, T., Gee, D. G., Kumpulainen, R., Karis, L. & Kresten, P.: *Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands Län. Sveriges Geologiska Undersökning Ba* 31, Översiktskartor med beskrivningar, 238 – 342.
- Le Bas, M., 1987. Nephelinites and carbonatites. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society Special Publication No. 30, pp. 53 – 83, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Lundqvist, T. & Bygghammar, B., 1994. The Swedish Precambrian. In: Fredén, C. (ed.): *Geology. National Atlas of Sweden*, 14 - 21.
- Lundqvist, J. & Robertsson, A.-M., 1994. Glacials and interglacials. In: Fredén, C. (ed.): *Geology. National Atlas of Sweden*, 120 – 123.
- McBirney, A. R., 1993. *Igneous petrology*. Jones and Bartlett Publishers, Boston.
- Mitchell, R. H. & Brunfelt, A. O., 1975. Rare earth element geochemistry of the Fen Alkaline Complex, Norway. *Contrib Mineral Petrol* 52, 247 – 259.
- Möller, P., Morteani, G. & Schley, F., 1980. Discussion of REE distribution patterns of carbonatites and alkalic rocks. *Lithos* 13, 171 – 179.

- Morogan, V. & Woolley, A. R., 1988. Fenitization at the Alnö carbonatite complex, Sweden; distribution, mineralogy and genesis. *Contrib Mineral Petrol* 100, 169 – 182.
- Morogan, V., 1989. Mass transfer and REE mobility during fenitization at Alnö, Sweden. *Contrib Mineral Petrol* 103, 25 – 34.
- Morogan, V. & Lindblom S., 1995. Volatiles associated with the alkaline – carbonatite magmatism at Alnö, Sweden: a study of fluid and solid inclusions in minerals from the Långarsholmen ring complex. *Contrib Mineral Petrol* 122, 262 – 274.
- U.S. Geological Survey, 1998. Carbonatite deposits. In: du Bray, E. A. (ed.): Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models. U. S. Geological Survey Open-File Report 95-831.
- van Straaten, P., 2002. Rocks for crops. Agrominerals of Sub-Saharan Africa. International Centre for Research in Agroforestry (ICRAF), Nairobi, Kenya.
- von Eckermann, H., 1948. The alkaline district of Alnö Island. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca, No. 36.
- von Eckermann, H., 1966. Progress of research on the Alnö carbonatite. In: Tuttle, O. F. & Gittins, J. (eds.): Carbonatites. John Wiley & Sons Interscience Publishers, New York. 3 – 31.
- Woolley, A. R. & Kempe, D. R. C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (ed.), 1989. Carbonatites – Genesis and Evolution. Unwin Hyman Ltd., London, 1 – 14.

ISSN 10 21-7533