

Der Bergsturz von Wildalpen (Steiermark)

DIRK VAN HUSEN*) & ALFRED FRITSCH**)

13 Abbildungen

*Steiermark
Massenbewegung
Bergsturz
Dendrochronologie
¹⁴C-Datierung
Atlantikum*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 101*

Inhalt

Zusammenfassung	201
Abstract	201
1. Einleitung	202
2. Lage und geologischer Rahmen	202
3. Abrissgebiet	202
4. Ablagerungsgebiet	204
5. Ablauf des Bergsturzereignisses	209
6. Volumen des Bergsturzes und ursprüngliche Morphologie	210
7. Ausbreitung der Bergsturzmassen	211
8. Ursache und Auslösung	212
9. Datierung des Bergsturzereignisses	212
Literatur	213

Zusammenfassung

Die ungewöhnlich mächtigen, feinkörnigen Lockersedimente im Salzatal bei Wildalpen und die auffällige Morphologie des Schafwaldes erweckte schon früh Aufmerksamkeit, ohne dass es aber zu einer eingehenden Untersuchung führte. Diese erfolgte erst in jüngster Zeit. Es zeigte sich, dass die beiden Phänomene auf einen Bergsturz und eine nachfolgende Gleitung zurückzuführen sind.

Die Bergsturzmassen lösten sich aus der ehemaligen Westflanke der Griessteine und führten zu einem Sturzstrom, der das Becken um Siebensee und das Tal des Siebensee- und Hinterwildalpenbaches über eine Strecke von 5 km erfüllte. Im Salzatal breitete sich der Sturzstrom flussaufwärts rund 4 km, besonders aber flussabwärts über erstaunliche Distanzen aus. Die hier erreichten rund 6 km (bei einer Gesamtlänge von 12 km und einem Fahrröschungswinkel von ca. 7°) sind bei einem Bergsturz dieser Größenordnung (max. 500 Mio. m³) noch nicht beobachtet worden. Die Ursache dürfte in einer besonders günstigen Talform begründet sein.

Durch den Abgang des Bergsturzes wurde wohl durch die geänderten Stabilitätsverhältnisse die Gleitung ausgelöst. Gleitbahn sowie Lösungsflächen sind durch eine Duplexstruktur vorgezeichnet. Die Gleitung erfasste ca. 900 Mio. m³ Gestein und erfüllt den Boden der Ausbruchsnische mit riesigen Gleitschollen und einem breiten Saum von riesigen Blöcken und grobem Schutt in großer Mächtigkeit.

Die Datierung liegender (Hochflutablagerungen) und hangender (Bänderschlufl, Moor) Sedimente sowie Holzreste im Sturzstrom mit mehreren Methoden ergab ein Alter zwischen 5900 und 5700 Kalenderjahren vor heute. Eine dendrochronologische Analyse an zwei Bruchstücken von Baumstämmen zeigte, dass der Bergsturz im Spätsommer (August/September) eines dieser Jahre stattgefunden hat.

The Wildalpen Landslide (Province of Styria)

Abstract

A huge mass movement next to Wildalpen (Salzatal, Steiermark) occurred as a combination of a landslide (about 500 mill. m³) and a gliding mass (about 900 mill. m³). The landslide material broke down from the northwest-orientated former slope of Griesstein at the main crest of Hochschwab, and after about 5 km following tributary valleys spread out into the Salzatal. Here it filled the valley bottom with debris ca. 4 km upstream and ca. 6 km downstream, so the total length of the debris stream was ca. 9 and 12 km respectively. Such distances were generally observed on landslides with 4 to 5 times the volume. Probably the valley configuration caused this astonishing length of the debris movement.

*) Univ.-Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN, Simetstraße 18, A 4813 Altmünster.
dirk.van-husen@telering.at

**) Mag. ALFRED FRITSCH, Fa. INTERGEO, Wallergasse 4a, A 1110 Wien.

In consequence of the landslide the gliding mass started to move due to the changed stability situation. The rock mass used slickensides of a duplex structure as the gliding plane and for detachment. The mass has broken down into structurally more or less disintegrated huge limestone blocks covering the scarp area. These are accompanied with a fringe of house-size blocks and coarse debris.

Due to some radiocarbon data on pieces of wood trapped in the landslide debris the landslide happened between 5900 and 5700 calibrated years before present. Dendrochronological investigation on fragments of two trees showed that these were killed by the landslide in late summer (August / September) of one of these years.

1. Einleitung

Die auffällige Morphologie des Schafwaldes sowie die mächtigen Lockersedimentanhäufungen im Salzatal im Bereich von Wildalpen und im Tal bei Siebensee haben schon früh Aufmerksamkeit erweckt. Wurden diese Formen anfänglich als Moränenablagerungen gedeutet (A. PENCK, 1909; E. SPENGLER, 1922), so sprach bereits LICHTENECKER (1929) von einem Bergsturz, wobei er sich aber nur auf das auffällige „Blockmeer des Schafwaldes“ bezog. Eine Erwähnung des Phänomens erfolgte bei ABELE (1974), ohne dass seinerseits eine Bearbeitung erfolgt wäre. Erst die detaillierten Kartierungen und sedimentologischen Untersuchungen von A. FRITSCH (1993) in seiner Diplomarbeit zeichnen ein Bild über Verbreitung, Ablauf und Alter des Bergsturzes. Eine detaillierte geologische Neuaufnahme des Hochschwabs mit Fokus auf die Karstentwicklung (G. MANDL, 2002) und zusätzliche Kartierungen zur Erstellung der ÖK 1:50 000 Bl. 101 Eisenerz in den Jahren 2004–2005 erfassten noch wesentliche zusätzliche Beobachtungen, die zu einem umfassenden Bild des Bergsturzereignisses führten.

2. Lage und geologischer Rahmen

Der Bergsturz liegt im westlichen Teil der Nordabdachung des Hochschwabs, unmittelbar westlich des Brunn- tals. Das Abrissgebiet erstreckt sich vom Großen Griesstein über Ebenstein, Schaufelwand und Schafalssattel bis zu den Brandsteinen. Nach Norden schließt daran das Ablagerungsgebiet an, das sich von Schiffbrandwald über die Kohlermauer, Siebensee und Poschenhöh bis ins Salzatal erstreckt. Hier erfolgte die Ausbreitung noch jeweils einige Kilometer salzaufwärts wie -abwärts.

Der Bergsturz liegt in dem ausgedehnten mächtigen Steinalm/Wettersteinkalk und -dolomitgebiet der Mürz- lpen, die hier südlich der Salza den Gebirgsstock des Hochschwabs aufbaut. Die Bergsturmassen lösten sich in einem Bereich des Hauptkammes, wo eine intensive eng- ständige Verschuppung einer Duplexstruktur aus dem Salzatal über die Schüttbaueralm, die Lang-Eibel-Schlucht, den Schafalssattel zur Fobis-Alm zu verfolgen ist. Sie wird im Norden noch von einer parallel verlaufenden, wohl mit ihr in Zusammenhang stehenden, großen mehr oder weniger vertikalen Störung zwischen Kleinem und Großem Griessteingipfel (Griesgassl) begleitet (G. MANDL, 2002).

3. Abrissgebiet

Morphologisch wird die Abrissnische durch eine auffällige rechteckige Struktur im Bereich des Hauptkammes des Hochschwabs zwischen Brandstein und Ebenstein markiert. Sie wird von der Wand unter dem Großen Griesstein und Ebenstein im Osten und einer ähnlichen, mehr oder weniger parallel dazu verlaufenden Wand unter den Brandsteinen im Westen begrenzt. Nach Süden bildet die Grenze der scharfe Kamm beim Schafalssattel und der Schaufelwand mit stark schwankender Höhe. Die Struktur erweckt den Eindruck, als sei ein rechteckiger Block aus der Nordabdachung des Hauptkammes des Hochschwabs heraus geschnitten worden.

Ist an den beiden N–S-verlaufenden Abrissflächen unter den Brandsteinen und Ebenstein – Großer Griesstein keine strukturelle Vorzeichnung zu erkennen, so ist sie im Bereich der E–W-verlaufenden Rückwand der Abrissnische umso deutlicher. Die hervorstechendste Struktur stellt die auffallend ebene Fläche unter dem Ebenstein und der Schaufelwand dar, die bis Silberne Schale – Petzbodenleiten zu verfolgen ist. Sie stellt die Gleitfläche der Massenbewegung in diesem Bereich dar (Abb. 1). Sie fällt im Mittel mit 37° nach NNW ein und markiert die Überschiebungsbahn der Duplexstruktur. Sie ist parallel zum sonst nur undeutlich entwickelten ss der Karbonate entwickelt. Parallele Strukturen zu dieser großflächig exhumierten Fläche sind besonders in der Wand unterhalb des Brandsteines zu beobachten.

Eine weitere Struktur wird durch die sehr steil nach Norden einfallenden bis vertikalen Großharnische unter dem Gipfel der Schaufelwand (Abb. 2) angezeigt. Es sind dies offensichtlich zu den Duplexstrukturen gehörende Bewegungsflächen, die hier eine vertikale Durchtrennung des Gesteinsverbandes bewirken und damit eine leichtere Lösung der Gesteinsmassen von ihrem Hinterland ermöglichen.

Diese Strukturen an der Schaufelwand sowie die geradlinige bis in den Gipfelbereich aufstrebende Wand unter dem Ebenstein und Großen Griesstein, die die weichen Formen unvermittelt durchschneidet, belegen, dass hier ein Gesteinspaket fehlt, das offensichtlich die Mächtigkeit von ca. 400 m oberhalb der Abgleitfläche bis zur Höhe der Gipfflur aufwies. Knapp westlich der Schaufelwand zeigt eine nach Westen geneigte Altfläche an, dass der Hauptkamm etwas nach Norden verschwenkt gewesen sein dürfte und wohl auch deutlich an Höhe verloren hat. Er ist sicherlich noch ein wenig höher als der Schafalssattel, aber nördlich davon verlaufen. Beim Abgleiten der Gesteinsmassen nach Norden hat die Gleitbahn unter dem Hauptkamm bis auf die südliche Flanke durchgegriffen, wodurch der heute noch sehr scharfe Grat östlich und westlich des Schaufelalssattels entstand (Abb. 3).

Wie mächtig die hier fehlenden Gesteinsmassen waren, kann nur vermutet werden. Ebenso fehlen auch deutliche Hinweise über die Höhe der Abrissfläche unter den Brandsteinen, wo die Ausbildung der Felswand besonders in den oberen Teilen auch als eiszeitliche Karbildung (Abb. 3) angesehen werden kann. Daraus würde eine wesentlich geringer mächtige Felsmasse aus diesem Bereich ausgebrochen sein, worauf auch die Erhaltung der Depression um den Teufelssee hinweist, die ja bei der Massenbewegung nicht verfüllt wurde. Neben diesen noch halbwegs rekonstruierbaren ehemaligen topografischen Verhältnissen im engeren Bereich der Abrissnische ist eine Rekonstruktion der früheren topografischen Verhältnisse weiter nördlich bis zur Kohlermauer nur mehr indirekt möglich.

Die nächsten Belege für die ehemalige Morphologie sind im Bereich der Kohlermauer zu finden. Die halbkreisförmige Form der Kohlermauer wird an ihrem östlichen Ende von einer Felswand gebildet. In der weiteren Folge ist die Steilstufe von Schutt bedeckt, der in seiner gleichmäßigen Körnung auf eine Schuttbildung nach dem Bergsturzereignis hinweist, da auch die großen Böcke in der Steilstufe völlig fehlen. In der Kohlermauer ist mit einer Oberkante des unbewegten Felses in ca. 1200 m zu rechnen. Deren

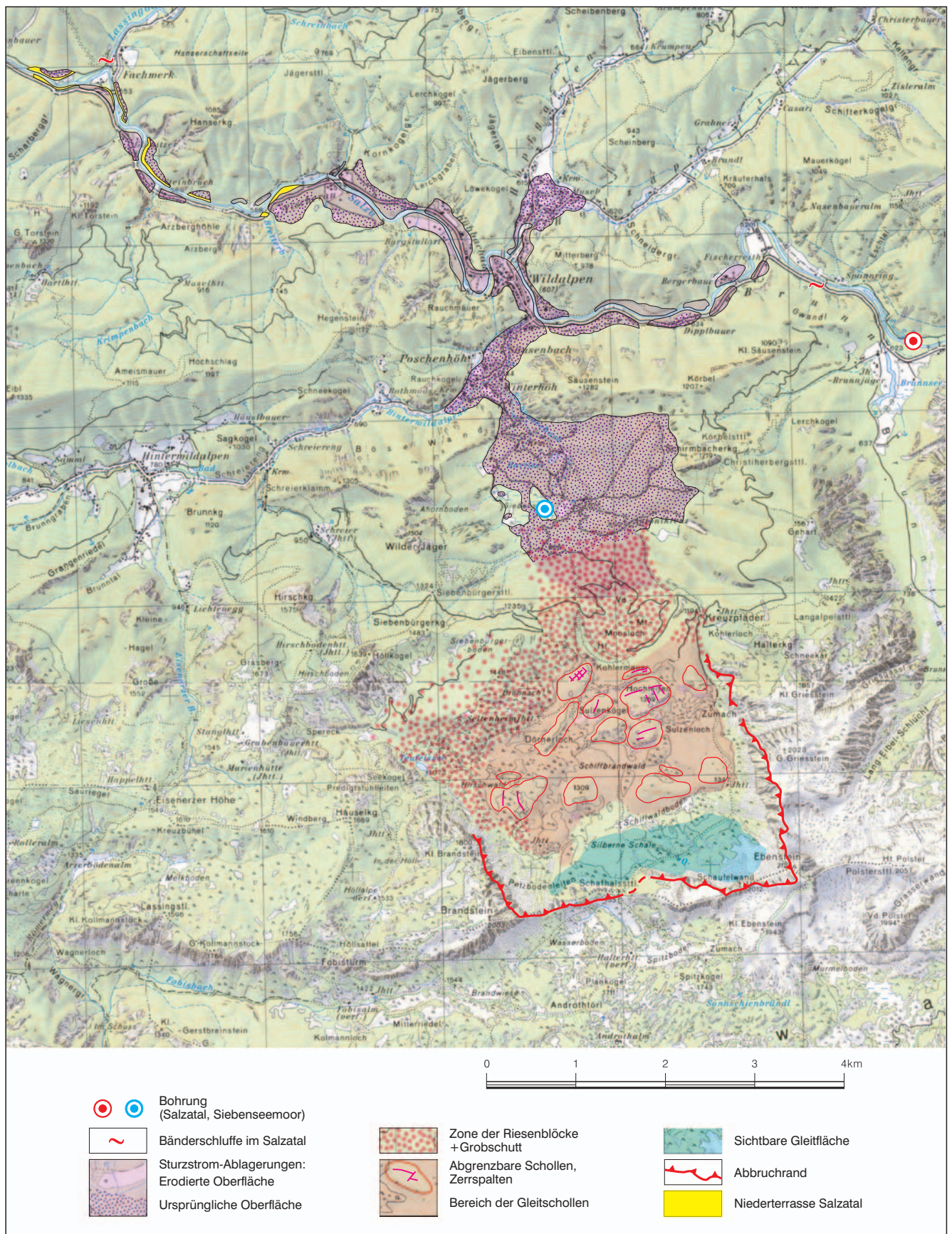


Abb. 1.
Karte der Ausbruchsnische und der Ablagerungsgebiete des Bergsturzes von Wildalpen.
© BEV 2006, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, EB2006/01743.

Abb. 2.

Schaufelwand von Norden (von Zumach). Am Fuß der Wand ist die teilweise von Schutt bedeckte Gleitfläche zu sehen. Im Gipfelbereich und am rechten Bildrand sind die großflächigen steil stehenden Harnischflächen (Pfeile) noch gut erhalten.



westliches Ende stellt die vorspringende Nase dar, auf der die Straße zum Siebenbürgersattel verläuft. Sie ist im Bereich bis ca. 1300 m Höhe mit sehr grobem Blockwerk bedeckt, in den höheren Bereichen zur Kote 1448 m tritt an der Straße zum Siebenbürgerboden und im Wald unbewegter Wettersteinkalk zu Tage, der den ganzen Rücken zum Teufelssee hin aufbaut.

Aus der Form der Kohlermauer kann geschlossen werden, dass der Bereich östlich des Rückens Kote 1448 m wohl ein weit gespannter, nach N und NW offener Karraum war, dessen Boden nicht wesentlich über 1200 m Höhe gelegen haben mag. Die Felsumrahmung stieg nach Osten zu wohl auf die Höhe des Großen Griessteins und Ebensteins an. Nach SW ist sie dann rasch auf die Höhe knapp über dem Schafalssattel abgesunken, wie das ja der Kamm westlich der Schaufelwand zeigt.

Die Depression um den Teufelssee war damals als Großdoline vorhanden und ist von Bergsturzböcken zwar erreicht, aber nicht verfüllt worden (s. Kapitel 3., Bereich 1).

Die Form der Bewegungsbahn, die sich unterhalb dieses Teils des Gebirgsstockes ausgebildet hatte, ist recht gut rekonstruierbar. Die auffällige Gleitbahn unterhalb Schafalssattel und Schaufelwand ist teilweise schuttbedeckt bis in eine Höhe von rund 1250 m in die Depression Schiffwaldboden zu verfolgen. Nördlich davon sind nur noch bewegte Felsmassen anzutreffen. Am westlichen Ende zur Petzbodenleiten hin sind die Felsmassen nicht so weit abgeglitten und setzen in ca. 1350 m Höhe an. Da das sichtbare untere Ende dieser Gleitbahn somit nur knapp höher als die Bewegungsbahn bei der Kohlermauer liegt (Ausstreichen in ca. 1200 m Höhe), muss angenommen werden, dass die Bewegungsbahn nördlich Schiffwaldboden weitgehend horizontal liegt. Die Annahme bezieht sich auf den Bereich östlich Brennach bei Schiffbrandwald, Dörnsloch, Sulzenloch, Sulzenkögeln und Hochleiten. Hinweise, ob es sich bei dieser Fläche ebenso wie bei der am Fuß der Abrissnische um eine tektonisch vorge-

zeichnete handelt oder sie einer Schichtfläche folgt, konnten nicht gefunden werden.

4. Ablagerungsgebiet

Das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes kann in vier Bereiche gegliedert werden (Abb. 1).

- 1) Der Bereich südlich der Kohlermauer zwischen Brennach und Hirschwald sowie Zumach und Schiffwaldboden.
- 2) Der Siebenbürgerboden und der Rücken Kote 1448 m westlich Seltenheimjagdhütte bis zum Teufelssee, sowie der Bereich nördlich der Kohlermauer bis knapp südlich des Antonikreuzes
- 3) Daran anschließend das Becken um Siebensee unter der Felsumrahmung Wilder Jäger, Säusenstein, Körbel und Schirnbacherkogel von einer Linie knapp südlich



Abb. 3.

Schafalssattel von Süden (vom Spitzboden). Der scharfe Grat der erhaltenen Flanke ist deutlich zu erkennen (weiße Pfeile). Die weiße Linie markiert die wahrscheinliche Position des ehemaligen Hauptkamms. Die karartigen Formen der Brandsteine sind mit roten Pfeilen markiert.

Abb. 4.

Das Foto zeigt den scharf geschnittenen dicht bewachsenen Graben nördlich Hochleiten (Pfeil) und die kleinen Formen am Weg Kreuzpfäder – Seltenheimjagdhütte.

Antonikreuz bis in die Talenge des Siebenseebaches bei Winterhöh.

- 4) Ab Winterhöh, wo der Sturzstrom ab der Talenge zwischen Böser Wand und Säusenstein den Talboden des Hinterwildalpenbaches, das Salzatal und das unterste Hopfgartental erfüllt.

Bereich 1

Dieser oberste Bereich des Ablagerungsgebietes wird teils durch schroff aufragende Spitzen (z.B. Kote 1369 m Hochleiten), teils durch breite Rücken (z.B. NW Kote 1347 Jhtt.), aber auch durch scharf eingesenkte Depressionen (nördlich Hochleiten) charakterisiert. Weit verbreitet treten große bis riesige Blöcke auf den Kuppen, Böschungen und in den Depressionen auf, die aber in größeren Bereichen wieder völlig fehlen. Dieser Landschaftscharakter führte zur Bezeichnung „Blockmeer des Schafwaldes“ durch E. SPENGLER (1927). Wegen seines dichten Bewuchses mit ausgedehnten Latschenfeldern ist das Areal in weiten Teilen leider unzugänglich. In den hingegen nur mit Wald bedeckten Rücken sind Detailbeobachtungen möglich. Hier finden sich immer wieder lang gestreckte grabenartige Kerben. Am deutlichsten sind diese Formen auf dem lang gestreckten Rücken NE der Seltenheimjagdhütte zu beobachten. In dem von keinerlei Blöcken bedeckten bis 1300 m aufragenden Rücken ist ein Netz von bis zu 15 m breiten Spalten und Gräben zu finden, die nur als Folge eines Zerlegens des Gesteinskörpers durch ein Zergleiten zu erklären sind.

Der NW-gerichtete Hang der Hochleiten führt in eine Depression, die eine scharf geschnittene Kerbe mit einer ebenfalls gleichmäßigen Böschung nach Norden darstellt. Der nördlich anschließende Rücken (Weg Kreuzpfäder – Seltenheimjagdhütte) zeigt im Kleinen ebensolche scharfe Kerben, die die gleiche Orientierung SW–NE aufweisen (Abb. 4). Diese Kerben sind trotz der unterschiedlichsten Dimensionen das Resultat ein und desselben Vorganges, des Zergleiten der Felskörper. Im Luftbild sind in den anderen Bereichen (z.B. westlich Sulzenkögel) deutliche Gräben und Spalten zu erkennen, die wohl auch durch diese Dehnungsvorgänge entstanden sind.

Abb. 5.

Gleitscholle Sulzenkögel. Die vegetationsarme, schuttbedeckte Südseite unter der stark aufgelockerten Felsmasse.



Im Bereich der Gipfel der Aufragungen (Sulzenkögel, Hochleiten) ist auf deren Südhängen wenig Vegetation entwickelt, was auf die Exposition und dadurch geringere Feuchtigkeit (kein Schnee) zurückzuführen sein dürfte (Abb. 5). In diesen Bereichen ist deutlich erkennbar, dass es sich bei den Erhebungen um stark zerbrochene und aufgelockerte Felskörper handelt, in denen aber der ursprüngliche Verband mehr oder weniger gut erhalten geblieben ist (Abb. 6). Die großen Schollen sind auch wieder in einzelne Blöcke zerlegt und teilweise von riesigen Sturzblöcken bedeckt (Abb. 7).

Bei den schroff aufragenden Spitzen und Kämme sowie den breiten Rücken handelt es sich somit um die Felsmasse, die offensichtlich aus der hintersten Abrissnische abgeglitten und südlich der Kohlermauer auf der horizontalen Bewegungsbahn liegen geblieben ist. Der Transport erfolgte offensichtlich auf beiden mehr oder weniger ebenen Bewegungsbahnen ohne übermäßige Verformung, so



Abb. 6.

Südseite der Gleitscholle beim Dörnsloch. Hier ist die Auflockerung weniger stark und dementsprechend weniger Schuttbildung und besser entwickelter Bewuchs möglich. Sturzblöcke (3).

dass die Felsmasse nur in die Schollen zerfallen ist. Deren Interngefüge ist zwar stark aufgelockert, aber nicht gänzlich zerstört worden. Die Zerlegung in die einzelnen Schollen sowie die Auflockerung des Interngefüges sind wohl hauptsächlich durch den Knick am Übergang der südlichen steilen Gleitfläche zu der horizontalen Fläche nördlich des Schiffwaldbodens bis zur Kohlermauer bedingt.

Diese Gleitmassen sind vom unbewegten Hinterland durch einen tiefen Graben südlich Kreuzpfäder bis zur Jagdhütte Kote 1347 m, die tiefe Wanne des Schiffwaldbodens und einen deutlichen tiefen Graben von der Petzbodenleiten bis Hirschwald abgesetzt.

Die Genese dieses so deutlich von dem übrigen Gebirgskörper abgesetzten Bereiches mit der starken Reliefierung auf engstem Raum (Abb. 8) und der weit verbreiteten großen bis riesigen Blöcke sowie sehr stark aufgelockerter Felsbereiche – Erscheinungen, die in so starkem Gegensatz zu denen des umgebenden Gebirges stehen – wurde schon früh diskutiert. Wenn auch N. LICHTENECKER (1929) von einem Bergsturz spricht, ist es aber keineswegs erstaunlich, dass E. SPENGLER (1927) auch den Zusammenbruch eines stark verkarsteten Gebirgstells für möglich hält, wenn er schreibt:

„Im Zuge des sich zurückziehenden Gletschers dringen Schmelzwässer in Klüfte ein, die eine Durchhöhlung der Kalke zur Folge haben. Nach einer Zeit der Verkarstung ist die Kalkmasse schließlich in sich zusammen gebrochen und dadurch in das riesige Blockmeer verwandelt worden“.

Eine Vorstellung, die in ihrer morphologischen Auswirkung dem stattgefundenen Zergleiten des Gebirgstells recht nahe kommt.

Bereich 2

Dieser Bereich ist hauptsächlich durch groben Schutt und weitgehend flächendeckendes Auftreten z.T. riesiger Wettersteinkalkblöcke gekennzeichnet.

Die Südostflanke des Rückens Kote 1448 m ist ein eindrucksvolles Trümmerfeld z.T. hausgroßer Blö-



cke, das bis auf den Kamm hinaufreicht (Abb. 8). Randlich, und besonders um die Kote 1448 m sind die Blöcke zu einigen meterhohen Wällen aufgeschüttet, die offensichtlich Brandungswälle darstellen. Nordwestlich des Rückens ist das Blockwerk im Bereich zum Siebenbürgerboden stark ausgedünnt und teilweise auf verstreute Einzelblöcke reduziert. Nach Süden zu ist die Bedeckung des Rückens und der Mulde bis zu den Abfällen des Höllkogels mit Blockwerk wieder dichter. Auch die Umgebung des Teufelssees und die ganze Depression ist mit den Blockmassen und grobem Schutt ausgekleidet (Abb. 9).

In den wenigen Aufschlüssen, die einen Einblick in den Kornaufbau zulassen, ist grober Schutt mit riesigen Blöcken zu sehen, der wenig Feinkorn und geringe Kompaktion aufweist. Im Siebenbürgerboden hingegen ist am Scheitel der Straße zum Teufelssee in einer Materialentnahme feinkörniges Bergsturzmaterial mit höherer Kompaktion mit vereinzelt groben Blöcken aufgeschlossen, wie



Abb. 7.

Gleitscholle Hochleiten vom Schafhalssattel. Die Gleitscholle ist in zwei Teile zerbrochen (1, 2) und trägt einige riesige Sturzblöcke (3).

Abb. 8.

Blockmeer Schafwald vom Schafhallsattel. Die weißen Pfeile markieren den Rücken Kote 1448 m mit der blockbedeckten Flanke. Im Vordergrund die Gleitschollen Hirschwald (1), Kote 1308 m (2), Dörnsloch (3, s. Foto 5) und Sulzenkögel (4, s. Foto 4).

es an sich für die Bereiche 3 und 4 charakteristisch ist.

Die Verbreitung dieser Ablagerungen ist in größerer Mächtigkeit auf den Sattelbereich beschränkt und hat die Flächen und Mulden zu den Abfällen des Höllkogels und Siebenbürgerkogels nicht mehr bedeckt, da hier Dolinen noch deutlich sichtbar sind.

Nördlich der Kohlermauer ist der Talboden ebenso durch die riesigen Blöcke geprägt, die eine stark reliefierte Landschaft mit aufragenden Hügeln und tiefen Mulden (Mooslöcher) bilden. Diese Blöcke bedecken auch die Flanken im Osten und Westen, wo sie den breiten Rücken, auf dem die Straße zum Siebenbürger-sattel verläuft, völlig einnehmen (Abb. 10). Weiter westlich ist die steile Nordflanke dann nur von Schutt des anstehenden Fels bedeckt. Größere, dem Bergsturz zuordenbare Blöcke fehlen hier gänzlich. Nach Norden zu treten die großen Blöcke zurück und sind bis knapp vor dem Antonikreuz nur noch vereinzelt zu finden.

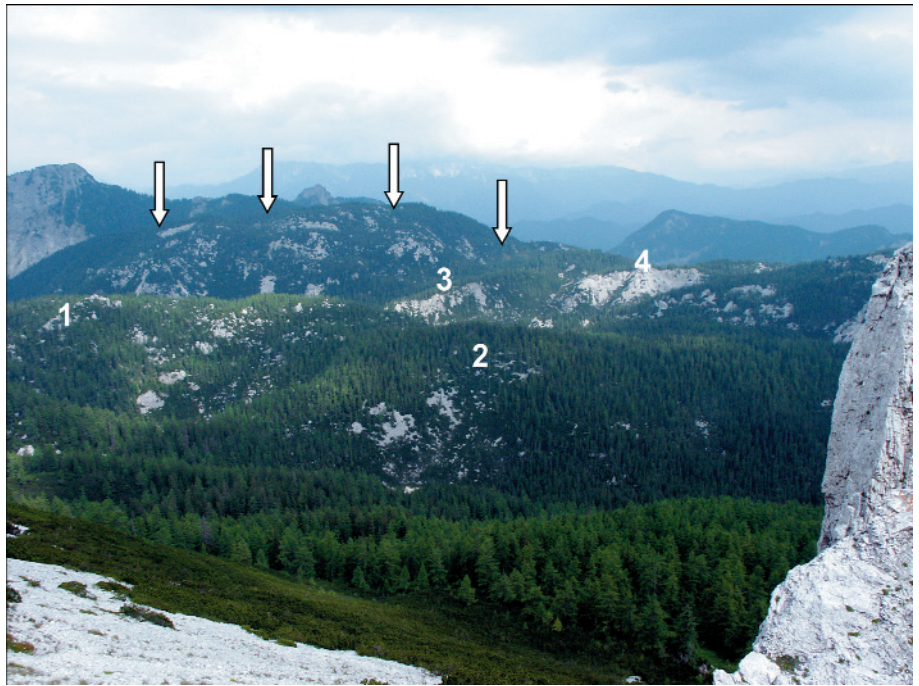
Bereich 3

Das Ablagerungsgebiet im Becken um Siebensee ist von einer großwelligen Morphologie mit Hügeln und Mulden geprägt. Hier finden sich nur noch vereinzelt große kompakte Blöcke, mittlere bis kleinere überwiegend an der Oberfläche. Die wenigen Aufschlüsse zeigen nur feines Schuttmaterial. In der großen Materialentnahme für den Forststraßenbau an der Straße unter dem Schirmbacher Kogel war das Bergsturzmaterial in einer Mächtigkeit von 10–15 m aufgeschlossen. Es ist ein recht gleichmäßig aufgebautes Kalkschutt, der einen hohen Anteil von 30–40 % an Feinkorn (Ton – Schluff) und eine auffallend geringe Zahl an größeren Blöcken enthält. Abgesehen von den selten auftretenden kompakten Blöcken, die sich hauptsächlich an der Oberfläche konzentrieren, waren große Blöcke innerhalb der Bergsturzmasse zu finden, die aber in allen Graden zerbrochen und zerrüttelt waren, so dass das ehemalige Gefüge von gut bis kaum zu erkennen war.

Abb. 9.

Teufelssee von Westen.

Rund um den See das grobe Blockwerk, an der Stirn der Gleitscholle Hirschwald (1). Links das Südennde des Felsrückens Kote 1448 m (2), rechts der Fuß des Kleinen Brandsteins (3).



In dem großflächigen Aufschluss war durch unterschiedlich gefärbtes Material und Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung ein fluidales Gefüge zu erkennen, das offensichtlich die Dynamik während der Bewegung widerspiegelt (vergl. G. ABELE, 1974, S. 81). Die noch sichtbaren Bereiche mit weniger oder mehr Feinkornanteil belegen, dass hier die Homogenisierung des Materials im Sturzstrom noch nicht gänzlich erreicht wurde. Das Bergsturzmaterial zeigt eine starke Kompaktion, die auch zu einer guten Standfestigkeit von viele Meter hohen Böschungen führt, obwohl keinerlei Verkittung eingetreten ist.

In der Talweitung südlich Winterhöhe um Siebensee ist eine deutlich ungleiche Verteilung der Bergsturmassen zu beobachten. Im östlichen Teil unterhalb Schirmbacher Kogel – Körbel – Säusenstein sind hohe Wälle entwickelt, die eine große Mächtigkeit der Sturzmassen belegen (Abb. 11). Diese hohe Lage mag hier auch durch einen höher liegenden Untergrund unterstützt sein, die Mächtigkeit ist

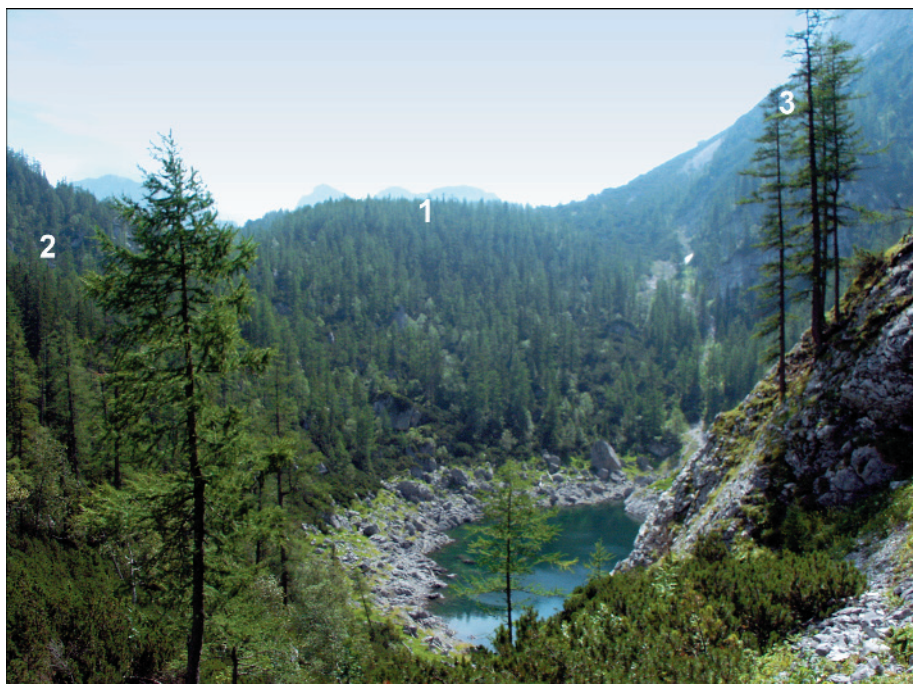
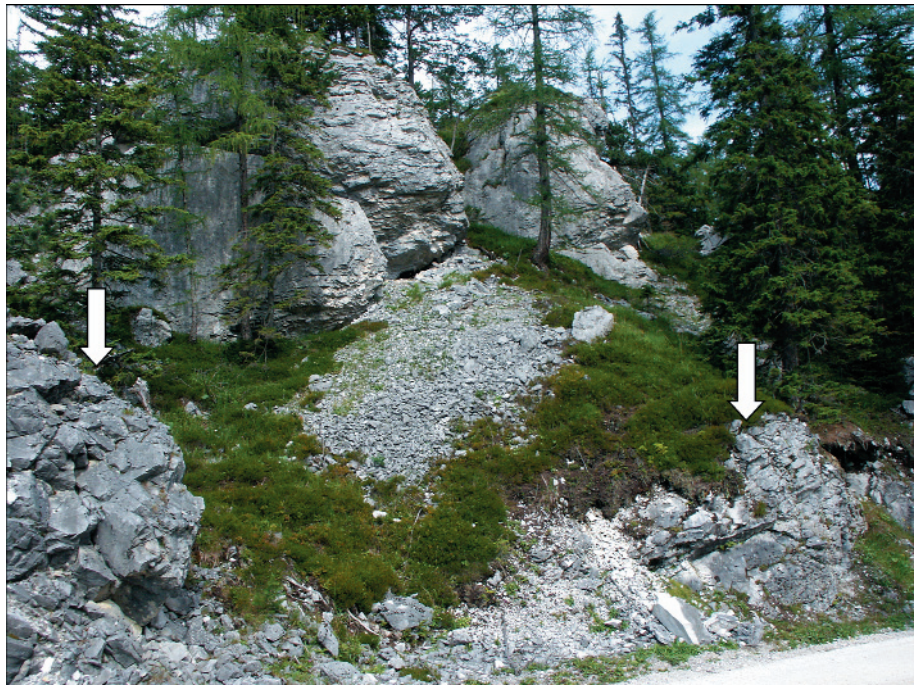


Abb. 10.

Straße auf den Siebenbürgerboden in ca. 1120 m Höhe. Grober Schutt und riesige Blöcke bedecken den Rücken am westlichen Ende der Kohlermauer. Auch bei dem unmittelbar über dem Straßenniveau liegenden Fels (Pfeile) handelt es sich um Blöcke.



aber ursächlich durch die Lage in der Hauptstromrichtung des Bergsturzes zwischen dem Rücken bei Kote 1448 m (Brennach) und dem östlichen Rand bei Kreuzpfäden nach Norden bedingt. Die Bergsturmassen erreichen hier unter Körbel – Säusenstein eine Höhe bis 1000 m NN, bei einer Mächtigkeit von wohl 150–200 m. Von hier sinkt die stark reliefierte Oberfläche auf rund 850 m beim Hartelsee ab und setzt sich in die Talenge bei Winterhöh fort. Im krassen Gegensatz dazu steht der gering reliefierte Bereich um Siebensee, der nur niedrige Tomahügel aufweist, die aus den Moorbildungen (Hochmoor bzw. Durchströmungsmoor) aufragen (Abb. 12). Wie die Bohrungen zur palynologischen Untersuchung zeigten, liegen unter den Moorbildungen bis zu 5 m mächtige Bänderschluße, die zwischen den Bergsturzthügeln abgelagert wurden. Die hier so auffallend geringe Höhenlage der Bergsturzablagerungen liegt wohl darin, dass dieses Areal vom Hauptstrom umflossen wurde, wodurch in dem Raum um Siebensee weniger Material abgelagert wurde und die Senke erhalten blieb.

Bereich 4

Ab Winterhöh ist das Bergsturmmaterial auf die engen Talbereiche des Hinterwildalpenbaches und der Salza beschränkt. Die Erosionsreste der Talfüllungen sind entlang der Talflanken noch nahezu durchgehend auf beiden Seiten erhalten. Aus diesen Resten ist die Mächtigkeit der ehemaligen Talfüllung gut zu rekonstruieren.

Gemessen am heutigen Niveau der Salza erreichte die Füllung an der Mündung des Hinterwildalpenbaches rund 50 m und nimmt flussaufwärts bis Bergerbauer auf ca. 20 m ab. Flussabwärts breiteten sich die Bergsturm Massen bis Musel und die Kote 615 m im Hopfgarten- bzw. Holzäpfeltal aus. Die Mächtigkeit ist hier nur abschätzbar, da der Bach die Hauptmasse noch nicht durchschnitten hat. An der Mündung ins Salztal ist die Mächtigkeit mit ca. 30 m anzunehmen,

was für den Bereich des Ortes Wildalpen die Mächtigkeit dargestellt haben dürfte (Abb. 3).

Weiter flussabwärts nimmt die Mächtigkeit bei Fischerau auf ca. 15 m ab. Ab hier bedeckt das Bergsturm Material noch Reste der Niederterrasse des Würms, auf der die distalsten Reste gegenüber der Mündung des Scharbergergrabens an der Oberfläche der Terrasse als kleine Hügel erhalten sind. Die würmzeitliche Talfüllung war zum Zeitpunkt des Bergsturzes bereits wieder zerschnitten und die Salza floss in einem engen Einschnitt innerhalb dieser Sedimente ähnlich wie heute. Das bedeutet, dass ab ca. Fischerau nur noch die Erosionskerbe in der Terrasse mit Material des Sturzstromes verfüllt und die Terrassenflächen nur noch geringmächtig randlich überschüttet wurden. Durch die Füllung des Einschnittes bis über den Scharberggraben hinaus nach Westen wurde der Lassingbach aufgestaut. Als Zeugen dieses kurzfristigen Stausees sind am orografisch rechten Ufer knapp oberhalb der Brücke

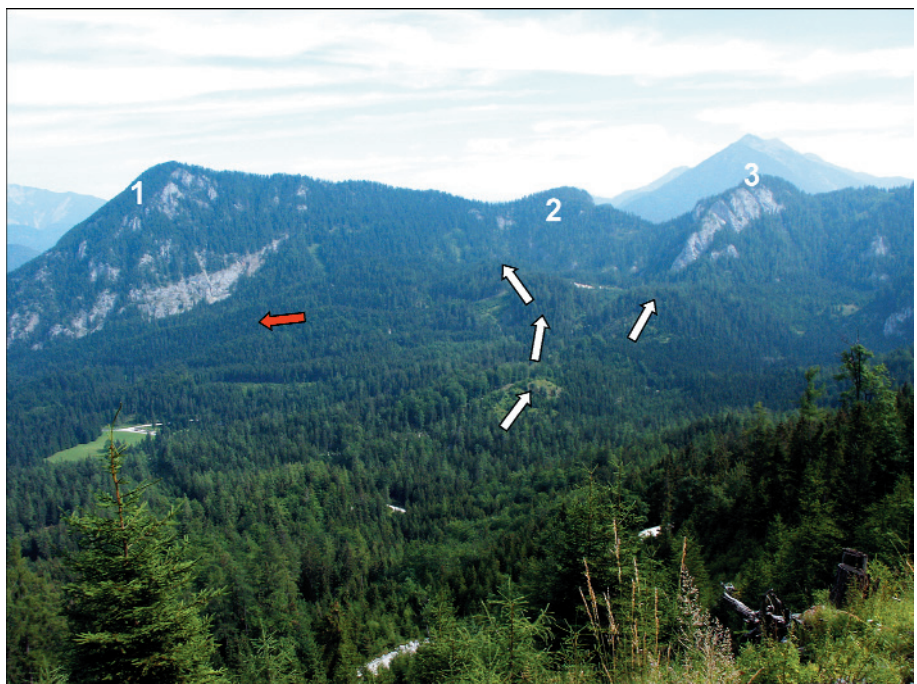


Abb. 11.

Ablagerung des Sturzstroms unterhalb Säusenstein (1), Körbel (2) und Schirmbacherkogel (3). Schön sind die N–S-streichenden Wälle (weiße Pfeile) sowie der Abfall zum Hartelsee (roter Pfeil) zu erkennen.

Abb. 12.

Senke um Siebensee von Süden vom Siebenbürgerboden. Hochmoor (weißer Pfeil). Im Hintergrund des Moores die von rechts herab ziehenden Wälle um den Hartlsee (rote Pfeile), die in die Enge nach Winterhöh nach Norden ziehen.



noch mehrere Meter mächtige Bänderschluße erhalten geblieben.

Die Oberfläche der Bergsturzfüllung ist von kleinen Tomahügeln (besonders im Hopfgartental aber auch bei Fischerau und gegenüber Scharbergergraben) gekennzeichnet, die zu den distalen Bereichen an Höhe abnehmen. Finden sich im Bereich Winterhöh – Poschenhöh auch noch größere Blöcke an der Oberfläche, so sind diese im Salztal nur noch sporadisch zu finden und nehmen auch an Größe ab.

Auch in der Korngrößenzusammensetzung ist eine Entwicklung von den proximalen Bereichen der Poschenhöh zu den distalen salzauf- wie -abwärts (Fischerreith bzw. Fischerau) zu beobachten. Treten in den Anrissen und Straßenanschnitten der Poschenhöh noch ähnlich wie um Siebensee größere Steine und Blöcke sowie völlig in sich zerrüttete Blöcke auf, so sind Letztere im Salztal nicht mehr zu finden. Das stark zerriebene und sehr feinstoffreiche Material führt durchschnittlich Bruchstücke von Faustgröße, größere Steine sind selten. Weiter flussabwärts (z.B. Fischerau) herrscht dann ein feinstoffreiches, grobsandiges, grusiges Material mit vereinzelt Steinen vor. In manchen Bereichen ist das Material zu einem feinsandigen Gesteinsmehl zerrieben. Größere Bruchstücke sowie die Sandkomponenten zeigen scharfe Kanten, selten schwache Kantenrundung. Das zeigt offensichtlich eine fortschreitende Aufarbeitung des Materials an. In diesem Zusammenhang ist auch interessant, dass im Bergsturzmaterial auffällig wenig und dann kleine Holzreste – und die nur randlich oder in den hangenden Anteilen – gefunden wurden obwohl der Bergsturz in eine Landschaft mit dicht bewaldeten Hängen und Talböden niedergegangen ist.

Bereits im Bereich Siebensee finden sich in den randlichen Partien der Sturzstromablagerungen Gerölle als Einzelstücke und in Nestern. Die Gerölle zeigen oft auch frische Bruchflächen, die ein Zerbrechen durch den Transport belegen. Diese Gerölle entstammen offensichtlich fluviatilen Ablagerungen im Talboden um Siebensee und Hinterwildalpenbach. Neben Geröllen wurden auch Tone aus Stillwasserbereichen aufgenommen, die als Tonklasen im Bergsturzmaterial mitgeführt wurden. Das kann dahin interpretiert werden, dass der Sturzstrom in sich geschlossen geblieben ist und nur randlich Material aus der Talsohle und Baumstämme aufgenommen und aufgearbeitet hat.

Der salzaufwärts gerichtete Sturzstrom hat sich bis in die Talweitung bei Fischerreith ausgedehnt und hier die scharfe Flussbiegung aber nicht mehr überwinden können. Durch die Sturzstrommaterialien entstand ein Rückstau im Salztal, der zur Ablagerung von Bänderschlußen im Talboden führte. So schloss eine Pegelbohrung WA1/95 im Talboden am Ausgang des Brunntales unmittelbar nördlich der Salza nach Dr. W. GAMERITH (Graz) unter 2 m Kies

10,9 m Seeton auf, der wieder einen 38,1 m mächtigen Sand/Kieskomplex überlagert. Die rund 11 m mächtigen Seetone stellen die Verfüllung des Stausees hinter den Bergsturzaflagerungen dar, wie auch die palynologischen Untersuchungen von Dr. I. DRAXLER (GBA; s. Kapitel 8) belegen. Dass diese Ablagerungen bis zur Zerschneidung des Bergsturzmaterials das Tal noch etwas höher erfüllten, belegen Bänderschluße im Gwandlgraben, 4–5 m über dem heutigen Salzaniveau, die auch dieses Pollenbild zeigen.

Im Zuge der Zerschneidung der Bergsturmassen durch die Salza sind in den Ablagerungen auch großflächige Terrassen entstanden, die durch die Lateralerosion eingeebnetes Bergsturzmaterial darstellen (z.B. Bergerbauer, Wildalpen, Fischerau).

5. Ablauf des Bergsturzereignisses

Aus Verteilung, Form und Aufbau der Bergsturzaflagerungen lässt sich der Ablauf der Ereignisse recht schlüssig nachvollziehen.

Die durchwegs feinkörnigen Ablagerungen im Bereich Siebensee und in den nördlich anschließenden Talzügen entstammen einem Bergsturz, der sich aus dem Raum westlich der Griessteine gelöst hat. Die Felsmassen sind im Niederbrechen – möglicherweise in einen Karboden – stark zertrümmert worden. Dabei ist ein feinstoffreiches sandig-blockiges Lockersediment entstanden. Ausgehend von dieser Masse hat ein nur schmaler Sturzstrom den Rücken Kote 1448 m westlich der Seltenheimjagdhütte nur im Bereich des Sattels SSW der Kote 1448 m zum Siebenbürgerboden hin überschritten. Das Bergsturzmaterial hat den Rücken weiter nördlich aber offensichtlich ebenso wenig überwunden, wie es in die Depression des Teufelsees eingedrungen ist. Daher ist anzunehmen, dass der Bergsturz, bis auf den schmalen Ast, primär in nördlicher Richtung abgegangen ist und durch den Rücken auch weiter in diese Richtung kanalisiert wurde. Der Sturzstrom hat sich nach seinem Sprung über die Steilstufe der Kohlermauer dann in Richtung Schirnbacher Kogl – Körbel ausgebreitet, wo die hoch aufragenden mächtigen Ablagerungen sowie die lang gestreckten Wälle ein Anbränden an die steilen umschließenden Flanken belegen (Abb. 11). Durch den hier vorhandenen Widerstand hat sich der Stromstrich

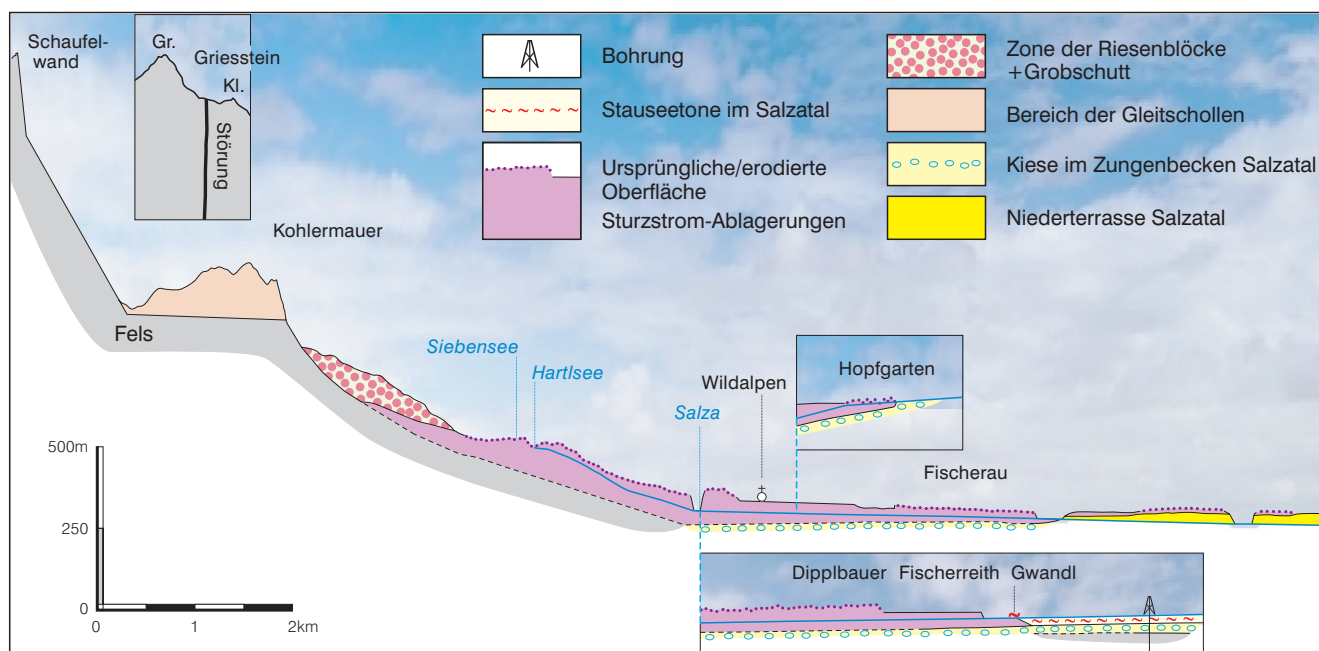


Abb. 13.
Profil durch die Ausbruchsnische und die Ablagerungsgebiete des Bergsturzes von Wildalpen.

dann mehr nach Westen ausgerichtet und die Sturzmassen sind durch das Tal des Siebenseebaches ins Hinterwildalpenbachtal und Salztal abgeflossen (Abb. 12). Das von Beginn an schon generell sehr feinkörnige Material ist das Produkt des Niederbrechens und des Sprunges über die Kohlermauer. Im Salztal kam es zu einer Teilung des Sturzstromes. Ein Teil breitete sich in großer Mächtigkeit bis Fischerreith aus, konnte aber den scharfen Talknick nicht mehr überwinden. Die Bänderschluße im Graben von Gwandl und in der Bohrung beim Brunntal (s. Kapitel 3, Bereich 4) weisen auf einen kurzfristigen Stausee im Salztal als Folge des Bergsturzes hin. Der andere Teil drang einerseits ins Tal von Hopfgarten ein, andererseits schoss er nach Überwindung der Enge unterhalb Wildalpen, Salza abwärts bis über Fachwerk hinaus.

Die überraschend große Ausdehnung des salzaabwärts gerichteten Astes dürfte hauptsächlich an der Kanalisation in dem engen Tal gelegen haben. Ab Fischerau trat noch eine zusätzliche Verengung ein, da nur der enge Einschnitt in die würmzeitlichen Sedimente (Niederterrasse) zur Ausbreitung zur Verfügung stand. In allen drei Ästen des Bergsturzes ist eine deutliche Abnahme der durchschnittlichen Korngröße in Bewegungsrichtung zu erkennen. Demnach ist der feinkornbetonte Sturzstrom als Produkt eines Bergsturzes aus der N-NW-Flanke des Stockes Ebenstein – Großer Griesstein anzusehen. Sein Ablagerungsgebiet setzte nach dem Sprung über die Kohlermauer, ähnlich wie bei anderen Bergstürzen (A. HEIM, 1882, 1932), erst weiter nördlich ein.

Im krassen Gegensatz dazu steht der obere Teil der Massenbewegung, der durch riesige Gleitschollen im Bereich oberhalb der Kohlermauer charakterisiert ist. Diese sind durch den Gleitvorgang von der ca. 40° geneigten Fläche im Süden auf die mehr oder weniger horizontale Fläche bis zur Kohlermauer sehr stark zerbrochen, aufgelockert und von Störungen durchsetzt. Sie sind oberflächlich und besonders randlich in groben Schutt mit riesigen Blöcken aufgelöst. Dieser bildet den Saum, der die SE-Flanke des Rückens Kote 1448 m und den Bereich der Mooslöcher flächig, den Bereich südlich Siebenbürgerboden zum Teufelssee hin lockerer bedeckt.

Dieser Teil des Bergsturzes ereignisses ist eine riesige Felsgleitung, die sich aus dem hinteren Bereich des Ab-

rissgebietes unter Ebenstein – Schaufelwand – Brandstein entlang der ausgedehnten Harnischflächen löste, als der Bergsturz erfolgt und damit das Widerlager verloren gegangen war. Bei der Gleitbewegung wurden durch die geringere Geschwindigkeit und Durchbewegung die Gesteinsmassen besonders randlich zwar zerschlagen, es kam aber nicht mehr zur Ausbildung eines in sich kohärenten Sturzstroms. Die randlich auftretenden Blöcke füllten nach dem Absturz über die Kohlermauer den Raum (Mooslöcher) noch bis zum Einsetzen der Sedimente des Sturzstroms aus, überdecken diese aber auch noch (Abb. 13). Wie groß der zeitliche Abstand zwischen den beiden Ereignissen war, kann nur vermutet werden. Am wahrscheinlichsten scheint aber, dass die Gleitung unmittelbar nach dem Sturzereignis – ausgelöst durch das selbe Ereignis (s. Kapitel 7) und das abrupt veränderte Gleichgewicht – eintrat.

6. Volumen des Bergsturzes und ursprüngliche Morphologie

Eine Abschätzung des Volumens der bewegten Felsmassen sowie ein darauf aufbauender Versuch, gedanklich die ehemalige Form der heute fehlenden Gebirgsteile zu rekonstruieren, kann nur eine grobe Annäherung ergeben.

Eine Möglichkeit besteht in der Erfassung der abgelagerten Felsmassen. Von diesen sind zwar die Verbreitung und Oberflächenkonfiguration bekannt, jedoch wenig über deren Mächtigkeit, da die Lage des ursprünglichen Talbodens vor dem Ereignis nur schwer rekonstruiert werden kann und keine Aufschlüsse der Felssohle unter den Sturzmassen zu finden waren. Der einzige Fixpunkt ist die Bohrung am Ausgang des Brunntales (Abb. 13), die Daten über Aufbau der Talfüllung und Lage der Felssohle gibt (s. Kapitel 3, Bereich 4).

Im Falle des Beckens um Siebensee nördlich der Kohlermauer kann von einem ausgedehnten Quelltrichter des Siebenseebaches ausgegangen werden, der ebengleich in den Hinterwildalpenbach gemündet hat, wie das auch bei den anderen Bächen aus der Hochschwab-Nordseite zu beobachten ist. Hier kann daher eine durchschnittliche

Mächtigkeit von 150 bis max. 200 m angenommen werden, die in der Engstelle bei Winterhoh wohl auf 70–80 m absinkt. Auch im Hinterwildalpenbach ist von einer derartigen Mächtigkeit bis zur Mündung in die Salza auszugehen.

Die zu beiden Seiten der Salza aufgeschlossenen Bergsturmassen von 50 m (Kalvarienberg) deuten auf derartige Mächtigkeiten hin. Wie hoch die Sohle der Salza vor der Einlagerung des Sturzstromes lag, ist indirekt abschätzbar. Die durch die Bohrung am Ausgang des Brunntales aufgeschlossenen Seetone liegen mächtigen Sanden und Kiesen auf, die offensichtlich die Füllung des leicht übertieften Zungenbereiches des würmzeitlichen Salzagletschers darstellen (Ch. KOLMER, 1993; A. FRITSCH, 1993). Die Seetone sind offensichtlich auf den Kiesen der damaligen Talsohle der Salza abgelagert worden. Somit kann von einer ca. 10–15 m tieferen Lage der Talsohle unter den Ablagerungen des Bergsturzes ausgegangen werden (Abb. 13).

Das unter dieser Annahme ermittelte Volumen des Sturzstromes beliefe sich, großzügig bemessen, auf rund 400 bis max. 500 Mio. m³, die bei dem Bergsturzereignis ausgebrochen und zu Tal gefahren sind.

Die Gleitmasse, bestehend aus den Gleitschollen, die auf der horizontalen Bewegungsbahn südlich der Kohlermauer liegen geblieben sind, und dem Saum aus grobem Schutt mit riesigen Blöcken kann mit rund 900 Mio. m³ angenommen werden. Somit waren an dem gesamten Ereignis rund 1,3–1,4 km³ Gestein beteiligt.

Bei der gedanklichen Rückführung dieser Gesteinsmassen in den Abbruchbereich ergibt sich unter Berücksichtigung der Beobachtungen an den Ablagerungen, dass es sich bei der Ausgangsform um einen Berg gehandelt haben muss, dessen Hauptmasse im östlichen Teil der Ausbruchsnische gelegen hat. Er dürfte die Höhe des Großen Griessteins und Ebensteins gehabt haben, die ja als Teile davon stehen geblieben sind (s. Kapitel 2).

Nach Westen zu ist die Oberfläche dann rasch unter die Höhe des Rückens Kote 1448 m und zur Karsthohlform des Teufelssees abgesunken. Die Oberflächengestaltung kann man sich wohl am ehesten so vorstellen, wie sie heute noch auf der Südseite des Ebensteins und der Schaufelwand zu sehen ist. Im westlichsten Bereich, unter den Brandsteinen, reichte die ehemalige Oberfläche sicher nicht höher als zur halben Wandhöhe bis zur Unterkante der karartigen Nischen an der Ostseite beider Brandsteine (Abb. 3). Demnach war das Gesteinspaket über der Petzbodenleiten ca. 150–200 m mächtig und der Kamm westlich des Schafhalses wohl maximal um diesen Betrag höher. Bei einer größeren Mächtigkeit der Gesteinsmassen in diesem Bereich wäre die Karsthohlform des Teufelssees mit Sicherheit verfüllt worden.

7. Ausbreitung der Bergsturmassen

Der Vergleich des Bergsturzes von Wildalpen mit anderen ähnlichen Bergstürzen mit Hilfe der seit A. HEIM (1932) und G. ABELE (1974) gebräuchlichen Kriterien ergibt deutliche Unterschiede zu den Werten der von G. ABELE für den gesamten Alpenraum statistisch ausgewerteten Ereignisse.

Die wesentlichen Kriterien sind:

- 1) Die Fahrbahnlänge (Strecke zwischen oberem Abrissrand und Ende des Ablagerungsgebietes) in Beziehung zum Volumen oder dem Volumen + Höhenunterschied.
- 2) Der Fahrböschungswinkel als Winkel der gestreckten Geraden zwischen oberstem Abrissgebiet und den äußersten Ablagerungen zur Horizontale (A. HEIM, 1932, 113).

Dabei muss festgehalten werden, dass hier nur der echte Bergsturz, der zu dem Sturzstrom führte, allein be-

trachtet und keinesfalls die größere Gleitmasse mit einbezogen werden kann.

Die obere Abrisskante der Bergsturmassen wird wohl auf Höhe des Großen Griessteins in möglicherweise 2000 m und knapp 1,5 km nördlich der heute sichtbaren Abrissnische (Ebenstein – Schaufelwand) gelegen haben. Hier streicht die Störung (s. Kapitel 1 + 7) zwischen den Griessteinen nach Westen aus (G. MANDL, 2002). Für die folgenden Betrachtungen wird diese Position als Bezugspunkt heran gezogen (Abb. 13).

Beim Fahrböschungswinkel der drei Zungen im Salzatal ist eine gute Übereinstimmung bei zwei der Zungen mit den von G. ABELE (1974, S. 44) angegebenen Werten gegeben.

So liegen die Zunge Fischerreith mit ca. 17° und die von Hopfgarten mit ca. 20° in dem von ihm angegebenen Bereich von 12–22° für Bergstürze in der Größenordnung von hunderten Mio. m³. Der Fahrböschungswinkel von ca. 7° für die Zunge bis westlich Fachwerk hingegen wäre nur bei einem Volumen im Kubikkilometerbereich passend.

Bei der Betrachtung der Fahrbahnlänge zeigen die beiden Zungen im Salzatal, gemessen am Volumen, eine Ausdehnung, die nur Bergstürze mit dem Doppelten bis Mehrfachen des Volumens erreicht haben. Nur die Zunge in Hopfgarten liegt hierbei in der Größenordnung vergleichbarer Bergstürze, wenn auch im obersten Bereich (G. ABELE, 1974, Abb. 38).

Keinerlei Änderung ergibt sich in diesen Beziehungen bei zusätzlicher Berücksichtigung des Höhenunterschiedes zwischen Zunge und Abrisskante (G. ABELE, 1974, 40).

Die Gründe, warum sich der Sturzstrom nach Überwindung des Kessels bei Siebensee und der sehr engen Steilstrecke bei Winterhoh nach rund 5 km Fahrstrecke dann im faktisch horizontalen Salzatal derartig atypisch ausbreiten konnte, können nur vermutet werden.

Für die Ausbreitung noch erschwerend ist, dass der Sturzstrom orthogonal auf das Salzatal traf und sich teilen musste, was sicherlich für die Ausbreitung nicht sehr förderlich war. Ebenso stellt die Talenge in der S-Schleife unmittelbar westlich von Wildalpen ein deutliches Hindernis dar. Offensichtlich konnte aber der Sturzstrom diese Widerstände ohne großen Verlust an Bewegungsenergie überwinden. Dabei spielt sicher eine entscheidende Rolle, dass der Ablagerungsraum im engen Salzatal zu einer Kanalisierung führte und eine seitliche Ausbreitung unterband. Diese war hingegen an der Zunge in Hopfgarten durch die Talweitung möglich, wodurch der Sturzstrom hier auch rasch zum Stehen kam.

Im salzaabwärts gerichteten Sturzstrom kam es ab Fischerau ja zu einer weiteren Verengung des für den Sturzstrom zur Verfügung stehenden Ausbreitungsraumes durch die beidseitig vorhandenen 10 m hohen Terrassenkörper. Dadurch konnte hier in dem engen Einschnitt offensichtlich noch eine weitere Strecke von ca. 3 km überwunden werden. Dabei wurden die Terrassenkörper nur noch randlich überschüttet. Der salzaufwärts gerichtete Sturzstrom blieb in der Weitung und dem scharfen Knick des Tales bei Fischerreith stecken.

Ein weiterer Grund mag darin liegen, dass die Felsmasse beim Absturz in einen Karboden und dem anschließenden Sprung über die Kohlermauer (Höhendifferenz mindestens 1000 m) schon einen sehr hohen Zerschlagungsgrad mit einem hohen Feinkornanteil (Ton-Schluff unter 0,063 mm Durchmesser) in der Sturzmasse aufwies. Durch den hohen Feinkornanteil (Staub) wird die innere Reibung in der Sturzmasse stark herabgesetzt und somit ein Fließen erleichtert. Durch diesen hohen Feinkornanteil ist aber auch das Entweichen der in der Sturzmasse eingeschlossenen Gase erschwert, durch die auch eine Reibungsverminderung eintritt. Ob dabei, neben der in der Sturzmasse vorhandenen Luft und dem Wasserdampf, auch die Disso-

ziation der Kalke durch die Reibungshitze eine Rolle spielt, kann nur vermutet werden.

Hinweise, dass der Sturzstrom neben den Geröllen aus dem Talboden auch genügend Grundwasser aufgenommen hat, das im distalen Bereich eine murenartige Bewegung ermöglicht hätte, konnte in den Ablagerungen nicht gefunden werden. Es fanden sich keine Entwässerungsstrukturen wie in den Kiesen von Bonaduz (N. PAVONI, 1968) oder die starke Auflockerung des Materials, wie sie im Zusammenhang mit dem Bergsturz im Almtal zu finden ist (D. VAN HUSEN, 1995).

Als ein weiterer Beleg kann angesehen werden, dass die wenigen Holzreste nur oberflächennah und randlich zu finden waren. Es kam somit nicht zu einer Aufarbeitung und Einarbeitung der sicher in Hülle und Fülle vorhandenen Bäume und deren Bruchstücke (s. Kapitel 3) und deren Integration in die sich offensichtlich bis an ihr Ende als geschlossener Körper fortbewegenden Sturzmasse.

Außerdem ist an den Stellen, wo die Originaloberfläche noch erhalten ist (z.B. Fischerau), die typische kleinhügelige Tomalandschaft trockener Sturzströme entwickelt.

8. Ursache und Auslösung

Wenn auch die Ursachen recht klar erkennbar sind, so können über den unmittelbaren Grund für die Auslösung der gesamten Massenbewegung nur allgemeine Betrachtungen angestellt werden.

Das Tal des Siebenseebaches war während der letzten Eiszeit mit einem Gletscher erfüllt, der mit dem Eisstrom im Salztal in Verbindung stand (W. FRITSCH, 1993; Ch. KOLMER, 1993). Nach dem Abschmelzen dieser Eismassen wurden die Karräume und auch die Berge südlich Siebensee im frühen bis mittleren Spätglazial, spätestens aber nach 16.000 vor heute nach dem kräftigen Wiedervorstoß der Gletscher des Gschnitz eisfrei (D. VAN HUSEN, 2000). Dass durch die Gletschertätigkeit eine Versteilung und Auflockerung der Flanke (Karraum?) eingetreten war, ist durchaus denkbar. Auch eine anschließende fortschreitende Auflockerung könnte durchaus stattgefunden haben.

Sicher ist aber, dass in den folgenden ca. 10.000 Jahren die Nordflanke des Gebirgsstockes westlich der Griessteine weitgehend stabil war, bis die Nordflanke zusammenbrach und das Bergsturzereignis stattfand.

Als Schwächezone und Lösungsfläche der Gesteine bietet sich die vertikale Störung zwischen den Griessteinen an, die sicher eine deutliche Schwächezone in dem Gebirgsstock darstellte. Hinweise auf zusätzliche Schwächezonen sind in dem stehengebliebenen Gebirgsstock nicht zu erkennen.

Wesentlich deutlicher sind die Schwächezonen und Bewegungsbahnen der großen Gleitung zu rekonstruieren. Nach der starken Störung der Gleichgewichtsverhältnisse löste sich die Gleitmasse entlang der Störungsbahnen (Harnische) der Duplexstruktur. Im Gegensatz dazu ist kein Hinweis zu finden, wieso sich die so N-S-streichenden Lösungsflächen unterhalb der Brandsteine und Ebenstein – Großer Griesstein so geradlinig ausbilden konnten. Möglicherweise war hier eine gewisse Auflockerung und Schwächung orthogonal zur Duplexstruktur im Sinne von ac-Klüften gegeben.

Als auslösendes Ereignis für die gesamte Massenbewegung kommen einerseits ein Erdbeben, andererseits außergewöhnliche Starkniederschläge in Frage, wie das an vielen historischen Ereignissen nachzuweisen war (Beispiele in G. ABELE, 1974).

Der durch lang anhaltende, kräftige Niederschläge ansteigende Berg- und Karstwasserspiegel führt, neben einer Gewichtszunahme, besonders zur Erhöhung des hydrostatischen Druckes in den Hohlräumen. Die dadurch an allen

Inhomogenitätsflächen (Schichtung, Klüfte, Störungen) und besonders an den stark geglätteten Harnischen verminderte Reibung führt immer wieder zur Auslösung von Gleitungen, Felsstürzen und auch Bergstürzen.

Der Zeitpunkt des Bergsturzes von Wildalpen fällt im Holozän in den Zeitabschnitt des Atlantikums (8000–5000 vor heute), einem Zeitabschnitt mit deutlich höheren Niederschlägen als heute, so dass eine Auslösung durch Starkniederschläge nicht als ungewöhnlich anzusehen wäre.

Die Frage, ob die nahe liegende Annahme einer Auslösung durch ein Erdbeben zutrifft, kann ebenso nicht schlüssig beantwortet werden.

Neben der mikroseismischen Aktivität, die im gesamten Alpenraum vorhanden ist, ist kein stärkeres Erdbeben aus dem Raum des Salztals bekannt. So käme nur eine bis hierher ausstrahlende Erschütterung durch ein Starkbeben entlang der Mur-Mürz-Linie oder am Alpennordrand (z.B. Beben von Scheibbs, 17. 7. 1876) in Frage (W. LENHART, 1994). Dass aber auch innerhalb der Kalkalpen – wenn auch selten – stärkere lokale Beben an Störungslinien auftreten können, wird durch das Beben von Molln vom 29. 1. 1967 angezeigt. Ob ein derartiges Beben stattgefunden hat und für die Auslösung verantwortlich war, kann nur eine Vermutung sein.

9. Datierung des Bergsturzereignisses

Das Alter des Bergsturzes konnte auf Grund mehrerer Methoden zweifelsfrei bestimmt werden.

Durch die Überlagerung der würmeiszeitlichen Sedimente im Salztal ab Fischerau durch Bergsturzmaterial (A. FRITSCH, 1993) ist eine Altersdatierung jünger als die Vergletscherung der Täler des Hochschwabmassivs belegt. Die völlig fehlende Überformung durch Gletscher im Schafwald fixiert auch das Ereignis nach dem eisfrei Werden der Hochschwab-Nordkare im Spätglazial (vgl. A. PENCK, 1909; E. SPENGLER & J. STINY, 1926; E. SPENGLER, 1927; A. FRITSCH 1993; Ch. KOLMER, 1993).

Ein weiterer Fixpunkt ist eine tonig-schluffige Ablagerung im Hangenden von groben Kiesen und im Liegenden der Bergsturzmaterialien ca. 200 m westlich der Salzabrücke bei Kote 577 m (A). Die tonig-schluffigen Ablagerungen führen viel organische Substanz (Blätter, Zweige) und stellen Reste einer ehemaligen Überflutung der proximalen Niederterrasse der Salza dar (D. VAN HUSEN, 2006), die damals offensichtlich, mehrere Meter über dem heutigen Salzaniveau, weit reichend Stillwassersedimente ablagerte, wie ein ähnliches Vorkommen (B) einige 100 m flussabwärts belegt (A. FRITSCH, 1993).

Die ¹⁴C-Datierung der organischen Reste beider Vorkommen ergab ein Alter von rund 7000 Jahren vor heute (A: VRI 1456 6070±70 a BP [cal 7010–6850 BP] und B: VRI 1457 6210±70 a BP [cal 7200–7010 BP]) und zeigt, dass ein oder möglicherweise auch mehrere derartige Ereignisse auftraten, was in der niederschlagsreichen Periode des Atlantikums keineswegs erstaunlich wäre.

Durch diese Datierung ist aber ein Maximalalter des Bergsturzereignisses im mittleren Holozän festgelegt.

Ein Mindestalter hingegen ist durch die Moorbildung bei Siebensee und ihrer liegenden Schluffe festlegbar. In der Depression südlich der Bergsturzwälle beim Hartelsee bildete sich nach dem Bergsturzereignis ein flacher See, der mit einige Meter mächtigen Schluffen und Tonen verfüllt wurde, bis dann der See verlandete und sich ein Niedermoor (Cyperacaen-Torf) und zuletzt ein Hochmoor (Sphagnum-Eriophorum-Torf) bildete (Abb. 12). Die palynologische Analyse von Torf und Kalkgyttja ergab eine Vegetationsentwicklung vom Subboreal an, was ein Alter von ca. 4500 Jahren vor heute als Beginn der organogenen Sedimentation bedeutet (F. KRAL, 1982). Die liegenden Schluff-

fe und Tone zeigen eine sehr gleichmäßige Pollenzusammensetzung ohne Änderungen, was auf eine kurze Zeitspanne von geschätzten einigen 100 bis 1000 Jahren mit einer hohen Sedimentationsrate hinweist (A. FRITSCH, 1993). Demnach belegt der palynologische Befund ein Mindestalter von ca. 5000–5500 Jahren vor heute. Die Bänderschluße im Salztal oberhalb Fischerreith weisen nach einer Analyse von Frau Dr. I. DRAXLER (Geologische Bundesanstalt) idente Pollenbilder auf und sind dementsprechend gleich alt wie die liegenden Tone des Sieben-seemoores. Beide wurden ja unmittelbar nach dem Bergsturzereignis abgelagert.

¹⁴C-Datierung

Im Zuge von Straßenbaumaßnahmen in Poschenhöh kam ein Fragment eines Föhrenstammes (*Pinus silvestris*) zu Tage. Weiters wurde im Bacheinschnitt des Hinterwildalpenbaches unterhalb Winterhöh noch ein ähnliches Bruchstück einer Tanne (*Abies alba*) sowie ein kleineres Holzstück gefunden. Beide Stammfragmente und das Bruchstück waren fest in den Sturzstromablagerungen eingebettet. Die ¹⁴C-Datierung ergab für die Föhre ein Alter von VRI 1307 5110±60 a BP (cal 5940–5770 BP), für die Tanne ein Alter von VRI 1308 4980±60 BP (cal 5880–5650 BP) und das Bruchstück VRI 1820 4990±60 BP (cal 5860–5650 BP).

Diese Altersdatierungen wurden später noch durch Datierung zweier Holzstücke aus den Bergsturzablagerungen im Salztal westlich Wildalpen mit VRI 1844 5140±60 a BP (cal 5940–5810 BP) (freundl. Mitt. Dr. H. STADLER, Joanneum Research) und aus der mächtigen Terrasse südlich der Salza östlich von Wildalpen mit VRI 2176 5020±60 a BP (cal 5890–5660 BP) voll bestätigt. Beide Stücke waren ebenso fest in die Sturzstromablagerungen eingebettet.

Demnach erfolgte das Bergsturzereignis innerhalb des Zeitraums von 5900–5700 Kalenderjahren vor heute.

Dendrochronologie

Eine dendrochronologische Untersuchung der beiden Baumstammfragmente aus dem Bereich Poschenhöh durch Dr. K. NICOLUSSI am Institut für Hochgebirgsforschung der Universität Innsbruck hat folgendes Ergebnis gebracht:

Die Föhre hat ein Alter von 269 Jahren erreicht und zeigt durch ihre engen Jahresringe einen Standort im Hochlagenbereich an, wobei die Föhre in den Alpen bis rund 2000 m Höhe stockt. Der Stamm war so gut erhalten, dass die Jahresringe bis zur Borke (Waldkante) ausgewertet werden konnten. Es zeigte sich, dass im letzten Jahresring das Frühholz gänzlich, das Spätholz hingegen noch nicht ganz ausgeformt war. Der Baum ist demnach im Spätsommer (August/September) abgestorben.

Im Gegensatz dazu wuchs die Tanne, gemessen an der Breite ihrer Jahresringe, in mittlerer Höhenlage und wurde

ca. 75 Jahre alt. An der Außenseite waren die Jahresringe stark gepresst, so dass sehr wahrscheinlich aber nicht mit abschließender Sicherheit von der Baumaußenseite (Waldkante) gesprochen werden kann.

Eine absolute Datierung war wegen fehlender dendrochronologischer Standardreihen aus diesem Zeitabschnitt nicht möglich. Eine relative Datierung ist aber über das Wachstumsmuster möglich, das bei beiden Bäumen gleich war. Diese relative dendrochronologische Datierung belegt, dass beide Bäume zeitgleich im Zuge des Bergsturzereignisses abgestorben sind.

Der Bergsturz hat somit im Spätsommer eines der Jahre zwischen 5900 und 5700 vor heute stattgefunden.

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. – Wiss. AV Hefte, 230 S., 73 Abb., 3 Karten, 4 Tab., München.
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 122 S., 74 Abb., 3 Tab., 3 Beil.
- HEIM, A. (1882): Der Bergsturz von Elm. – Z. Dt. Geol. Ges., **34**, 74–115, 435–439.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 218 S.
- HUSEN, D. VAN (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, 490–491.
- HUSEN, D. VAN (2000): Geological Processes during the Quaternary. – In: Aspects of Geology in Austria., Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN, D. VAN (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **146/1+2**, Wien.
- KOLMER, Ch. (1993): Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 111 S., 53 Abb., 3 Tab., 5 Beil.
- LENHARDT, W. (1994): Karten zur Erdbebengefährdung. – Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Wien.
- LICHTENECKER, N. (1929): Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). – Geograph. Jahresber. aus Österr., **14** und **15**, 228–254, Wien.
- MANDL, G. et al. (2002): Geologische Karte des Hochschwabgebietes – West 1:25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- PAVONI, N. (1968): Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz – Reichenau (Graubünden). – Ecl. Geol. Helv., **61/2**, 494–500.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Die Eiszeit in den nördlichen Ostalpen. – 393 S., Leipzig.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und Lassingalpen. – Jb. Geol. B.-A., **72**, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. – 100 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SPENGLER, E. (1927): Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehung zur Morphologie. – Z. Geomorph., **2**, 21–73, Leipzig (Bornträger).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2007

Band/Volume: [147](#)

Autor(en)/Author(s): van Husen Dirk, Fritsch Alfred

Artikel/Article: [Der Bergsturz von Wildalpen \(Steiermark\) 201-213](#)