

Rainer Hochhold

DIE GLETSCHER DER DACHSTEINGRUPPE

Geographisches Institut der Universität Innsbruck 1978



Die vorliegende Hausarbeit wurde bei Univ. Prof. Dr. Franz Fliri eingereicht und von Dr. Gernot Patzelt betreut. Digitalisierung im Jahr 2018 unter Beibehaltung des Originals mit Ausnahme weniger - gekennzeichnete - Anmerkungen sowie des Layouts und in Folge vom Original abweichender Seitenzahlen.

Kontakt: hoch@sbq.at

INHALTSVERZEICHNIS

1. NATURLICHE GRUNDLAGEN.....	4
1.1 TOPOGRAPHISCHER ÜBERBLICK	4
1.2 GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE	4
1.3 KLIMATISCHE VERHÄLTNISSE.....	6
1.4 TOURISTISCHE ERSCHLIESSUNG	8
2. LAGE, BESCHREIBUNG UND DERZEITIGER STAND DER DACHSTEINGLETSCHER	10
2.1 HALLSTÄTTER GLETSCHER	10
2.2 GROSSER GOSAUGLETSCHER	11
2.3 SCHLADMINGER GLETSCHER	11
2.4 SCHNEELOCHGLETSCHER.....	11
2.5 KLEINER GOSAUGLETSCHER, NÖRDL. UND SÜDL. TORSTEINGLETSCHER.....	12
2.6 EDELGRIESSGLETSCHER	12
3. CHRONOLOGISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE FORSCHUNG IM DACHSTEINGEBIET.....	13
4. DAS PROBLEM DER BESTIMMUNG DER SCHNEEGRENZE AM DACHSTEIN	18
4.1 ALLGEMEINE BEMERKUNGEN	18
4.2 BISHERIGE SCHNEEGRENBERECHNUNGEN AM DACHSTEIN	19
4.3 ZUR FRAGE DER FLÄCHENBESTIMMUNGSMETHODE UND DES TEILUNGSVERHÄLTNISSSES AM DACHSTEIN.....	21
4.4 DIE REZENTE SCHNEEGRENZE (GWL) AM DACHSTEIN	22
4.4.1. Die Berechnung der Schneegrenze.....	22
4.4.2 Kartengrundlagen für die Berechnung der Schneegrenze	23
4.4.3 Rezente Schneegrenzwerte	23
4.4.4 Besprechung der Ergebnisse	24
4.5 SCHNEEGRENCZWERTE VON 1913	26
4.6 REKONSTRUKTION DER SCHNEEGRENZEN VON 1850	28
4.7 BESPRECHUNG DER 1850ER SCHNEEGRENZE	29
4.8 ZUSAMMENFASSUNG UND ZUSAMMENSTELLUNG DER SCHNEEGRENCZWERTE DER DACHSTEINGLETSCHER.....	31
5. ZUR GESCHICHTE DER GLETSCHERSCHWANKUNGEN IM TRAUNTAL BZW. DES HALLSTÄTTER GLETSCHERS.....	32
5.1 EINLEITUNG	32
5.2. RISS	33
5.3 WÜRM.....	34
5.4 ISCHLER STAND.....	36
5.5 JOCHWANDSTAND.....	37
5.6 GOISERER STAND	38
5.7 ECHERNSTAND.....	39
5.8 TAUBENKARSTAND > VGL. DAZU ANMERKUNG AM ENDE DES KAPITELS AUF SEITE 55	43
5.8.1 Allgemeine Bemerkungen	43
5.8.2 Zur Rekonstruktion der Schneegrenze des Taubenkarstandes.....	46
5.8.3 Der "Egesenhochstand" am Dachstein	52

5.8.4 Zusammenfassung.....	55
5.9 TAUBENRIEDELSTAND: MORÄNEN ZWISCHEN TAUBENKARSTAND UND HOCHSTAND 1850 AM OSTFUSS DES TAUBENRIEDELS	55
5.9.1 Allgemeine Bemerkungen	55
5.9.2 Zur zeitlichen Einordnung des Taubenriedelstandes	58
5.10 STELLUNGNAHME ZUR FRAGE DER "POSTGLAZIALEN WÄRMEZEIT" AM DACHSTEIN	60
5.11 MORÄNEN SÜDLICH DER SIMONY-HÜTTE	60
6 ZUR GESCHICHTE DER GLETSCHERSCHWANKUNGEN DER RESTLICHEN DACHSTEINGLETSCHER	62
6.1 VERGLETSCHERUNG AUF DER GOSAUER ABDACHUNG	62
6.2 SCHNEELOCHGLETSCHER	65
6.3 SCHLADMINGER GLETSCHER	66
6.4 EDELGRIESSGLETSCHER	67
7. DER HOCHSTAND VON 1850 UND DIE RÜCKZUGSPHASEN DER DACHSTEINGLETSCHER BIS 1977	67
7.1 HALLSTÄTTER GLETSCHER	67
7.1.1 1840 - 1920.....	67
7.1.2 1920 - 1950.....	72
7.1.3 1950 - 1969.....	73
7.1.4 1969 - 1977.....	74
7.1.5 Weitere Entwicklung.....	77
7.1.6 Zusammenfassung.....	77
7.2 1850ER HOCHSTAND UND RÜCKZUGSPHASEN DES GROSSEN GOSAUGLETSCHERS	78
7.3 1850ER HOCHSTAND UND RÜCKZUGSPHASEN DES SCHLADMINGER GLETSCHERS	81
7.4 1850ER HOCHSTAND UND RÜCKZUGSPHASEN DER KLEINEN DACHSTEINGLETSCHER	83
7.4.1 Schneelochgletscher	83
7.4.2 Die Torsteinvergletscherung.....	84
7.4.3 Edelgrießgletscher	85
7.4.4 Schmiedstockgletscher	85
8. FLÄCHEN- UND MASSENVERHÄLTNISSE DER DACHSTEINGLETSCHER	86
8.1 FLÄCHENWERTE UND FLÄCHENVERLUSTE	86
8.2 MASSENBERECHNUNGEN	91
ZUSAMMENFASSUNG	95
LITERATURVERZEICHNIS	98
KARTENVERZEICHNIS	106
GLETSCHERMESSBERICHTE des D. u. Ö. AV, D. AV und des ÖAV	106
ANHANGVERZEICHNIS (Hinweis)	107
FOTOKOPIEN (Hinweis)	108

1. NATURLICHE GRUNDLAGEN

1.1 TOPOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Der Dachstein ist ein verkarsteter Hochgebirgsstock der nördlichen Kalkalpen im Grenzgebiet von Oberösterreich, Salzburg und der Steiermark. Er schließt das Salzkammergut nach Süden ab und hat im Hohen Dachstein, der zugleich die höchste Erhebung von Oberösterreich und der Steiermark ist, mit 2996 m seinen höchsten Gipfel.

Im Norden fällt der Dachsteinstock zum Hallstätter See ab, im Nordwesten liegt das trogförmig eingesenkte Gosautal. Im Süden wird der Gebirgsstock durch die zum Ennstal steil abfallenden, markanten Südwände des Torsteins (2948 m), Mitterspitzes (2926 m), Hohen Dachsteins (2996 m) und des Koppenkarsteins (2865 m) begrenzt.

Am Dachstein liegen die östlichsten und nördlichsten Gletscher der Alpen, das Gebiet ist durch Seilbahnen, Bergrestaurants und Schutzhütten sehr gut erschlossen, das unter Naturschutz stehende Höhlensystem am Nord-Abfall des Massivs (Rieseneishöhle, Mammuthöhle) ist weltberühmt.¹

1.2 GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

Die Fläche des gesamten Gebirgsstockes beträgt 869 km². Das interessanteste Gebiet ist aber wohl das "zentrale Kargebirge" (Moser, R., 1970b:29), ohne Gosaukamm, Koppenstock, Stoderzinken und Grimming, jedoch mit dem Plateau "Am Stein", in das die nach Norden und Osten offenen Kare auslaufen.

Das am weitesten verbreitete Gestein des auf den Alpenvereinskarten 1915 und 1958 und der Geologischen Karte 1954 (siehe Kartenverzeichnis) dargestellten Gebietes ist der Dachsteinkalk, der der Norischen und Rhätischen Stufe angehört und nicht nur hier, sondern auch in der weiteren Verbreitung in den Kalkalpen dafür namengebend ist (Ganss, O., Kümel, F., Spengler, E., 1954:6).

Innerhalb dieser Fazies kann der geschichtete Dachsteinkalk und der ungeschichtete, von zahlreichen lotrechten Klüften durchsetzte Dachsteinriffkalk unterschieden werden. Ersteren findet man in den massigen Bergformen der eigentlichen Dachsteingruppe, der bizarre und schroffe Gosaukamm wird von Riffkalcken aufgebaut. Die Übergänge vom Riffkalk zum geschichteten Dachsteinkalk sind oft verwischt und nicht klar zu erkennen (ausführlich bei: Moser, R., 1954:16f).

¹ Im Dezember 1997 wurde der Region Hallstatt-Dachstein/Salzkammergut von der UNESCO die Auszeichnung Weltkulturerbe verliehen. In der Begründung wird angeführt, „that the Hallstatt-Dachstein/Salzkammergut alpine region is an outstanding example of a natural landscape of great beauty and scientific interest which also contains evidence of a fundamental human economic activity, the whole integrated in a harmonious and mutually beneficial manner.“ (UNESCO Komitee: Dezember 1997; publiziert WHC-97/CONF.208/17, Paris, 27. Februar 1998, Ernennungsurkunde überreicht am 13. Juni 1998) [Anm. R.H (2015)]

Der Dachsteinkalk ist stark fossilführend, als Leitfossil gilt die Dachstein-Bivalvia (Megalodus Triqueter; im Volksmund: Kuhtrittmuschel), die in bis zu 50 cm langen Exemplaren auftritt. Die wohl aufschlussreichste Fossilfundstätte befindet sich nahe dem Torstein-Eck, wo der Linzer-Weg direkt über eine rund ein Meter breite, stellenweise unterbrochene, aber insgesamt doch etwa 100 m lange Megalodontenbank hinwegführt. Bei dieser Fossilienanhäufung, die bei Einheimischen der "Gosauer Fischzug" genannt wird, handelt es sich wohl um Brandungsmaterial, da die Schalenhälften getrennt und häufig zertrümmert sind (Moser, R., 1954:18).

Auch im unmittelbaren Vorgelände des Hallstätter Gletschers und des Schneelochgletschers konnten an mehreren Stellen Anhäufungen von durch das Gletschereis frisch polierten Dachstein-Bivalvian festgestellt werden, ein (persönlicher) Fund am Süd-Fuß des Schöberls wurde vom Paläontologischen Institut in Wien untersucht und als megalodonte Muschel vom Typ "Chonchodus" (Obere Trias, 180 Millionen Jahre) bestimmt.²

Triasgesteine der unteren (Quarzite und Werfener Schiefer) und der mittleren (Anis und Ladin) Stufe spielen praktisch nur in den liegenden Teilen der Südwände der Dachsteingruppe eine größere Rolle (Ganss, O., Kümel, F. und Spengler, E., 1954:18). Die ebenfalls zur unteren Trias gehörigen Dolomite sind durch ihre starke Vergrusung und die infolgedessen rasch um sich greifende Verwitterung ausgezeichnet (Krebs, N., 1915:8).

Auf die obersten Schichten des Dachsteinkalkes sind geringmächtige, kleine Flecken bedeckende Jurasedimente aufgelagert. Nach ihrem häufigen Vorkommen im Bereich der Hirlatzalm werden sie auch Hirlatzkalke genannt (Moser, R., 1954:18).

Hirlatzkalke sind oft in westöstlicher Richtung, über 100 m bänderförmig verlaufend, an der rötlichen Färbung im sonst grauen Dachsteinkalk, zu erkennen. Da diese Liaskalke an Spalten (Zugspalten) des Dachsteinkalks gebunden sind, kann keine konkordante Überlagerung stattgefunden haben (Ganss, O., 1958:590).

Ablagerungen aus der Unterkreide fehlen am Dachstein gänzlich, die Oberkreide ist in der Fazies der Gosauschichten entwickelt, welche aus leicht verwitterbaren Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln bestehen (Ganss, O., Kümel, F., Spengler, E., 1954:7). Die im Becken von Gosau stärker auftretenden Ablagerungen sollen auf den „Tertiären Landoberflächen“ auch vorkommen und die "Gosau der Gipfelflächen" bilden (Moser, R., 1954:20; Wilthum, E., 1954:259).

Eine genaue stratigraphische Abfolge der einzelnen Ablagerungen ist in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe (Ganss, O., Kümel, F. und Spengler, E., 1954) enthalten. Zusammenfassend kann hier festgestellt werden, dass

² Gutachter: Dr. O. Schulz, wiss. O.KOÄ. Ein besonderer Dank gilt Josef Lissl (ÖAV Sekt. Austria), der die Bestimmung des Fundes ermöglichte und in Wien durchführen ließ.

das für diese Arbeit relevante Gebiet, nämlich das Plateau und der nördliche Abhang, eine geologische Einheit bilden, die der Dachsteinmasse angehört und die von dem dominierenden Gestein, dem Dachsteinkalk, aufgebaut wird.

ÜBERSICHT: Die stratigraphischen Verhältnisse im zentralen Dachsteinstock

(aus: Moser, R., 1954:51)

SCHICHTFOLGE	NORDSEITE	SÜDSEITE
Oberoligozän	Augensteinschotter	Augensteinschotter, Kohlenflöze der Stoder Alpe
Obere Kreide	Gosau d. Gipfelflächen	-
Dogger	Radiolite, Klauskalke	-
Lias	Hirlatzkalk	-
Rhät	Dachsteinkalk	Dachsteinkalk
Nor	Dachsteinkalk, Hauptdolomit	Riffkalk, Hauptdolomit
Karn	-	Lunzerschichten
Ladin	-	Ramsaudolomit
Anis	-	Gutensteiner Dolomit, Gutensteiner Kalk
Skyt	-	Werfener Schiefer

1.3 KLIMATISCHE VERHÄLTNISSE

Vorweg sei bemerkt, dass sich in unmittelbarer Gletschernähe keine Wetterstation befindet und auch keine spezielle Arbeit über dieses Gebiet existiert. Man ist also gezwungen, Beobachtungen von Stationen in der Umgebung (Krippenstein, Alt Aussee oder Feuerkogel) für Untersuchungen heranzuziehen, wie es E. Arnberger (1952:192 - 198) zur Darstellung brachte, indem er Temperatur und Niederschlag im Verhältnis zu den langjährigen Monatsmitteln der umliegenden Stationen (von 1851 bis 1951) gegenüberstellte und in 2 Tabellen zusammenfasste.³ Außerdem kann die fehlende Beobachtung im Bereich der Gletscher durch die vorliegenden Messwerte nur zum Teil ersetzt werden, da ein Schluss von Orten in Tallagen auf die bis zu 2000 m höher liegenden Firnflächen natürlich Fehler in sich birgt (Moser, R., 1954:34).

Kurzfristige klimatische Untersuchungen im Rahmen der "Gosau-Erweiterung" der Oberösterreichischen Kraftwerke AG, wurden in der Dissertation von A. Mayr (1954) veröffentlicht. Die jährlichen Originalberichte der Gletschermessungen des Österr. Alpenvereins von Dr. Roland Wannemacher und Dr. Roman Moser im Österr.

³ Eine Weiterführung dieser Werte erscheint problematisch, da mit dem Tod von F. Morton 1969 auch die wesentliche Beobachtungsstelle Hallstatt verwaiste.

Gletscherkataster in Innsbruck beinhalten jeweils eine kurze Charakteristik des abgelaufenen Haushaltsjahres. Weiter sei noch auf die großräumigen Arbeiten von Franz Fliri (1974) und Otto Kubat (1972) hingewiesen.

Allgemein kann festgehalten werden, dass der Dachsteinstock klimatisch sicherlich wegen seiner alpinen Randlage im Nordstaubereich und der großen Höhe eine Sonderstellung einnimmt. Die 1000 bis 2000 m höhere Lage der Hochflächen bewirken eine mittlere jährliche Niederschlagssumme von über 2000 mm (Moser, R., 1954:55). Im "Atlas der Republik Österreich" werden für den zentralen Dachsteinstock 2500 - 5000 mm mittlerer jährlicher Niederschlag angenommen.⁴

Abschließend sei noch eine kurze Betrachtung der eigenen Beobachtungen gestattet, die während eines dreimonatigen Aufenthaltes auf der Simony-Hütte (2205 m) im Sommer 1977 (insgesamt 276 Beobachtungszeitpunkte) getätigt wurden. Festgehalten wurden die Temperatur, die Bewölkung und die Luftdruckschwankungen an Hand des Höhenmessers.⁵

Demnach betrug die Temperatur im Mittel:

	7:00 ^h	13:00 ^h	19:00 ^h
Juli	8,7°	10,5	9,4
August	8,2	10,2	8,7
September	4,0	5,7	4,6

Der wärmste Tag war der 8. Juli (7:00^h: 18,5°, 15:00^h: 16°, 19:00^h: 16°), die kältesten Temperaturen wurden am 19. Sept. (7:00^h: -3,5°, 15:00^h: 0°, 19:00^h: -2°) gemessen.

Die Bewölkung gestaltete sich folgendermaßen:

	bedeckt	bewölkt	heiter	wolkenlos
Juli	30x	50x	21x	12x
August	59	19	20	15
September	45	12	17	16

Wie die Zusammenstellungen zeigen, fiel 1977 der September gegenüber dem ohnehin nicht besonders freundlichen Juli und August noch weit ab. Die Gletscher wurden am 9. und am 19. September von Schnee bedeckt, der erst Mitte Oktober in den Zungenbereichen wieder abgeschmolzen war. Dennoch waren die östlichen Gletscher schon Ende August bis etwa in die Höhe der Firngrenzen der letzten Jahre ausgeapert, was meines Erachtens auf die zahlreichen Tage mit zum Teil sehr starkem Südwind

⁴ Atlas der Republik Österreich, Wien, 1961; 1. Lieferung, Blatt III/5; Mittlere Jahressummen des Niederschlages 1901-1950

⁵ Siehe Originalausgaben der Hausarbeit im Geogr. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Universitätsbibliothek Innsbruck (Anhang XXXII-XXXIX)

(Föhn und Windverfrachtung > im Juli mind. 6, im August 11 Tage), der vor allem am Schladminger und am westlichen Hallstätter Gletscher freie "Angriffsflächen" vorfindet, zurückgeführt werden kann.

Eine eingehendere Untersuchung der klimatischen Verhältnisse der Dachstein - Gletscherregion wäre schon in Anbetracht der relativ niedrigen absoluten Höhenlage der Dachsteingletscher interessant, konnte aber auf Grund der Fülle des übrigen Materials nicht durchgeführt werden.

1.4 TOURISTISCHE ERSCHLIESSUNG

Zu Beginn dieses Kapitels soll ganz kurz auf die Erschließungsgeschichte der Dachsteingruppe hingewiesen werden:⁶

Während der „Thorstein“, der lange Zeit für den höchsten Berg der Dachsteingruppe gehalten wurde, schon 1819 von Jakob Buchsteiner bestiegen wurde, erreichte Peter Gappmayer erst 13 Jahre später den Dachsteingipfel von Gosau aus. In den Jahren 1834 und 1836 erstiegen die "Expeditionen" des Carl Thurwieser und des Alexander Budiwiter den Hohen Dachstein. Bei der Erschließung des Gebirges für den Alpinismus war dann Friedrich Simony maßgeblich beteiligt, der in den Fünfzigerjahren des 19. Jh. neben der ersten Winterbesteigung und der ersten Übernachtung auf dem Gipfel (zu wissenschaftlichen Zwecken) auch Weganlagen und Aufstiegshilfen förderte. Schließlich geht auf Simony auch die Errichtung einer einfachen, ersten "Schutzhütte" ("Hotel Simony" im Wildkar) zurück. Ihm zu Ehren trägt auch die 1877 eröffnete Alpenvereinshütte auf dem Taubenriedel seinen Namen.

Die Talorte rund um das Dachsteingebirge (Hallstatt, Obertraun, Bad Aussee, Schladming, Ramsau, Gosau) erreichen vorwiegend im Sommer hohe Nächtigungszahlen⁷. Nicht unwesentlich war dabei die Erschließung des Gebirgsstockes durch Seilbahnen und Lifte. Während von Hallstatt und Obertraun aus die Rieseneishöhle und die Mammuthöhle die Hauptattraktionen (Seilbahn auf die Schönbergalm, dann weiter zur Bergstation Krippenstein, von hier Sektion III zur Gjaidalm) darstellen, bietet die Dachstein - Südwand-Bahn (von Ramsau Mautstraße zur Türwand-Hütte, von dort Seilbahn auf den Hunerkogel) die Möglichkeit, im Sommer auf dem praktisch spaltenfreien Schladminger Gletscher - wenn auch sehr bescheiden - Schilaulauf zu betreiben. Im Hochsommer selbst sind in der Regel nur zwei jeweils etwa 200 m lange Schlepplifte im Bereich des Hunerkogels und der Hunerscharte in Betrieb. Für den Langlauf scheint das Gelände besser geeignet zu sein, Loipen reichen vom Hunerkogel bis in die Nähe der Eissteine am Hallstätter Gletscher. Ebenfalls auf dem Hallstätter

⁶ Ausführlich darüber: Lehr, R., 1971; Pfeffer, F., 1947; Böhm, A., 1892

⁷ Über den Fremdenverkehr im Salzkammergut vgl.: Heller, W., 1970

Gletscher, bis nördlich der Dirndln, verkehrt je nach Bedarf ein "Gletschertaxi" (Schneeraupe für 6-8 Personen).⁸

Der Schladminger Gletscher ist durch die Menschenmassen, die täglich mit der Südwand-Bahn in die Gletscherregion transportiert werden, oberflächlich stark mit Abfällen verschmutzt. An schönen Tagen pilgern hunderte Menschen (z.T. ohne jegliche Bergausrüstung – z.T. auch durch Prospekte, auf denen Mädchen in Dirndlkleidern und mit Stöckelschuhen am Gletscher stehen, unterstützt!) auf einem "Trampelpfad" zur Dachsteinwarte-Hütte und weiter zum Randkluft-Einstieg des Hohen Dachsteins.

Dennoch sind auch die Schutzhütten am Dachstein-Plateau (Simony-Hütte, ÖAV; Adamek-Hütte, ÖAV; Wiesberg-Haus, TVN) noch immer beliebte Ausflugsziele.

Dies soll ein Blick auf die Hüttenbucheintragungen der Simony-Hütte in den letzten Jahren zeigen:

	Juni bis	Juni	Juli	August	September	Oktober bis
1965	2692	2335	614	1065	780	1104
1966	2495	256	595	980	684	1126
1967	2239	135	623	1231	250	905
1968	2204	368	585	780	471	720
1969	2255	172	658	846	579	415
1970	1665	95	390	675	505	460
1971	2043	122	766	536	619	387
1972	1574	122	593	579	280	410
1973	1875	253	494	603	525	141
1974	1500	46	321	598	380	155
1975	2089	49	433	947	660	355
1976	1316	113	408	548	247	336
1977	2687	202	816	1006	663	-

Anm.: Die Zahlen Oktober bis Mai wurden in die Gesamtangaben nicht einbezogen, da die Hütte in dieser Zeit nicht bewirtschaftet wurde.

Bei aller Problematik der Hüttenbucheintragungen lassen sich doch einige Aussagen machen: Bei den Gesamteintragungen wirkte sich anfangs der 70er Jahre der Bau der Südwand-Bahn doch merklich aus. Die Rekordsumme von 1977 dürfte auf die neuen Hüttenpächter (Toni und Monika Rosifka) der Simony-Hütte und auf die verbesserte Ausstattung anlässlich der 100-Jahr-Feier 1977 zurückzuführen sein. Als der Monat mit den höchsten Besucherzahlen erscheint jeweils der August.

⁸ In diesem Zusammenhang soll kommentarlos erwähnt werden, dass 1977 im unmittelbaren Vorgelände des östlichen Lappens des Hallstätter Gletschers auf vielen Schmelzwasserlacken Ölfilme zu beobachten waren.

2. LAGE, BESCHREIBUNG UND DERZEITIGER STAND DER DACHSTEINGLETSCHER

Die jeweils vollständigen statistischen Daten, wie Schneegrenze, Flächenwerte usw. sind für die großen Dachsteingletscher in Kapitel 7, für die kleinen Gletscher im Anhang⁹ verzeichnet.

2.1 HALLSTÄTTER GLETSCHER

Der Hallstätter Gletscher wird im Westen vom Kamm des Hohen Kreuzes bis zum Niederen Dachstein, im Süden vom Hohen Dachstein und den Dirndln und im Osten durch den Kleinen und Hohen Gjaidstein begrenzt. Akkumulations- und Ablationsgebiet sind nordostorientiert.

Er erreicht seine größte Höhe (2910 m) am Fuße des Hohen Dachsteins und reicht mit seiner mittleren Zunge in das Kar zwischen Hohem Gjaidstein und Hohem Kreuz bis 2100 m hinab, woraus sich eine Gesamtlänge von 2,2 km ergibt.¹⁰

Das Zehrgebiet des Gletschers ist in einen westlichen und einen östlichen Lappen und eine mittlere Zunge geteilt. Jene weist im Gegensatz zum Gesamtgletscher weitere Tendenz zum Abschmelzen auf. Eine Geländestufe von 2500 bis 2400 m ist durch großen Spaltenreichtum gekennzeichnet. Während 1977 der westliche Lappen im Bereich des Hohen Kreuzes nicht ausaperte (Gletscherrand verschneit; 2400 m Höhe), lag die Firngrenze bzw. Altschneelinie am östlichen Lappen wesentlich höher (zwischen 2500 und 2600 m Höhe; in Kap. 6 näher ausgeführt). Dies kann auf den stark beschattenden Rahmen des Hohen Kreuzkammes und die zahlreichen Südwind-Tage des Sommers 1977 zurückgeführt werden, die den Ostteil des Hallstätter Gletschers stärker angriffen als eben den geschützteren Westteil. Die eigentliche Zunge war 1977 völlig ausgeapert und im untersten Teil in starkem Maße schuttbedeckt. Das Zungenende selbst hat sich über einige Terrassen zurückgezogen und scheint, bedingt durch eine Abschnürung in 2110 m Höhe, weiterhin stark dem Verfall preisgegeben. In 2260 m Höhe tritt eine Mittelmoräne aus, die gegenüber ihrer nächsten Umgebung um 1 bis 1,5 m überhöht erscheint. Zahlreiche kleinere Glazialerscheinungen wie Gletschertische oder Gletschermühlen konnten beobachtet werden.

Der Hallstätter Gletscher ist mit 330 ha der flächengrößte der acht Dachsteingletscher und damit auch der größte Gletscher der Nördlichen Kalkalpen.

⁹ Siehe Originalausgaben der Hausarbeit im Geogr. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Universitätsbibliothek Innsbruck (Anhang XXVII)

¹⁰ Angaben aus dem Österreichischen Gletscherinventar bzw. nach eigenen Beobachtungen 1977.

2.2 GROSSER GOSAUGLETSCHER

Noch wesentlich stärker als der Hallstätter Gletscher wird der Große Gosaugletscher von hohen Felswänden umgeben: im Norden vom Schreiberwandgrat, im Osten vom Kamm Hohes Kreuz - Niederer Dachstein, im Süden vom Hohen Dachstein und Mitterspitz und schließlich im Westen von der Hohen Schneebergwand. Das Gebiet um die Untere Windluke zwischen Mitterspitz und Torstein trennt heute ein Felsband vom eigentlichen Gletscher, es wurde daher auch nicht in die verschiedenen Berechnungen einbezogen. Demnach hatte der Große Gosaugletscher 1977 eine Fläche von 141 ha, das sind 25 % der vergletscherten Fläche aller Dachsteingletscher (Gletscherteil Untere Windluke: 12 ha > 2%). Der höchste Punkt des Nordwest exponierten Gletschers lag bei 2750 m, die tiefste Höhe bei 2250 m. Die maximale Längserstreckung betrug 1,9 km. Allgemein präsentierte sich der Große Gosaugletscher 1977 mit einem gut genährten Firngelände mit wenigen Spalten, einer tief herabreichenden Altschneelinie und eingesunkenen, im Großen und Ganzen aber stationären Zungenlappen.

2.3 SCHLADMINGER GLETSCHER

Der drittgrößte Dachsteingletscher (82 ha; 13,3% der Gesamtvergletscherung) hängt im Nährgebiet im Bereich südlich des Gjaidsteinsattels mit dem Hallstätter Gletscher zusammen. Im Süden wird der Nordost exponierte Gletscher durch den Hunerkogel, im Südwesten durch die Koppakarsteine begrenzt, in deren Schutz er seinen tiefsten Punkt erreicht (2420 m). Seine größte Höhe liegt bei 2690 m, die Längserstreckung beträgt vom Hunerkogel bis zum Gletscherende 1,4 km.

Im letzten Jahrzehnt wurde der Schladminger Gletscher durch 3 Schlepplifte für den Schilaufr erschlossen, im Hochsommer ist aber praktisch nur der Betrieb von zwei kurzen Liften im Bereich des Hunerkogels und der Hunerscharte möglich.

1977 zeigte der Schladminger Gletscher eine allgemein gesunde Firnregion und unveränderte Gletscherränder. Von allen Dachsteingletschern präsentierte der Schladminger Gletscher rein optisch das stationärste Bild. Das praktisch zungenlose Eisfeld liegt mit Ausnahme des kleinen Lappens im Schutze der Koppakarsteinwände auf einer Verebnungsfläche zwischen 2500 und 2700 m Höhe.

2.4 SCHNEELOCHGLETSCHER

Der Schneelochgletscher hat von allen Dachsteingletschern die tiefste Lage (höchster Punkt: Eisrinne Hochkreuzscharte 2520 m; Gletscherende: 2190 m; mittlere Höhe: 2300 m). Er verdankt sein Bestehen in erster Linie den im Mittel 300 m über den Gletscher emporragenden Felswänden des Hohen und Niederen Kreuzes im Süden und Osten und des Hohen Schreiberwandkopfs im Westen. Die Ernährung erfolgt vorwiegend durch Lawinen aus diesen Wänden. Die starke Beschattung verhindert das

Abschmelzen. 1977 verlief der Eisrand fast gerade, er war nur wenig gelappt. Im Gletschervorfeld lag stellenweise eine dicke Firnschneedecke. Der Schneelochgletscher zeigte im letzten Jahrzehnt eher stationäres Verhalten, 1977 konnten Vorstoßbeträge gemessen werden.

Trotz seiner tiefen Lage kann der Schneelochgletscher als aktiver Gletscher bezeichnet werden, da zwar wenige, aber doch vorhandene Spalten auch eine Fließbewegung anzeigen.

2.5 KLEINER GOSAUGLETSCHER, NÖRDL. UND SÜDL. TORSTEINGLETSCHER

Ähnlich wie beim Schneelochgletscher spielen auch bei den übrigen kleinen Dachsteingletschern die lawinenfördernden und schattenspendenden Felswände eine große Rolle. So liegen der Kleine Gosaugletscher, der Nördliche und der Südliche Torsteingletscher in den hintersten Winkeln der hochgelegenen Nordwest exponierten Kare des Torsteins, wobei beim Kleinen Gosaugletscher die Südwest-Abdachung der Hohen Schneebergwand als weiterer Schutzfaktor dazu führt, dass dieser Gletscher heute mit 12 ha der größte der Torsteingletscher ist (Nördlicher Torsteingl.: 7 ha; Südlicher Torsteingl.: 2 ha).

Ein völliges Abschmelzen wurde, vor allem in den fünfziger Jahren, auch durch die starke Schuttlieferung aus den Wänden der Torsteine verhindert. So war etwa die linke Hälfte des Nördlichen Torsteingletschers und praktisch der gesamte Südliche Torsteingletscher nahezu völlig schuttbedeckt. 1977 lagen diese beiden Kleingletscher unter einer dicken Firnschneedecke, wodurch genauere Untersuchungen erschwert wurden. Der Südliche Torsteingletscher trägt aber schon auf Grund seiner geringen Flächenausdehnung mehr den Charakter eines Firnflecks.

Nicht übersehen werden kann die Tatsache, dass die östlichen Dachsteingletscher in den Jahrzehnten zwischen 1960 und 1980 Flächengewinne verzeichnen konnten.

2.6 EDELGRIESSGLETSCHER

Der einzige Gletscher der Steiermark ist auch der einzige südexponierte Gletscherfleck des Dachsteins, seine Ernährung erfolgt in erster Linie durch Lawinen aus den Wänden der Koppkarsteine. Seine mittlere Höhe beträgt 2530 m. Der schon früher als "Toter Knecht" bezeichnete Gletscherfleck war 1977 von einer geschlossenen Alt- und Firnschneedecke überzogen, Spuren einer Fließbewegung konnten in diesem Jahr nicht festgestellt werden.

3. CHRONOLOGISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE FORSCHUNG IM DACHSTEINGEBIET

Gleich zu Beginn kann festgehalten werden, dass das Dachsteingebirge kein Stiefkind wissenschaftlicher Forschung ist. Eher das Gegenteil ist zutreffend. Durch seine leichte Erreichbarkeit (unter anderem von Wien), durch die Phänomene des Karstgebirges und nicht zuletzt wegen seiner Gletscher wurden seit Beginn des vorigen Jahrhunderts zahlreiche Forscher angeregt, sich näher mit Problemen des Gebirgsstockes auseinanderzusetzen.

In der Folge sollen nun die wichtigsten Werke und Arbeiten angeführt werden, um einen Überblick über den Stand der wissenschaftlichen Forschung zu erhalten.

Der große Pionier der Dachsteinforschung war Friedrich Simony: *"Dank seiner unermüdlichen Beobachtungen sind wir über die jüngere Geschichte der Dachsteingletscher besser unterrichtet als über die Veränderungen selbst der bedeutendsten Ostalpengletscher."* Neben dieser Feststellung H. Kinzls (1929:99) meint A. Penck, dem wir eine ausführliche Biographie über das "Leben und Wirken eines Alpenforschers" verdanken, dass die Bedeutung von Simonys Forschungen über das Dachsteingebiet heute in erster Linie darin liegen, dass er noch Zeuge des Vorstoßes der 40er und 50er Jahre gewesen ist und dass er alle weiteren Phasen des Eisstandes schriftlich, vor allem aber auch bildlich festgehalten hat. Ähnlich wie Kinzl schreibt auch A. Penck (1898:42), dass dank dieser Arbeiten die Geschichte der Dachsteingletscher als eine der bekanntesten aller Alpengletscher gelten, dass keine zweite aber bildlich so ausgezeichnet veranschaulicht werden kann.

Friedrich Simony erreichte 1840 bei seiner ersten größeren Reise den Dachstein und fertigte sogleich Zeichnungen und ein Aquarell an. Bereits 2 Jahre später kehrte er ins Salzkammergut zurück, um am 8. September 1842 seine erste Dachsteinbesteigung auszuführen (A. Penck, 1898:7). Seine Forschungen über die Dachsteingletscher beschränkten sich im Folgenden jedoch nur auf gelegentliche Mitteilungen. Erst als noch 1871 in Wien Zweifel geäußert wurden, dass Gletscher auf Kalkgebirgen gar nicht vorkommen könnten, nahm Simony noch im gleichen Jahr in dem Artikel "Die erodierenden Kräfte im Alpenland" dazu Stellung (Simony, Fr., 1871a). Ebenfalls 1871 veröffentlichte er dann eine erste Monographie über die "Gletscher des Dachsteingebirges" (Simony, Fr., 1871b).

Bis 1885 erschienen immer wieder vereinzelt Notizen, kürzere Mitteilungen, Zeichnungen und Bilder vom Dachstein. Eben 1885 geht Simony dann ausführlich auf die "Schwankungen in der räumlichen Ausdehnung der Gletscher des Dachsteingebirges während der Periode 1840 bis 1884 ein (Simony, Fr., 1885). Auch in den folgenden Jahren widmete er sich den Erscheinungen des Gletscherrückzuges. So erschien der Artikel "Neuerlicher Rückgang der Dachsteingletscher" (1886) und schließlich wieder

umfassender in "Das Schwinden des Karlseisfeldes nach 50-jährigen Beobachtungen und Aufnahmen" (1891). Am besten fasste dann A. Penck (1898:42) Simonys Lebenswerk und Krönung seiner Arbeiten zusammen, als er meinte, dass das "Dachsteinwerk" (Simony, Fr., I 1889 / II 1895 / III 1895) endlich die Summe seiner Beobachtungen aus den genannten Schriften zusammenfasst und sie durch eine Reihe vorzüglicher Abbildungen illustriert.

Simonys Verdienste liegen aber nicht nur in der Beobachtung und der Illustration des Gletscherverhaltens, er beschäftigte sich auch mit großem Erfolg mit anderen Phänomenen: So konnte er z.B. den Nachweis einer früheren Vergletscherung der österreichischen Alpen durch das Erkennen des glazialen Ursprunges der erratischen Geschiebe und durch Entdeckung von Gletscherschliffen bringen. Er versuchte Schneegrenzangaben für die Eiszeit (1600 m) und besprach die erodierende Tätigkeit des Eises, beschrieb die Eigentümlichkeit der verschiedenen Moränen bei Karstgletschern und untersuchte die Bildung der Grund- und Mittelmoränen.

Eine erstmalige flächenhafte Erfassung der Dachsteingletscher ermöglichte die in den Jahren 1872/75 im Rahmen der III. Landesaufnahme hergestellte topographische Spezialkarte Österreich-Ungarns im Maßstab 1:25.000 (vgl. Arnberger, E. / Wilthum, E., 1952:213). Diese Flächenwerte, die allerdings "*viel zu hoch gegriffen sind*" (Moser, R., 1954:2), wurden von E. Richter in seinem Werk "Die Gletscher der Ostalpen" (1888) veröffentlicht.

Auf Vorschlag von A. Penck (1898:43) ließ die k.k. geographische Gesellschaft im Jahre 1896 von Max Groller von Mildensee eine Messtischaufnahme des Hallstätter Gletschers im Maßstab 1:12.500 herstellen. Penck selbst (1898:45) meinte allerdings darüber, dass die im Zweifarbendruck erschienene Karte nur insofern einen Fortschritt darstelle, als die Gletscheroberfläche durch Isohypsen (10, 20 und 50 m kombiniert mit blauen Schraffen) bereichert wurde, ansonsten diese selbst aber die wirklichen Oberflächenverhältnisse nicht gut darstellten oder dass auch keinerlei Marken Simonys einbezogen wurden bzw. keine Einzeichnung des 1850er Hochstandes stattgefunden habe. Auch sei zwischen Gletscher- und Gehängeschutt nicht unterschieden worden.

Zum ersten Mal auf photogrammetrischem Wege aufgenommen wurde der Hallstätter Gletscher dann in den Jahren 1899 und 1901 von A. v. Hübl, der uns über die Aufnahmearbeiten auch einen kurzen Bericht hinterließ (Hübl, A. v., 1901). Diese Karte, die im Vierfarben-Druck mit Schummerung des Gletschers und des Geländes im Maßstab 1:10.000 mit einem Isohypsenabstand von 25 m erschien, beinhaltet auch die Grenze des Gletschers während seines Höchststandes von 1856 und stellt "*noch heute ein historisches Dokument und einen wertvollen Behelf für den Gletscherkundler dar*" (Moser, R., 1954:3).

Weitere Stationen bei der Erforschung des Dachsteingebietes waren die zusammenfassende Arbeit A. v. Böhm's "Das Karls-Eisfeld einst und jetzt" (1903) und die im Rahmen des Gesamtwerkes "Die Alpen im Eiszeitalter" von Penck und Brückner (1909) beschriebenen Kapitel, die den eiszeitlichen Traun- bzw. Ennsgletscher zum Inhalt haben.

Einen Meilenstein, einerseits für die Erforschung der Dachsteingruppe, andererseits aber für die gesamte Kartographie, stellt dann die Neuaufnahme des Dachsteingebirges aus den Jahren 1912/13 dar. Diese "AV-Karte der Dachsteingruppe" 1915 war die erste eines Gebirgsstockes, deren Schichtlinienplan mit Hilfe der terrestrischen Stereophotogrammetrie hergestellt wurde. Der Erfinder des Stereoautographen, Eduard v. Orel, war selbst bei der Auswertung beteiligt (Kinzl, H., 1958:7).

Leiter der topographischen Aufnahme und Verantwortlicher für die Karte war L. Aegerter. Die Übertragung auf Stein erfolgte von H. Rhon, für die Namen war K. Finsterwalder zuständig. Die während des Krieges gedruckte Karte wurde vom Alpenverein herausgegeben und erschien als Beilage im Band 46 der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Jahrgang 1915. Der Maßstab beträgt 1:25.000, der Isohypsenabstand beträgt 10 m, sie sind auch im Fels durchgezeichnet.

Diese Karte wird bis zum heutigen Tage von keiner anderen Dachsteinkarte übertroffen. Das beweisen die "Geologische Karte" (1954) und die Neuauflage 1958 bzw. 1975, die diese 1915er Karte zur Grundlage haben. Im Rahmen der Neuauflage 1958 erfuhr sie auch von H. Kinzl (Alpenvereinsjahrbuch 1958) eine gebührende Anerkennung.

Eine zusammenfassende Darstellung der Dachsteingruppe nach dem länderkundlichen Schema verdanken wir N. Krebs als Begleittext zur Karte in jener Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1915. Für die Gletscherforschung sind allerdings außer einer kurzen Beschreibung der Gletscher nur die Angaben der Flächenwerte interessant, die der Aegerter'schen Karte entnommen wurden.

Eine erste genaue Beschreibung der neuzeitlichen Gletscherhochstände bzw. der Moränenablagerungen des Hallstätter Gletschers und des Großen Gosaugletschers und deren Zuordnung zu den einzelnen Vorstoßphasen unternahm mit großem Erfolg H. Kinzl im Rahmen seiner Arbeit "Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen" (Kinzl, H., 1929).

Auch der Beginn der regelmäßigen Gletscherbeobachtungen fiel in diese Zeit. Begonnen wurde damit von N. Lichtenecker 1927 und 1930, weitere Berichtersteller dieser vom Alpenverein geförderten Beobachtungen waren H. Thalhammer, 1933, W. Thalhammer, 1935 und 1936. 1940 besuchte H. Hoinkes den Dachstein, 1941/42 und 1944 beobachteten H. und A. Senn die Gletscher. Ab 1946 übernahm Dr. Roland

Wannenmacher diese Aufgabe, die bis heute¹¹ jährlich von ihm durchgeführt wird. Auf Grund der stetig steigenden Zahl der Messmarken wurde R. Wannenmacher in mehreren Jahren von Dr. Roman Moser unterstützt, ab 1973 dann überhaupt eine Trennung der Nachmessungen in Ostteil (R. Wannenmacher) und Westteil (R. Moser) vorgenommen. Die Veröffentlichung dieser Berichte erfolgt jährlich in der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie und in den Berichten und Mitteilungen des ÖAV.

Eine weitere große Hilfe für die Bearbeitung des Dachsteingebietes stellt die "Geologische Karte" dar. Sie wurde in den Jahren 1936 bis 1940 im Auftrag des Alpenvereins unter Leitung von E. Spengler, O. Ganss und F. Kümel aufgenommen und erschien dann 1954 mit Erläuterungen im Rahmen der Wissenschaftlichen AV-Hefte (Heft Nr. 15). Wie schon erwähnt, baut dieses Werk auf der Kartengrundlage der Aegerter'schen Karte aus dem Jahre 1915 auf.

Bei der ersten Neuauflage der AV-Karte im Jahre 1958, die wie 1915 nun dem "Jahrbuch des ÖAV" 1958 beilag, wurde der Schichtlinienplan der Gletscher von E. Schneider neu bearbeitet und auch das inzwischen gletscherfrei gewordene Gelände aufgenommen und von F. Ebster "nahtlos" in die Karte eingezeichnet. Ein Kartenvergleich zwischen diesen beiden Werken, der in den Jahren 1963 und 1964 von M. Farago und F. Umgeher versucht wurde, bringt interessante Aspekte.

Doch nicht nur in Bezug auf das Kartenmaterial, auch in der Literatur war das Jahrzehnt 1950 bis 1960 sehr bedeutsam. So erschienen in den Jahren 1952 und 1953 die verdienstvollen Arbeiten von E. Arnberger und E. Wilthum (jeweils im Jahrbuch des Oö. Musealvereines Linz, Band 97 und 98). Wichtigste Behandlungspunkte dieser Arbeiten waren die Geschichte der Dachsteingletscher bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts bzw. bis zum damaligen Stand von 1952, der an Hand von zwei Karten (vergrößerte Ausschnitte der Aegerter'schen Karte von 1915 mit dem Maßstab 1:10.000) kartographisch festgehalten wurde.

Im Juni 1954 reichte dann Roman Moser seine Dissertation bei Univ. Prof. Dr. Hans Kinzl (Univ. Innsbruck) ein. Moser bearbeitete hierin neben den geologisch-morphologischen Verhältnissen vor allem die Klima- und Gletscherschwankungen von der Eiszeit bis zum Stand 1951/52 und ging hierbei auf viele Probleme, wie etwa die Schneegrenze oder Flächen- und Massenverluste ein. Eine besondere Berücksichtigung fanden auch Fragestellungen betreffend das Gletschervorfeld und die Abflussverhältnisse der einzelnen Gletscher.

Roman Moser blieb auch in den nächsten Jahren dem Dachstein treu, wovon eine ganze Reihe von kleineren Artikeln und Mitteilungen zeugen: So etwa äußerte er sich 1956 "Zur Abtragung im Dachsteingebiet" oder 1958 über "Die Gletscher des Dachsteins seit der Mitte des 19. Jahrhunderts". Gemeinsam mit A. Mayr, der ebenfalls 1954 eine

¹¹ zum Zeitpunkt der Arbeit: 1977 [Anm. R.H. 2016]

Dissertation über die "Karstentwässerung des Dachsteinstockes" fertig gestellt hatte, berichtete Moser über „Profilmessungen im Bereich der westlichen Dachsteingletscher“, und gemeinsam mit V. Vareschi über "Die Pflanzen der Moränen des Dachsteins" (1959). 1970 erschien weiter eine Arbeit über den "Schmiedstockgletscher - eine um 1850 beachtliche Vergletscherung im Dachsteingebiet".

Zuvor, nämlich 1961, hatte F. Bauer die "Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute gletscherfrei werdender Karrenformen" behandelt, und H. Holzer eine "Geologische Luftbildinterpretation" am Dachsteinplateau vorgenommen (1964).

Viele gute Hinweise, vor allem auf frühere Kartenwerke und Schilderungen, gab dann R. Lehr in seinem Buch "Der Kampf um den Dachstein" (1971). In diese Zeit fallen auch die Arbeiten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, in denen von E. Brückl, E. Gangl und P. Steinhauser über die "Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein" berichtet wurde (1967 bzw. 1970). Neben Flächen- und Volumsberechnungen wurden diese auch graphisch als Gletscheruntergrundkarten und Karten der Eismächtigkeit wiedergegeben.

Ebenfalls im Rahmen eines "IHD-Projektes" wurden im Sommer 1969 die Gletscher der österreichischen Alpen überflogen und dieser Stand in Luftbildern festgehalten, aus denen Karten im Maßstab 1:10.000 hergestellt und für den "Österreichischen Gletscherkataster" in Innsbruck bearbeitet wurden. Die Karte der Dachsteingletscher stellt wiederum eine hervorragende Grundlage für neue Berechnungen und Kartenvergleiche dar.

F. Kral (1972) verdanken wir viele Daten und Diagramme aus seiner Arbeit "Zur Vegetationsgeschichte der Höhenstufen im Dachsteingebiet", die seiner Habilitationsschrift "Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs" entnommen sind (1971).

Die letzten Ausgaben der Alpenvereinskarte erschienen in den Jahren 1975 und 1977, die Gestaltung und Nachträge (grüner Überdruck für Wald, rote Wegmarkierungen) wurden von G. Moser vorgenommen.

Eine zusammenhängende Darstellung der eiszeitlichen Vergletscherung im Trauntal bis zur rezenten Vergletscherung am Plateau gibt Dirk van Husen (1977) in der Arbeit "Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal", als deren Ergebnis eine quartärgeologische Karte beigelegt wurde.

Die Ergebnisse, insbesondere dieser Arbeit, weiter dann jener von R. Moser und E. Arnberger / E. Wilthum sollen im Folgenden verglichen und zum Teil neu interpretiert werden, wobei allerdings das Hauptaugenmerk auf die Verhältnisse am Plateau gelegt wird.

4. DAS PROBLEM DER BESTIMMUNG DER SCHNEEGRENZE AM DACHSTEIN

4.1 ALLGEMEINE BEMERKUNGEN

Dank den Ergebnissen der Massenhaushaltsuntersuchungen an acht Alpengletschern und den Berechnungen von G. Patzelt (1973, 1977), H. Kerschner (1976) und G. Gross (1974), die gemeinsam ihre "Untersuchungen über die Schneegrenze" 1976 veröffentlichten (G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976), konnte endlich eine einheitliche Definition der Begriffe und eine Bestimmung der Schneegrenze für ältere Gletscherstände gefunden werden. So ist es von Vorteil, diese Bestimmung der Schneegrenzdepression von dem Bezugsniveau (BZN) des Gletscherstandes von 1850 vorzunehmen, da sich diese präziser und besser vergleichbar als die momentane oder "heutige" Schneegrenze angeben lässt.

Während die Definitionen der temporären Schneelinie, Altschneelinie oder Firnlinie und Firngrenze schon in die glaziologische Literatur Eingang gefunden haben, erscheint vor allem die Bestimmung der Gleichgewichtslinie (GWL) von Bedeutung (G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:225).

Aus diesem Grund sollen diese Definitionen hier wiederholt werden: Die Gleichgewichtslinie (GWL) ist eine Linie, die alle Punkte auf einem Gletscher verbindet, deren Nettobilanz am Ende des Haushaltsjahres gleich null ist. Die GWL teilt die Gesamtfläche eines Gletschers (S) in das Ablationsgebiet (Sa) und das Akkumulationsgebiet (Sc). Zur Angabe einer Höhe der GWL für einen Gletscher muss ein Mittelungsverfahren vorausgehen. Die mittlere Höhe der GWL ist von Jahr zu Jahr unterschiedlich, zur Beurteilung von Gletscherschwankungen ist daher nötig, die GWL im Mittel für einen längeren Zeitraum zu betrachten (aus: G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:227).

Übereinstimmend mit dieser Arbeit soll auch hier in der Folge die GWL im Mittel für einen längeren Zeitraum vereinfacht als >die Schneegrenze< bezeichnet werden.

Aus den vielen Verfahren zur Bestimmung der Schneegrenze sollen nun zwei näher dargelegt werden, die in der Folge für die Schneegrenzbestimmung am Dachstein von Bedeutung sind.

Nach der Methode Brückner-Richter (E. Brückner, 1887 / E. Richter, 1885, 1888) wird die Schneegrenze aus Flächenverhältnissen bestimmt. Zugrunde gelegt wurde, dass ein Talgletscher aus einem "Firnfeld" (Akkumulationsgebiet, Sc) und der Zunge (Ablationsgebiet, Sa) besteht und dass bei einem bestimmten Teilungsverhältnis brauchbare Werte für die Schneegrenze zu erhalten seien, wobei das Verhältnis $Sc:Sa = 3:1$ am geeignetsten erschien.

Nun konnte bei Massenhaushaltsuntersuchungen nach der direkt-glaziologischen Methode dieses Verhältnis von Akkumulationsgebiet und Ablationsgebiet jährlich genauer ermittelt

werden. So stellten sich bei mittlerer spezifischer Massenbilanz bei den jeweils untersuchten Gletschern ungefähr gleichbleibende Flächenverhältnisse ein, sodass nach dem vorliegenden Datenmaterial (Hintereisferner, Vernagtferner, Langtalerferner, Sonnblickkees, Limmerngletscher und Silvrettagletscher) die Flächenteilungsverhältnisse zwischen $Sc/Sa = 2,2:1$ und $1,5:1$ lagen, woraus sich ein gerundeter Mittelwert von $2:1$ ergab (G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:230).

Im Gegensatz zu der Bestimmung der Schneegrenze nach Flächenverhältnissen steht die Methode Lichtenecker (1938), der die Wurzel der höchsten Seitenmoränen zur Bestimmung der Höhe der Schneegrenze heranzog. Probleme und Ungenauigkeiten können allerdings dadurch entstehen, dass die Höhe der GWL strenggenommen nur für die engste Umgebung des Seitenmoränenansatzes gilt, die Werte werden im allgemeinen auch Minimalwerte sein (G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:237).

Wie im Folgenden ausgeführt werden soll, muss speziell am Dachstein in hohem Maße das Relief und der Individualcharakter der Gletscher berücksichtigt werden.

4.2 BISHERIGE SCHNEEGRENZBERECHNUNGEN AM DACHSTEIN

Erste genauere Schneegrenzbestimmungen am Dachstein nahm E. Richter vor. Er kam bei seiner Flächenteilungsmethode von $Sc/Sa = 3:1$ beim Hallstätter Gletscher auf eine Schneegrenzhöhe von 2369 m, gab aber dann als allgemeinen Wert eine Höhenlage zwischen 2300 - 2400 m an (E. Richter, 1888:73). Diese Werte haben aber in heutiger Sicht auf Grund anderer Flächenteilungsverhältnisse bzw. damaliger schlechter Kartengrundlagen nur mehr begrenzte Gültigkeit.

Auf Grund der Seitenmoräne (Methode Lichtenecker und nach Photographien aus mehreren Jahren schließt M. G. v. Mildensee (1897:72) auf eine beiläufige Höhe der Schneegrenze von 2400 m.

R. v. Klebelsberg bestimmte dann 1949 die "*gegenwärtige durchschnittliche Schneegrenze*" für die Ostalpen mittels der "Gipfelmethode" und gab als Wert für das Dachsteingebiet 2700 m an. (1949, Band 2:661/662)

Ausführlich mit der Schneegrenze am Dachstein befasste sich dann E. Wilthum (E. Arnberger, E. Wilthum, 1953:188f). Er definiert sie als „*Linie, oberhalb der Zutrag an Schnee größer ist als Abschmelzung und Verdunstung ausmachen*". Wilthum bezeichnet den Wert von Klebeisbergs als etwas zu hoch, da das Nährgebiet des Schladminger Gletschers unterhalb der Schneegrenze zu liegen käme und auch die obersten Teile der Nährgebiete des Hallstätter und Großen Gosaugletschers nicht zur Gänze über dieser Höhe liegen. Ihm selbst scheint aber dann die Annahme einer 30 m tieferen Schneegrenze zu genügen, da er diese mit 2670 m annimmt.

Noch genauer geht dann R. Moser auf das Problem der Schneegrenze ein (1954:133-142). Moser überprüfte vorerst seinerseits mittels der Gipfelmethode die Schneegrenze

und erreichte praktisch den gleichen Wert wie Klebeisberg, nämlich 2700 m, erkennt aber dann, dass diese Angabe nur einen obersten Grenzwert darstellen kann. Auch die mit 2670 m angegebene Schneegrenze von E. Wilthum erscheint R. Moser zu hoch und er führt als Hauptgrund an, dass das Gebiet über der Isohypse 2670 m beim Hallstätter Gletscher nicht ausreichen würde, um in das Nährgebiet des Schladminger Gletschers das für diese Schneegrenzlage dort nötige Eis über den Gjaidsteinsattel nachzuschieben. Hingegen ergibt die Höfer'sche Methode, die davon ausgeht, dass die Schneegrenze in halber Höhe zwischen dem mittleren Kamm der Umrahmung und dem Gletscherende liegt, nach R. Moser zu tiefe Werte.¹²

Auch die Brückner'sche Methode der Flächenteilung stößt bei Kargletschern laut R. Moser auf große Schwierigkeiten und ließe sich daher nicht mit Erfolg anwenden. Das Teilungsverhältnis (3:1) würde sich bei diesen sehr zugunsten des Zehrgebietes verschieben, das heißt, man würde Werte erhalten, die „Lawinengletscher“ entsprächen (Moser, R., 1954:141).

Dazu soll vorerst nur kurz erwähnt werden, dass das Flächenverhältnis $Sc/Sa = 3:1$ tatsächlich nicht bestätigt werden konnte, die Annahme Mosers aber sicherlich nicht in dem Maße zutreffend ist, da ein Teilungsverhältnis von $Sc/Sa = 1,5:1$, wie im folgenden Kapitel ausgeführt, durchaus vertreten werden kann.

R. Moser entschließt sich also zu einer nicht ganz klaren Synthese der verschiedenen Methoden und kommt somit auf folgende Schneegrenzhöhen zum Zeitpunkt der Jahre 1951/1952:

HG:	2650 m	KGG:	2490 m
GGG:	2630 m	NTG:	2510 m
SGL:	2610 m	STG:	2510 m
SLG:	2350 m	EG:	2500 m

Auffallend ist hierbei die Tatsache, dass die Schneegrenze des Schladminger Gletschers im Vergleich der drei größten Dachsteingletscher den niedrigsten Wert einnimmt. Eine Überprüfung ergab, dass diese Angaben einem Flächenverhältnis von $Sc/Sa = 1:2$ annähernd entsprechen würden. Auch dann lägen allerdings die Werte Mosers beim Hallstätter Gletscher um 30 m, beim Großen Gosaugletscher um 45 m zu hoch, beim Schladminger Gletscher jedoch um 10 m zu tief.

Schneegrenzwerte $Sc/Sa = 1:2$:

HG:	2620 m
GGG:	2585 m
SG:	2620 m

Grundlage: AV-Karte 1958

¹² Diese Methode führt sich in einem Karstgebiet wie am Dachstein mit Mulden und Stauriegeln selbst ad absurdum. Als Beispiel kann angeführt werden, dass das Gletscherende um 1920 um etwa 10 m höher lag als 1977, die Gletscherfläche aber in keinem Verhältnis dazu stand.

Auch bei allen weiteren Dachsteingletschern (mit Ausnahme des Edelgrießgletschers) scheint die Schneegrenze von R. Moser zu hoch angenommen worden zu sein, diese Tatsache resultiert wohl allgemein daraus, dass R. Moser den augenblicklichen Wert in den glaziologisch ungünstigen Haushaltsjahren um 1950 zu sehr berücksichtigte, seine Schneegrenze also nicht im Sinne einer GWL, sondern eher einer Altschneelinie oder Firngrenze für diesen kurzfristigen Zeitabschnitt zu verstehen ist.

4.3 ZUR FRAGE DER FLÄCHENBESTIMMUNGSMETHODE UND DES TEILUNGSVERHÄLTNISSSES AM DACHSTEIN.

Wie in den Ausführungen von G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt (1976) erwähnt wird, kann man Flächenverhältnisse zwischen $Sc/Sa = 2:1$ ($AAR = 0,68$)¹³ und $1,5:1$ ($AAR = 0,60$) als Grundwerte durchaus annehmen und auf andere Gletscher übertragen, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind:

1. Der Gletscherstand der Karte muss annähernd einen Gleichgewichtszustand darstellen, das heißt, die Fläche des Ablationsgebietes muss den Ernährungsbedingungen etwa entsprechen.
2. Die Oberfläche des Gletschers darf nicht zu stark durch Wände oder Steilstufen gestört sein. Gletscher mit hoher Felsumrahmung, großen Eisabbrüchen, steil abbrechenden oder kalbenden Zungen haben stark abweichende Flächenverhältnisse für $\bar{b} = 0$ und sind für Schneegrenzberechnungen mittels festgelegter Flächenteilung nicht geeignet (aus: G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:231).

Es stellt sich nun die Frage, inwieweit die Dachsteingletscher diesen Bedingungen entsprechen: Möglichkeiten für diesbezügliche Berechnungen bieten drei Karten, nämlich die Alpenvereinskarten 1915 und 1958 und schließlich die Gletscherkatasterkarte 1969. Am wenigsten entspricht der Gletscherstand von 1913 auf der AV-Karte 1915 den Bedingungen, da hierbei eine Momentaufnahme während eines starken Rückzuges dargestellt wird.

Bessere Ergebnisse lassen die Werte auf Grund der 1958er Karte erwarten, obwohl auch zum Zeitpunkt dieser Gletscheraufnahme (1956) allgemein noch Abschmelztendenz vorherrschte, der Rückzug vollzog sich aber nicht mehr in dem Maße wie etwa 1913. Die im Jahr 1969 hergestellte Katasterkarte entspricht nun am besten der geforderten Bedingung eines stationären Zustandes. Wie der Kartenvergleich und die jährlichen Originalmessberichte des Alpenvereins von R. Wannenmacher und R. Moser zeigen, war ein Abschmelzen seit 1969 nur mehr im Zungenbereich des Hallstätter Gletschers zu bemerken, der östliche und der westliche Lappen waren ebenso wie der gesamte Schladminger Gletscher seit mehreren Jahren stationär. Auch die Veränderungen des Großen Gosaugletschers hielten sich in bescheidenen Grenzen.

¹³ AAR (Accumulation Area Ratio) = Angabe von Sc/Sa in Prozent der Gesamtfläche des Gletschers

Auch Bedingung 2 wird von den drei großen Dachsteingletschern zufrieden stellend erfüllt, Einschränkungen sind allerdings beim Großen Gosaugletscher angebracht, da das Nährgebiet dieses Gletschers durch die hohe Felsumrahmung des Kammes Dachstein - Hohes Kreuz im Osten, durch den Hohen Dachstein, Mitterspitz und Torstein im Süden und die Hohe Schneebergwand im Westen eingengt erscheint und dadurch vermutlich etwas zu tiefe Werte die Folge sind.

Es bleibt nun also noch die Frage offen, welches Teilungsverhältnis für die Dachsteingletscher am günstigsten erscheint. G. Gross, H. Kerschner und G. Patzelt (1976:231) kamen zu der Erkenntnis, dass in niederschlagsreichen Gebieten mit absolut tiefer Höhenlage der GWL die Flächenverhältnisse S_c/S_a unter 2:1 liegen, in trockeneren Gebieten mit hoher Lage der GWL um oder über 2:1.

Da nun der Dachstein sicherlich zu den niederschlagsreicheren Gebieten gezählt werden kann und auch ohne vorherige Berechnung die absolute Lage der Schneegrenze tief liegen muss, da ja sonst in diesem Gebiet gar keine Vergletscherung vorhanden wäre, scheint es von vornherein angebracht, ein Teilungsverhältnis von $S_c/S_a = 1,5:1$ ($AAR = 0,60$) zugrunde zu legen. Auch vom Relief her scheint eine Verschiebung zugunsten des Zehrgebietes angebracht, da im Karstgelände durch Dolinen, Kare und Karriegel das Eis bisweilen gestaut bzw. gehemmt wird und dadurch eine etwas kleinere Zehrgebietsfläche zustande kommt, als sie eigentlich auf Grund der Eismassen entstehen müsste. Dies trifft bei den Berechnungen der Schneegrenze für 1850 für den Hallstätter Gletscher (Taubenriedel, Taubenkarschwelle) und in noch stärkerem Maße für den Schladminger Gletscher zu, der während dieses Hochstandes keine eigentliche Zunge ausbilden vermochte.

Wie die späteren Ausführungen zeigen werden, ist das Teilungsverhältnis $S_c/S_a = 1,5:1$ tatsächlich am besten zu vertreten. Zu Vergleichszwecken sollen aber auch die Berechnungen im Verhältnis $S_c/S_a = 2:1$, ($AAR = 0,68$) und $S_c/S_a = 4:3$ ($AAR = 0,57$) angegeben werden.

4.4 DIE REZENTE SCHNEEGRENZE (GWL) AM DACHSTEIN

4.4.1. Die Berechnung der Schneegrenze

Bei der Berechnung der GWL ist folgende Vorgangsweise zu empfehlen: Auf der jeweiligen Kartengrundlage werden die horizontalen Flächen zwischen zwei Isohypsen (100 m Höhenstufen) planimetriert und in Form einer hypsographischen Kurve in ein Koordinatensystem eingezeichnet. Die Gesamtgletscherfläche (S) wird je nach dem Teilungsverhältnis dividiert und dieser Wert auf die Abszisse aufgetragen. Am Schnittpunkt der Ordinate mit der hypsographischen Kurve kann die jeweilige GWL abgelesen werden.

4.4.2 Kartengrundlagen für die Berechnung der Schneegrenze

Wie schon angeführt, kann die rezente Schneegrenze am Dachstein anhand von zwei Kartengrundlagen gut bestimmt werden (AV-Karte 1958, Katasterkarte 1969), wobei die Katasterkarte nicht nur wegen des neueren Standes, sondern auch wegen der offensichtlich ausgeglicheneren Massenbilanz günstiger erscheint. Diese Werte bestätigen sich insofern, dass die Schneegrenzhöhen von 1969 gut mit denen von 1958 korrelieren.

Schließlich wurde zur Überprüfung die Gleichgewichtslinie am Hallstätter Gletscher und am Großen Gosaugletscher nach dem Gletscherstand 1977 auf der Grundlage der Katasterkarte mit Berücksichtigung der Veränderungen der letzten 8 Jahre berechnet. Der Wert des GGG von 1969 mit 2475 m scheint dabei etwas zu hoch zu sein.

4.4.3 Rezente Schneegrenzwerte¹⁴

Schneegrenze 1956 (Kartengrundlage: AV-Karte 1958)

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 3:2 (1,5:1)	Sc/Sa = 4:3 (2:1,5)
HG	2480 m	2510 m	2520 m
GGG	2435	2460	2470
SGL	2560	2570	2575

Schneegrenze 1969 (Kartengrundlage: Katasterkarte 1969)

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 3:2 (1,5:1)	Sc/Sa = 4:3 (2:1,5)
HG	2490 m	2520 m	2530 m
GGG	2450	2475	2485
SGL	2560	2570	2575

Schneegrenze 1977 (Kartengrundlage: Katasterkarte 1969, rekonstruierter Gletscherstand 1977)

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 3:2 (1,5:1)	Sc/Sa = 4:3 (2:1,5)
HG	2500 m	2525 m	2535
GGG	2440	2460	2475

Für die restlichen Dachsteingletscher sollen nur die Werte auf der Grundlage der Katasterkarte angegeben werden, da diesen, wie später näher ausgeführt, ohnehin kein allzu großer Aussagewert zukommt bzw. die Flächenveränderungen in den angegebenen Zeiträumen von 1956 bis 1969 und 1969 bis 1977 viel zu gering waren.

¹⁴ Zahlen, hypsographischen Kurven und Berechnungen im Anhang. Die Werte von 1969 entstammen dem österreichischen Gletscherinventar, Innsbruck.

Schneegrenze 1969 restl. Dachsteingletscher (Kartengrundlage: Katasterkarte 1969)

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 1,5:1
SIG	2270 m	2280 m
KGG	2420	2430
NTG	2460	2465
STG	2470	2470
EG	2510	2515

4.4.4 Besprechung der Ergebnisse

4.4.4.1 Hallstätter Gletscher

Die derzeitige Schneegrenze am Hallstätter Gletscher konnte also in der Höhe von 2520 - 2530 m bestimmt werden. Nach den Angaben im Österreichischen Gletscherinventar (G. Gross) lag die Altschneelinie der Katasterkarte 1969 bei 2510 m. Diese verlief 1977 praktisch gleich wie 1969, sie lag nur stellenweise knapp höher, wie etwa am rechten Lappen (eigene Beobachtungen, Bildvergleiche). Wenn man weiter bedenkt, dass der Gletscher vor allem im mittleren Zungenbereich noch immer rückweichende Tendenz besitzt, so scheint die berechnete Höhenlage der Schneegrenze sehr genau zu passen. Interessant hierfür und auch als weiterer Beleg dient die Tatsache, dass sich in den letzten Jahren die Altschneelinie bzw. Firngrenze sehr konstant in dieser Höhenlage befand, was daraus geschlossen werden konnte, dass der Altschneelinie von 1977 mehrere Jahresschichten im Abstand von etwa 3 - 10 m vorgelagert und daher gut zu erkennen waren. Allgemein befand sich auch die Firngrenze 1977 gegenüber jener von 1969 (Katasterkarte) leicht erhöht, sie kann für 1977 etwa mit 2460 - 2470 m angegeben werden (Wert 1969: 2450 m).

4.4.4.2 Großer Gosaugletscher

Am Großen Gosaugletscher lag die Altschneelinie 1977 tiefer als 1969. Der Grund hierfür liegt möglicherweise in der besseren Abschirmung des Gletschers gegen die im Sommer 1977 häufig aufgetretenen starken Südwinde, die vor allem am Hallstätter Gletscher (westlicher Teil) und am Schladminger Gletscher (östlicher Teil) ungehindert den Gletscher bewehen können. Am westlichen, durch den Koppenkarstein geschützten Lappen des Schladminger Gletschers lag die Altschneelinie daher ebenfalls tiefer als 1969.

Die Gleichgewichtslinie des Großen Gosaugletschers erscheint mit 2475 m nur auf den ersten Blick sehr tief, genauere Betrachtungen zeigen, dass der Gletscher bei seinem eingeeengten Nährgebiet im Vergleich zu seiner Größe eine niedrigere Schneegrenzlage haben muss. Diese im Vergleich zu den beiden anderen großen Dachsteingletschern tiefe Lage ergibt sich sicherlich zu einem nicht unerheblichen Teil aus seiner hohen

Felsumrahmung und den daraus resultierenden Erscheinungen wie Schneezufuhr durch Lawinen oder verstärkte Beschattung.¹⁵

Die Berechnungen im Rahmen des Österreichischen Gletscherinventars (G. Gross) ergaben nun für 1969 folgende Werte: Die Altschneelinie wurde mit 2520 m und die Firngrenze mit 2430 m berechnet. Der in diesem Jahr verhältnismäßig hohen Lage der Altschneelinie gegenüber der Firngrenze ist für den folgenden Zeitraum entgegenzusetzen, dass sogar die Gletscherränder oft verschneit waren und daher Nachmessungen erschwerten oder auch gar nicht zuließen (R. Moser, Gletschermessberichte, 1969 – 1977: Öst. Gletscherinventar Innsbruck). Auch 1977 lag die Altschneelinie unter der von 1969. Somit kann zusammenfassend der Schneegrenzwert von rund 2475 m gut gerechtfertigt werden.

4.4.4.3 Schladminger Gletscher

Der Schladminger Gletscher zeigt von allen Dachsteingletschern das stationärste Bild. Dies äußert sich auch bei der Höhenlage der Schneegrenze, die sowohl nach der AV-Karte 1958 als auch nach der Katasterkarte 1969 2570 m beträgt, also konstant blieb. Damit besitzt er den höchsten Wert der drei großen Dachsteingletscher, was expositions- und reliefbedingt ist. So umgibt den Gletscher nur im Westen eine bedeutendere Felsumrahmung (Großer und Kleiner Koppenkarstein), was sich auch in seiner äußeren Form ausdrückt, indem der westliche Lappen die tiefste Lage erreicht. Dies ist eine Bestätigung mehr für die starke Abhängigkeit der Dachsteingletscher von einer Schutzlage durch eine Felsumrahmung.

Parallel zur Schneegrenze liegen auch die Altschneelinien und die Firngrenze (ASL: 2595 m, FG: 2570 m; Werte von 1969: G. Gross, Öst. Gletscherinventar Innsbruck) höher als bei den übrigen Dachsteingletschern. Wiederum am westlichen Lappen können diese Linien für 1977 etwas tiefer angenommen werden, am restlichen Teil des Gletschers lagen sie gleich wie 1969. Somit stimmt auch hier die berechnete Schneegrenzhöhe mit 2570 m gut mit den tatsächlich beobachteten Verhältnissen überein.

4.4.4.4 Restliche Dachsteingletscher

Zusammenfassend noch einige Worte über die Höhenlage der Schneegrenze der kleinen Dachsteingletscher. Obwohl ihre Werte im allgemeinen tiefer liegen als die der drei großen Dachsteingletscher, lässt sich auch hier eine gewisse Bestätigung für die Richtigkeit der Schneegrenzangaben dieser drei Gletscher finden, denn gerade hier spielen Exposition und Felsumrahmung eine entscheidende Rolle.

Demnach hat, wie zu erwarten, der östlichste Dachsteingletscher, der Edelgrießgletscher (bzw. -firn), der dem Schladminger Gletscher benachbart ist, die höchste

¹⁵ In noch erheblicherem Maße verdankt diesen Gegebenheiten der Schneelochgletscher überhaupt seine Existenz.

Schneegrenzlage (2515 m). Zustande kommt dieser Wert durch die ungünstige Südexposition, er verdankt sein Bestehen zum großen Teil den steilen Wänden des Koppkarsteines (Südstaulage, Lawinen).

Die in Nachbarschaft des Großen Gosaugletschers gelegenen Kleinen Gosaugletscher sowie Nördlicher und Südlicher Torsteingletscher zeigen auch in etwa übereinstimmende Werte (KGG: 2430 m, NTG: 2465 m, STG: 2470 m), wobei aber das Lokalrelief für die Höhe letztlich den Ausschlag gibt.

Ganz besonders deutlich tritt nun der Faktor der Schutzlage durch hohe Felsumrahmung beim Schneelochgletscher auf. Die Höhe der Schneegrenze von 2280 m bedeutet nicht nur für die Dachsteingletscher, sondern auch gesamtalpin einen sehr niedrigen Wert. Das mittlere Auftragen des Felsrahmens über dem Gletscher beträgt 300,4 m (GGG: 228,7 m, HG: 184,7 m; SGI: 159,8 m; Werte aus: R. Moser, 1954:10a). Ein großer Teil des Schneefeldes liegt ständig im Schatten, die Schneezufuhr durch Niederschläge (Nordstaulage, wenig Windverfrachtung) und Lawinen ist beträchtlich (vgl. FN 15).

Allgemein sollte jedoch die Aussagekraft der Schneegrenzangaben dieser Kleinstgletscher nicht überschätzt werden.

Abschließend sei also festgehalten, dass die Höhenlage der GWL vom Schladminger Gletscher über den Hallstätter Gletscher zum Großen Gosaugletscher hin abnimmt. Die Gründe hierfür sind einerseits in der Exposition, zum Großteil aber in der Bedeutung der Umrahmung der Gletscher durch Felswände zu sehen.

Bei der Angabe einer GWL für das gesamte Gebiet ist größte Vorsicht geboten, da sich besonders bei den Dachsteingletschern das Lokalrelief und das damit verbundene Lokalklima stark auswirken. Am ehesten kann man noch dafür den Wert des größten Dachsteingletschers, des Hallstätter Gletschers, heranziehen, da dieser sowohl nach Lage, Exposition und Felsumrahmung eine Mittelstellung einnimmt. Die Höhe der GWL für das Dachsteingebiet wäre also demnach mit etwa 2520 m anzusetzen.

Schließlich standen die berechneten Werte von $Sc/Sa = 1,5:1$ im Vergleich zu $Sc/Sa = 2:1$ in einem besseren Verhältnis zu den im unmittelbaren Gelände rekonstruierten Höhenlagen, sodass auch aus diesem Grund die Annahme des Teilungsverhältnisses $Sc/Sa = 1,5:1$ gerechtfertigt erscheint.

4.5 SCHNEEGRENCZWERTE VON 1913

Wie in Abschnitt 4.3 kurz erwähnt, geben die Berechnungen nach der Grundlage der Alpenvereinskarte 1915 wegen der offensichtlich nicht ausgeglichenen Massenbilanz keine zufriedenstellenden Werte. Als Beleg neben dem starken Rückzug mag noch dienen, dass, wie sich bei einem direkten Kartenvergleich herausstellte, die Nährgebiete

der drei großen Dachsteingletscher im Jahre 1956 besser aufgefüllt waren als zum Zeitpunkt der Kartenaufnahme 1913. Dies steht in keinem Vergleich zur damaligen Gesamtfläche. Wenn diese Werte trotzdem angeführt werden, so nur, um eben darzulegen, dass die Schneegrenzbestimmung mit einem festgelegten Flächenteilungsverhältnis an Gletschern, die starken Veränderungen unterworfen sind, nicht wirklich zielführend sein kann.

Schneegrenze 1913 (Kartengrundlage: AV-Karte 1915)

	Sc/Sa =2:1	Sc/Sa = 1,5:1
HG	2420 m	2460 m
GGG	2430	2460
SGL	2480	2515
SLG	2240	2250
KGG	2360	2385
NKG	2420	2430
STG	2400	2410
EG	2460	2470

Werte: Sc/Sa =2:1 und Sc/Sa = 1,5:1 für HG, GGG, SGL aus Öst. Gletscherinventar Innsbruck, restliche Angaben mit Nährgebietsvergleichen nach eigenen Berechnungen¹⁶

Wenn man nun diese Werte in Relation zu der rezenten Schneegrenze (Katasterkarte 1969) sieht, so ergeben sich folgende Veränderungen der Höhenlage. Vorweggenommen sollen auch gleich die Verschiebungen gegenüber 1850 werden, um einen vollständigen Vergleich zu gewährleisten.

	Schneegrenzveränderungen	
	1969 zu 1913	1913 zu 1850
HG	- 60 m	- 65 m
GGG	- 15	- 50
SGL	- 55	0
SIG	- 30	+10
KGG	- 45	keine Einzelwerte,
NTG	- 35	zusammenhängende
STG	- 60	Vergletscherung
EG	- 45	+10

Man sieht also, dass beim Vergleich 1969 zu 1913 die Depressionswerte schon sehr unterschiedlich sind, noch deutlicher tritt dies jedoch beim Vergleich 1915 zu 1850 zu Tage: hier zeigen die Werte vor allem beim Schladminger Gletscher, Schneelochgletscher und Edelgrießgletscher an, dass die Nährgebiete gegenüber 1850 stark eingesunken waren (sogar stärker als 1969) und flächenmäßig viel eingebüßt hatten, während die

¹⁶ Angaben siehe Originalausgaben der Hausarbeit im Geogr. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Universitätsbibliothek Innsbruck

Zungen doch noch beträchtliche Ausmaße innehatten. Von einer ausgeglichenen Massenbilanz kann also keine Rede sein.

4.6 REKONSTRUKTION DER SCHNEEGRENZEN VON 1850

Bei der Berechnung der Schneegrenzen von 1850 wurde folgendermaßen vorgegangen: Auf der AV-Karte 1958 wurden die Gletscherflächen von 1850 rekonstruiert, was auf Grund von Seitenmoränen und Bild- und Kartenvergleichen keine Schwierigkeiten bereitete. Der Verlauf der Isohypsen (100 m Äquidistanz) wurde beim Schladminger Gletscher und beim Großen Gosaugletscher durch je ein Längsprofil (vgl. darüber G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:240) erarbeitet. Am Hallstätter Gletscher wurden zwei Profile konstruiert, nämlich eine Linie von der Dachsteinwarte bis zum Taubenriedel und eine zweite, ausgehend von Isohypse 2400 ins Obere Taubenkar. Eine große Hilfe hierbei waren die Beschreibungen und Bilder von Fr. Simony (v.a. 1895). So legte Simony die Eismächtigkeit während des Hochstandes am heutigen Eisjoch mit über 40 m, im Oberen Taubenkar mit ca. 100 m fest. Auch das Nährgebiet konnte auf Grund Simonys Schilderungen gut erfasst werden.

In der Folge wurden die 100 m Höhenstufen planimetriert und schließlich die Höhe der GWL aus der hydrographischen Summenkurve graphisch ermittelt.

Für die 1850er Schneegrenze können daher für die Dachsteingletscher folgende Werte gelten:¹⁷

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 3:2 (1,5:1)	Sc/Sa = 4:3 (2:1,5)
HG	2330 m	2395 m	2420 m
GGG	2390	2430 bzw. 2410	2440
SGL	2490	2525 bzw. 2510	2540
SLG	2240	2260	2270
KGG, NTG, STG	2340	2375	2390
EG	ca. 2460	ca. 2470	ca. 2480

KGG, NTG, STG: zusammenhängende Torsteinvergletscherung

Die Depression gegenüber der rezenten Schneegrenze (Katasterkarte 1969) beträgt demnach:

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 3:2 (1,5:1)	Sc/Sa = 4:3 (2:1,5)
HG	160 m	125 m	110 m
GGG	60	45 bzw. 65	45
SGL	70	45 bzw. 60	35
SLG	10	20	25

¹⁷ Detaillierte Angaben siehe Originalausgaben der Hausarbeit im Geogr. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Universitätsbibliothek Innsbruck

Auf die Depressionswerte der Torsteinvergletscherung gegenüber heute können schwerlich Rückschlüsse gezogen werden, da eben um 1850 das gesamte Areal an den Nordwestwänden des Torsteins vergletschert war. Auch der Wert des Edelgrießgletschers ist sehr problematisch, da durch das Nichtvorhandensein von Endmoränen eine genaue Rekonstruktion nicht möglich ist.

Zu den jeweils zwei Werten beim Großen Gosaugletscher und Schladminger Gletscher ist folgendes zu bemerken: Der erste Wert bezieht sich auf die rein vergletscherte Fläche, wie sie sich aus der Rekonstruktion ergibt. Nun muss man allerdings bedenken, dass beim Großen Gosaugletscher das Einzugsgebiet um die untere Windluke, also die Fläche zwischen Mitterspitz und Torstein, für die Ernährung des Gletschers, speziell für eine Auswirkung im Zehrgebiet, keine Rolle spielte, wie aus den topographischen Gegebenheiten heute zu ersehen ist (dieses vergletscherte Gebiet ist heute durch einen Felsriegel vom Großen Gosaugletscher getrennt). Ähnlich liegen die Verhältnisse beim Schladminger Gletscher, wo die Ostwände des Kleinen und Hohen Gjaidsteins um 1850 zwar vergletschert waren, aber auch für die Ernährung des Gesamtgletschers wenig Bedeutung hatten.

So wurden bei einer weiteren Berechnung diese Gebiete nicht miteinbezogen, woraus sich nun die zweiten, dem Relief eher entsprechenden Werte, ergaben.

4.7 BESPRECHUNG DER 1850er SCHNEEGRENZE

Bei einer Gegenüberstellung der 1850er Schneegrenzwerte fällt auf, dass der Schladminger Gletscher noch immer die mit Abstand höchste Schneegrenze innehat. An zweiter Stelle folgt aber der Große Gosaugletscher, der Hallstätter Gletscher hat nun mit 2400 m die tiefste Schneegrenzlage der drei großen Dachsteingletscher.

Es hat nun den Anschein, dass sich bei einem durch Felsumrahmung geschützten und im Nährgebiet eingeeengten Gletscher mit einer absolut tiefen Lage der Schneegrenze, wie dies beim Großen Gosaugletscher der Fall ist, Schneegrenzdepressionen in bescheidenerem Rahmen halten. Dafür könnte auch der Schneelochgletscher als Beispiel herangezogen werden, obwohl der geringe Wert von nur 20 m sicher auch dadurch zustande kommt, dass ähnlich wie beim Großen Gosaugletscher (Gebiet zwischen Mitterspitz und Torstein) und Schladminger Gletscher (Westabfall der Gjaidsteine) vergletscherte Flächen des Nährgebietes um 1850 gar nicht oder nur wenig zur Zehrgebietsvergrößerung beitrugen.

Nicht ganz eindeutig sind die Verhältnisse am Schladminger Gletscher, wo der Depressionswert von 60 m allgemein zu niedrig erscheint. Dazu muss nun gesagt werden, dass der Gletscher bei seinem Vorstoß durch die zahlreichen Dolinen und Karriegel stark eingeschränkt war. Das Einzugsgebiet reichte im Gegensatz zum wesentlich größeren Hallstätter Gletscher nicht aus, um eine deutliche Zunge

auszubilden. Weiter liegt die Schneegrenze in einem stark geneigten Gelände, eine geringe weitere Flächenzunahme im Zehrgebiet würde die berechnete Schneegrenze rasch um beträchtliche Werte absinken lassen. Da das Nährgebiet des Schladminger Gletschers auf einer Verebnungsfläche liegt, reagierte er vorerst sehr langsam auf Veränderungen. Erst wenn die Schneegrenze unter diese Verebnungsfläche zu liegen kommt, ist mit einem rascheren Absinken der Werte zu rechnen.

Natürlich muss auch der Hallstätter Gletscher reliefbedingt gesehen werden. Dennoch kann der Wert 2400 m und eine Depression von 120 m gegenüber 1969 gut vertreten werden und als Bezugsniveau (BZN) für weitere Berechnungen von früheren Gletscherständen durchaus Verwendung finden. Bei einer Übertragung auf andere Gletscher oder Gebiete ist allerdings größte Vorsicht geboten.

Für den Gletscher selbst lässt sich dieser Wert aber noch durch eine andere Weise belegen und zwar kann das Teilungsverhältnis bzw. die Höhe der Schneegrenze mit Hilfe der Methode Lichtenecker auch empirisch überprüft werden (G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:252). Eine ganz eindeutige Aussage lassen die topographischen Verhältnisse am Hallstätter Gletscher aber auch nicht zu. Zwar setzt am Fuße des Hohen Gjaidsteins eine schöne Ufermoräne bei 2416 m (R. Moser, 1954:66) an, doch dürfte diese hauptsächlich einer Eisrinne des Hohen Gjaidsteins ihr Entstehen verdanken (vgl. M. G. v. Mildensee, 1897:64) und erst nach dem Höchststand von 1850 abgelagert worden sein. N. Lichtenecker selbst bestimmte die Höhe der Schneegrenze um 1850 nach dem Austreten einer anderen Ufermoräne am rechten Gletscherrand mit 2500 m. (E. Arnberger, E. Wilthum, 1955:188). Er dürfte hier allerdings einen jüngeren Moränenansatz verwendet haben.

Auch am Fuße des Niederen Kreuzes verhindert die dortige Felsumrahmung eine ganz klare Aussage. Nach R. Moser (1954:66) setzt der linke Uferwall in einer Höhe von 2420m an, nach E. Arnberger (1955, Kartenbeilage 1:10.000) liegt sie etwa 50 m darunter, nach M. Groller v. Mildensee (1897:71) bei 2580 m, aber auch hier könnten diese Moränen, wenn auch nicht so stark wie am Gjaidsteinfuß, durch seitliche Eisrinnen oder Lawinen beeinflusst worden sein.¹⁸

Man sieht aber, dass die Moränenansätze in etwa der Höhe der berechneten Gleichgewichtslinie 1850 zu liegen kommen. Da die Werte der Methode Lichtenecker aber Minimalwerte sind, müsste demnach die Schneegrenze von 1850 eher geringfügig höher gelegen sein. Da aber eine hundertprozentige Genauigkeit ohnehin nicht erreicht werden kann und diese auch nicht vorgetäuscht werden soll, spielt eine demnach höhere Lage der Schneegrenze von maximal 20 m keine entscheidende Rolle. Der Wert GWL

¹⁸ Eine genaue Überprüfung der Höhenlage dieser Moräne war auf Grund der permanenten Schneebedeckung im Sommer 1977 auf diesem Teil des Hallstätter Gletschers nicht möglich.

"1850" von 2400 m kann also durchaus als Bezugsniveau für weitere Berechnungen an diesem Gletscher Verwendung finden.

4.8 ZUSAMMENFASSUNG UND ZUSAMMENSTELLUNG DER SCHNEEGRENZWERTE DER DACHSTEINGLETSCHER

Wie sich bei den einzelnen Berechnungen herausstellte, können die Dachsteingletscher in Bezug auf ihre Schneegrenze nicht auf einen Nenner gebracht werden. Jeder Gletscher muss individuell gesehen werden, die Exposition und die topographischen Verhältnisse wie Schutzlage oder Felsumrahmung, spielen eine große Rolle, Rückschlüsse und Übertragungen müssen daher wohl überlegt werden.

Ein Vergleich mit früheren Schneegrenzbestimmungen (hauptsächlich R. Moser, 1954, E. Arnberger / E. Wilthum, 1953) zeigte, dass diese wohl auf Grund der in diesen Jahren jeweils sehr hohen Altschneelinien auch zu hohe Schneegrenzwerte im Sinne einer GWL für alle Dachsteingletscher angaben. Die neuen Schneegrenzbestimmungen wurden nun mit dem Flächenbestimmungsverfahren durchgeführt, wobei sich das Flächenverhältnis $Sc/Sa = 1,5:1$ ($AAR = 0,6$) aus mehreren Gründen als am günstigsten erwies. Als Kartengrundlage leistete die Katasterkarte 1969 die besten Dienste, aber auch die 1958er AV-Karte zeigte, vor allem im Vergleich mit der Katasterkarte, sehr gute Werte. Nicht für Flächenteilungsverfahren geeignet erwies sich hingegen die AV-Karte 1915.

Bei der Rekonstruktion der 1850er Schneegrenze zeigten wiederum die einzelnen Dachsteingletscher ein uneinheitliches Bild. Der am Hallstätter Gletscher angegebene Wert von rund 2400 m und einer Depression von 120 m gegenüber heute dürfte den tatsächlichen Verhältnissen jedoch sehr nahe kommen und kann vor allem für weitere Berechnungen als Bezugsniveau für diesen Gletscher selbst benützt werden. Dieser Wert wird auch von G. Gross, H. Kerschner, G. Patzelt, 1976:234 insofern bestätigt, dass angegeben wird, dass ganz allgemein die Schneegrenze des 1850er Standes zwischen 100 und 150 m tiefer als die heutige Schneegrenze angenommen werden dürfe.

Zusammenstellung der Schneegrenzwerte der Dachsteingletscher:

	Jahr	$Sc/Sa = 2:1$	$Sc/Sa = 3:2 (1.5:1)$	$Sc/Sa = 4:3 (2:1,5)$
HG:	1977	2500 m	2525 m	2535 m
	1969	2490	2520	2530
	1956	2480	2510	2520
	1850	2330	2395	2420
GGG:	1977	2440	2460	2475
	1969	2450	2475	2485
	1956	2435	2460	2470
	1850	2390	2430 bzw. 2410	2440

SGL:	1969	2560	2570	2575
	1956	2560	2570	2575
	1850	2490	2525 bzw. 2510	2540
SLG	1969	2270	2280	2290
	1956	2250	2265	2270
	1850	2240	2260	2270
KGG	1969	2420	2430	2435
	1850 ¹⁹	2340	2375	2390
NTG	1969	2460	2465	2470
	1850 > KGG			
STG	1969	2470	2470	2470
	1850 > KGG			
EG	1969	2510	2515	2520
	1850	2460	2470	2480

5. ZUR GESCHICHTE DER GLETSCHERSCHWANKUNGEN IM TRAUNTAL BZW. DES HALLSTÄTTER GLETSCHERS

5.1 EINLEITUNG

Neben den Schneegrenzberechnungen stand die Erfassung alter Gletscherstände im Vordergrund der Arbeit. Wesentliche und z.T. neue Aspekte ergaben sich dabei vor allem am Dachsteinplateau. Für die früheren Gletscherstände bzw. Rückzugshalte sei auf die Arbeit von Dirk van Husen (1977) hingewiesen, in der das Einzugsgebiet der Traun südlich der Riß-Endmoränen gletschergeschichtlich dargestellt wird²⁰.

Ansonsten ist die einschlägige Literatur über dieses Gebiet nicht allzu zahlreich: In einer grundlegenden Arbeit behandelten A. Penck und E. Brückner (1909) auch die "Gletscher der österreichischen Traun" im Rahmen ihres Werkes "Die Alpen im Eiszeitalter".

Praktisch alle folgenden Arbeiten stützten sich im Wesentlichen darauf, zum Teil wurde sie verfeinert oder andere Terminologien oder Datierungen eingeführt. (Kinzl, H., 1929; Arnberger, E.; Wilthum, E., 1953; Moser, R., 1954).

Für die jungpleistozäne Gletschergeschichte des Trauntals gibt Dirk van Husen (1977) folgende Stände bzw. Halte an: Eine Zweiphasigkeit des Riß-Hochstandes, Würm-Endmoränen um den Traunsee und eine erste deutliche Unterbrechung des

¹⁹ Gemeinsame Vergletscherung mit NTG und STG

²⁰ Die Einleitung (Kap. 5.1) wurde im Zuge der Digitalisierung neu bearbeitet, einzelne Textpassagen im Kap. 5 geringfügig adaptiert [Anm.: RH 03.2016]

Abschmelzvorganges im Raum von Bad Ischl (Ischler Stand). Die bei Goisern liegenden Moränen und Schotter wurden von A. Peck (1909:377) mit dem Gschnitz-Stadium parallelisiert, von E. Arnberger, E. Wilthum (1953:190) und R. Moser (1954:37) als Schlern-Stadium bezeichnet. D. van Husen (1977:122,123) unterschied hierbei einen äußeren „Jochwandstand“ und einen jüngeren Goisererstand. Ersteren parallelisierte D. van Husen mit dem Steinach-Stadium im Tiroler Raum, den Goisererstand brachte er mit Original-Gschnitz in Zusammenhang. In der Folge soll auf die Ergebnisse dieser Arbeit noch näher eingegangen werden.

Für die älteren pleistozänen Hochstandsperioden und deren Ablagerungen wird auf die Arbeiten von H. Kohl (1962 bzw. 1974) verwiesen, dem wir auch eine quartärgeologische Karte der Traun-Enns Platte verdanken:

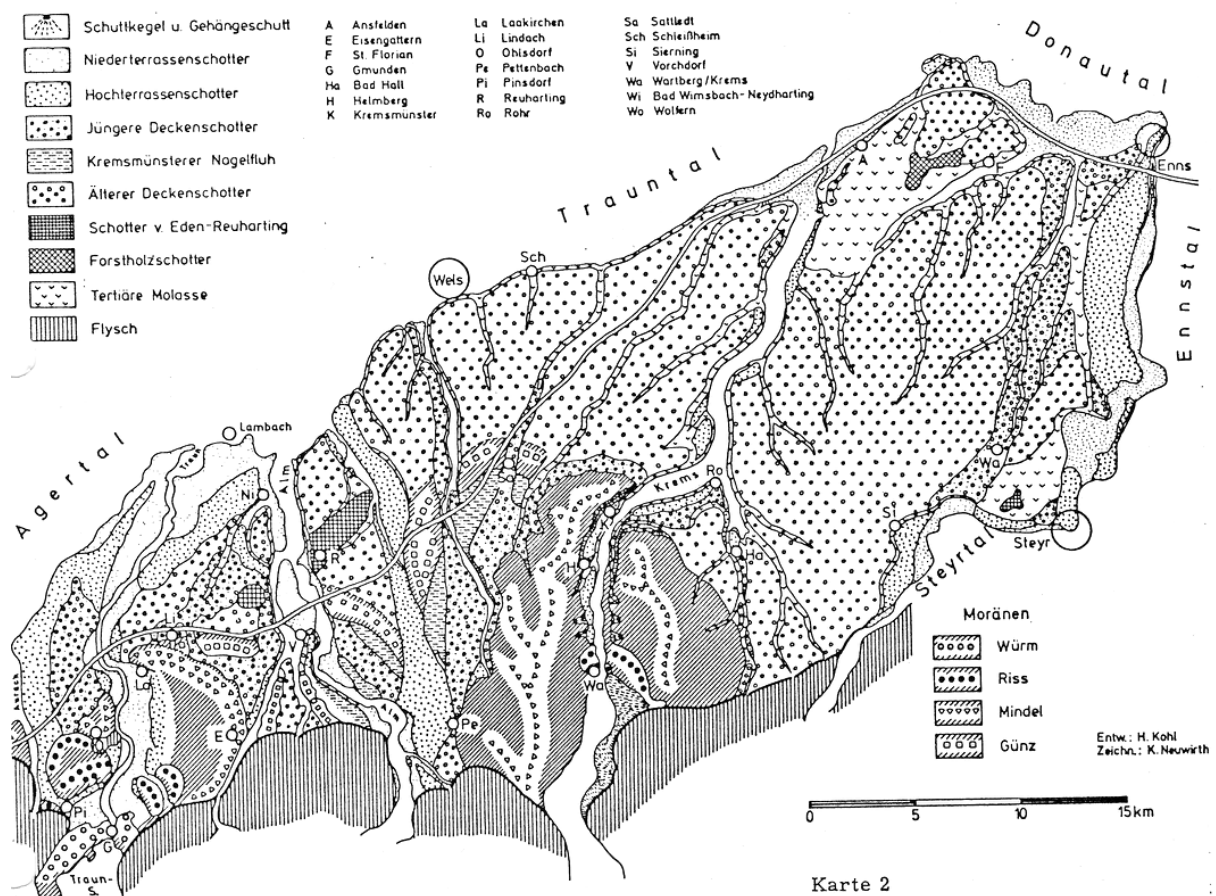


Abb.: Die Verbreitung der verschiedenen alten Quartärsedimente (aus: Kohl, H., 1974:36)

5.2. RISS

Ablagerungen des Riß-Hochglazials sind nur außerhalb der Würm-Endmoränen um den Traunsee zu finden, sonst wurden sie von der Würm-Eiszeit entweder verdeckt oder ausgeräumt. Eine Ausnahme soll die Grundmoräne in Bad Aussee darstellen (van Husen,

D., 1977:7). Auch die Spuren der ersten Abschmelzphasen des rißzeitlichen Gletschers erhielten sich allgemein nur im Umkreis des Traunsees knapp außerhalb der Würm-Endmoränen (ebd. S.15).

Der Gletscher hat während seines rißzeitlichen Hochstandes das Becken des Traunsees bis in eine Höhe von rund 650 m erfüllt. Mehrere Seitenarme waren ausgebildet (van Husen, D., 1977:17; vgl. auch Abb. 1). In der Folge seien die Endmoränen dieses Hochstandes vom Gletscher überfahren worden, er stieß in einem kurzfristigen Maximalstand noch 2 km nach Norden vor. *"Dabei wurden die Endmoränen des Hochstandes und die anschließende Hochterrasse überformt und mit Grundmoränenmaterial bedeckt."* (van Husen, D., 1977:19).

Diese Zweiphasigkeit (Hochstand - Maximalstand) wurde von D. van Husen auch beim Steyrgletscher (van Husen, D., 1975:278f) und im Flussgebiet der Enns südlich von Weyer (van Husen, D., 1968:275f) und von L. Weinberger (1955:15) am Salzachgletscher in ähnlicher Form gefunden. D. van Husen (1977:117) schließt daraus, dass es sich dabei um eine Oszillation des hochglazialen Rißgletschers gehandelt habe, die am Ende der Riß-Eiszeit auftrat und eine weitere Verbreitung hatte.

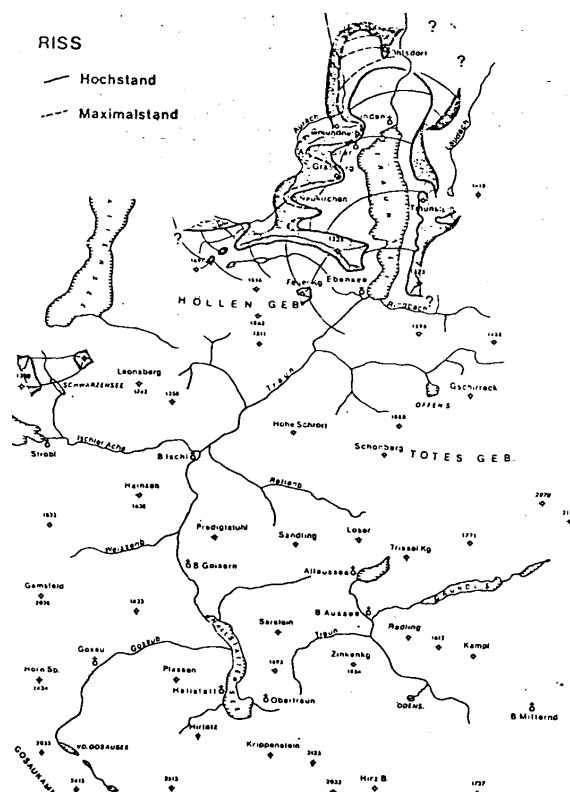


Abbildung (1) aus: van Husen, D., 1977

5.3 WÜRM

Deutliche Spuren der Würm-Vorstoßphase sind im Ausseer Becken, im Weißenbachtal, im Offenseebachtal und im Langbathtal zu sehen (van Husen, D., 1977:20). Der Traungletscher blockierte, von Süd nach Nord fortschreitend, die Nebentäler und lagerte

schließlich weit verbreitete Grundmoränen im Trauntal ab. Sehr schön ausgebildet sind auch die Endmoränen um den Traunsee, die einen nahezu geschlossenen Zug von Traunkirchen bis Gmunden bilden (ebd. S.27, Abb.2).

Auch hier soll der Maximalstand im Zungenbereich 50 m mächtiger als der Hochstand gewesen sein, er hinterließ aber undeutlichere Moränenreste als der Riß-Maximalstand, woraus geschlossen wird, dass er viel kürzer gedauert hat (van Husen, D., 1977:43). Im Gegensatz zu Riß ist aber auch hier der Hochstand durch mächtige, deutliche Moränenwälle gekennzeichnet (van Husen, D., 1977:118). Eismassen des Ennsgletschers konnten noch ins Trauntal eindringen (ebd. S.45), die Schneegrenze gibt D. van Husen nach A. Penck (1909) mit 1000 m an (ebd. S.46)²¹.

Im Würm-Spätglazial erfolgten dann ein rasches Abschmelzen und ein damit verbundener Zerfall des Eisstromnetzes im nördlichen Abschnitt des Trauntals, was zum Rückzug der Gletscherstirn bis in den Raum Bad Ischl führte (ebd. S.120).

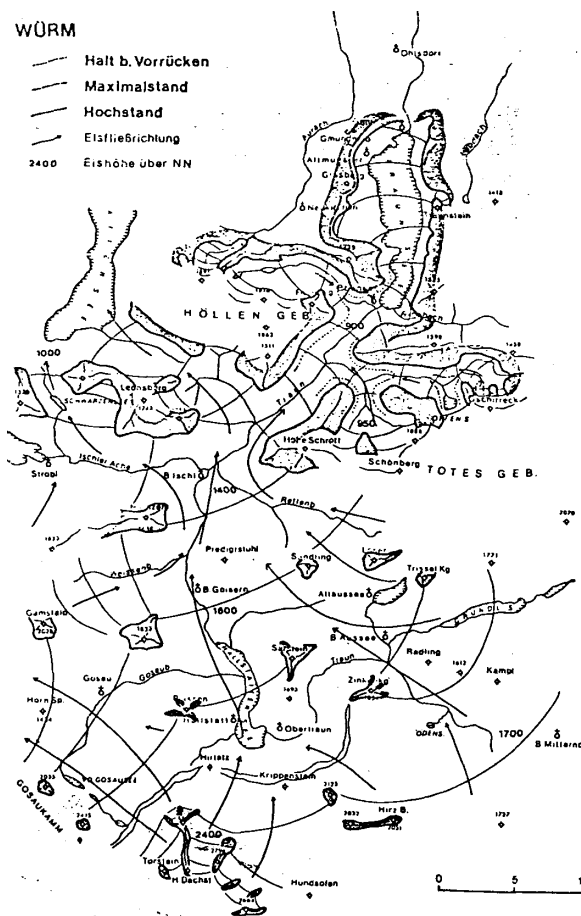


Abbildung (2) aus: D. van Husen, D., 1977

²¹ D. van Husen verzichtet auf eine eigene Angabe der Schneegrenze, weil in den fjordartigen Tälern keine Hinweise auf die Eismächtigkeit erhalten geblieben seien und die hohen Geländestufen der Plateauränder eine kontinuierliche Entwicklung der Gletscherzungen verhindert hätten, und meint, dass "dadurch ein weiterer Unsicherheitsfaktor in die Abschätzung der Schneegrenze mit eingehen würde." (S.121) Für den Taubenkarstand aber werden Depressionswerte übernommen und weiter Längsprofile für die einzelnen Gletscherstände entworfen. (van Husen, D., 1977; Anhangkarte).

5.4 ISCHLER STAND

Der Ischler Stand stellt die erste deutliche Unterbrechung des Abschmelzvorganges dar, er wird durch einen 5 bis 6 km mächtigen Vorstoß charakterisiert, "der aber außer einer Grundmoränendecke, schwach entwickelten Seitenmoränen und verbreiteten Kamesterrassen keine Spuren hinterlassen hat." (van Husen, D., 1977:121, vgl. Abb.3).

Auf Grund der Charakteristik des Bühl-Standes von A. Penck (1909:365) liegt laut D. van Husen ein Vergleich dieser beiden Stände nahe. D. van Husen meint im Folgenden, dass "als weiterer Hinweis für eine Vergleichsmöglichkeit noch das intakt gebliebene Eisstromnetz gelten kann. Es wird im südlichen Trauntal durch die Kristallingeschiebe der Niederen Tauern belegt, die damals noch zur Ablagerung kamen." (van Husen, D., 1977:121). Es wäre allerdings auch die Möglichkeit zu erwägen, dass diese Kristallingeschiebe schon zur Zeit des würmzeitlichen Maximalstandes ins Trauntal gelangt sein könnten und man daraus nicht unbedingt auf ein intaktes Eisstromnetz zur Zeit des Ischler Standes schließen muss.

R. Moser (1954:36) beschreibt an der Einmündungsstelle des Weißenbaches in die Traun Endmoränenwälle, die seines Erachtens einen großen Halt im Rückzug der Würm - Vergletscherung darstellen und die er dem Ammersee-Stadium zuordnet, welches aber heute nicht als erwiesen gilt.²²

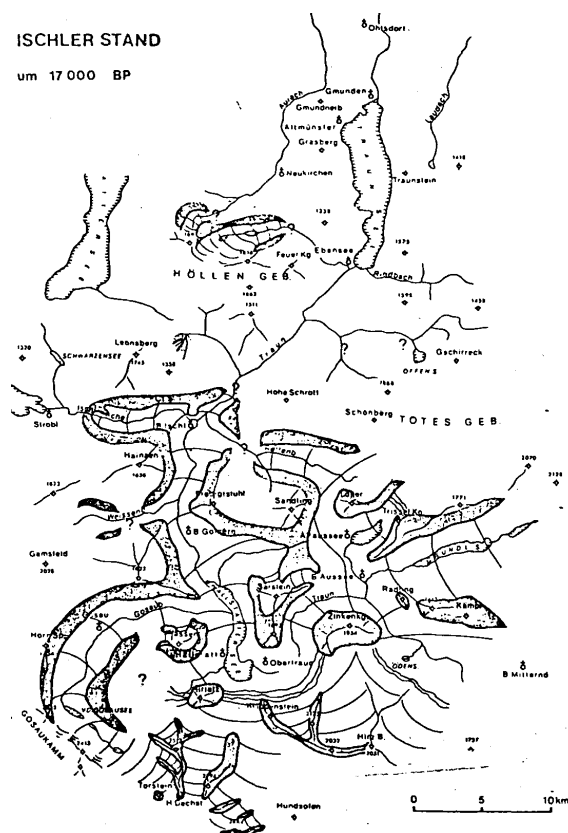


Abbildung (3) aus: van Husen, D., 1977

²² Die Arbeiten von E. Arnberger / E. Wilthum, 1953, und die Dissertation von R. Moser, 1954, werden im Literaturverzeichnis von D. v. Husen nicht angeführt.

5.5 JOCHWANDSTAND

Nach dem Ischler-Stand zerfiel nach D. van Husen (1977:67) auch das Eisstromnetz im südlichen Teil des Trauntals, die Gletscherzunge schmolz im Tal bis in den Raum des Goiserer Beckens ab, wo Schotter und Sande mit zum Teil großer Mächtigkeit aufgeschüttet wurden, diese aber dann von der kurz vorrückenden Gletscherstirn wieder überfahren wurden. Die Abfolge der Sedimente ist am besten unterhalb der Jochwand (westlich Bad Goisern) erhalten, aus diesem Grund wird dieser kurze Vorstoß von D. van Husen als "Jochwand-Stand" bezeichnet. (1977:58). Auch von diesem Stand sind keine Endmoränen erhalten, sie wären in der Enge von Lauffen oder knapp nördlich davon zu erwarten.

Auch A. Penck (1909:377) beschreibt einen "*regelrechten Komplex von Moränen und Schottern*", der von einem Gletscher stamme, der vom Plateau bis in das Gebiet von Goisern gereicht habe und "*innerhalb dessen der Hallstätter See wie ein Zungenbecken liegt*". A. Penck ordnete diesen Gletscherstand dem Gschnitz-Stadium zu, was von E. Arnberger / E. Wilthum (1953:190) und R. Moser (1954:37, hier auch als Schlern-Stadium bezeichnet) übernommen wurde.

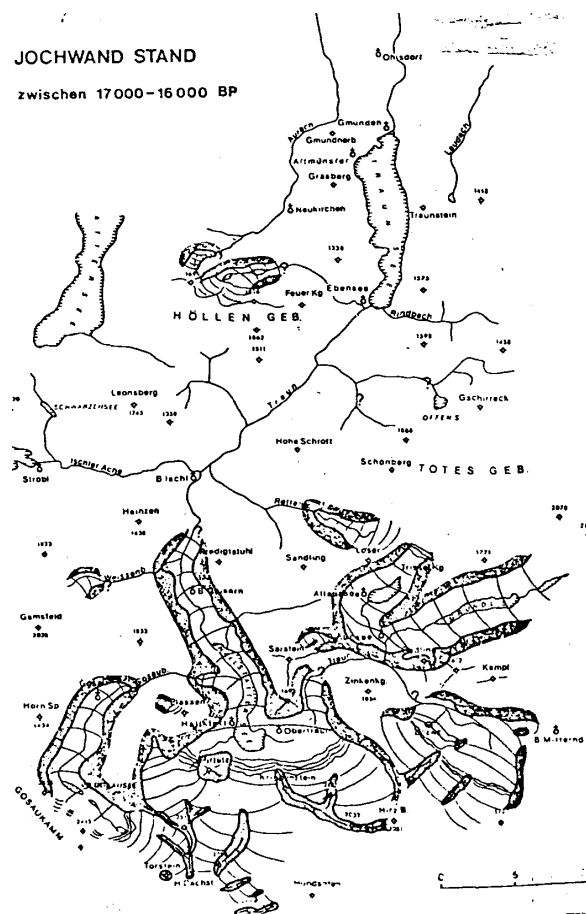


Abbildung (4) aus: van Husen, D., 1977

D. van Husen (1977:122/123) kommt nun zu der Annahme, dass der von A. Penck (1909:367) beschriebene Komplex eindeutig in die Moränen zweier unabhängiger

Gletscherstände zu trennen sei, wobei er die äußeren als dem Jochwandstand, die jüngeren nach einer Typlokalität um Ramsau als dem Goisererstand zugehörig beschreibt. Den Jochwandstand parallelisiert D. van Husen nun mit dem Steinach-Vorstoß im Tiroler Raum und findet hierfür die Begründung, dass auch in Tirol zur Zeit des Steinach-Vorstoßes die Gletscher nicht mehr zu einem Eisstromnetz verbunden waren und auch dieser über Schotter im Kontakt mit Toteis erfolgte. Weiter spricht nach D. van Husen für einen Vergleich, dass *"in beiden Räumen (Tirol und Trauntal) der Abstand zum nachfolgenden, sehr markant ausgebildeten Stand im Verhältnis zur absoluten Größe gleich ist."* (van Husen, D., 1977:122). Nach der Entwicklung der Sedimente im Moor bei Rödschitz und einem C¹⁴-Datum (15.400 plus/minus 470 BP) nimmt D. van Husen den Zeitraum von 17.000 bis 16.000 BP für den Jochwand-Stand

5.6 GOISERER STAND

Nach dem Jochwand-Stand wurden auch die Beckenlandschaften von Gosau, Goisern, Aussee, Mitterndorf und Kainisch eisfrei. Nach diesem Rückzug kam es nochmals zu einer kräftigen Klimaverschlechterung, die sich nach D. van Husen (1977:122) in den Schluffen des Rödschitz-Moores deutlich abzeichnet und auch mit rund 14.000 BP zeitlich von D. van Husen eingengt werden konnte. Dieser Vorstoß wirkte sich in allen Tälern aus und wird überall von scharf modellierten, mächtigen Moränenwällen markiert.



Abbildung (5) aus: van Husen, D., 1977

Im Goiserer Becken selbst wird der Rand des weitesten Vorstoßes des Goiserer Standes von einer scharf ausgeprägten, teils grobblockigen Endmoräne markiert, die in 580 m Höhe nördlich des Ramsau-Baches ansetzt und über den Hanuschhof bis zum Jochbach verläuft (ebd. S.71). Am orographisch rechten Ufer der Traun sind die Moränen des Goiserer Standes nur undeutlich ausgebildet.

In Bezug auf G. Patzelt (1975:321) stuft D. van Husen den Goiserer Stand, den er mit Original-Gschnitz in Zusammenhang bringt (im Gegensatz zu A. Penck, 1909:367), in die Älteste Dryas ein. *„Nach dem Goiserer Stand erfolgte durch die Erwärmung in der Böllingschwankung ein weitgehendes Abschmelzen der Gletscher, sodass bereits die niedrigen Teile des Plateaus rasch eisfrei wurden. Gegen Ende der Böllingschwankung breitete sich etwa ab 12.500 BP im Norden (Schwarzensee-Furche) bis 12.200 BP im Süden (Ödensee-Gebiet) der Wald im Trauntal aus.“* (van Husen, D., 1977:125)

5.7 ECHERNSTAND

In der Folge wirkten sich Klimarückschläge nur noch auf die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus aus. Eine grobblockige Endmoräne beim Simony-Denkmal im Echerntal, an die nach D. van Husen (1977:123) eine kurze Sanderschüttung anschließt, ist namensgebend für diesen Stand. Der Hallstätter Gletscher soll gemeinsam mit dem Schladminger Gletscher noch den Talboden im Bereich des heutigen Hallstätter Sees erreicht haben, ebenso wie eine Gletscherzunge aus dem hochgelegenen Kar östlich des Krippensteins (ebd. S.123).

Für die Datierung dieses Standes, aber auch für weitere Überlegungen spielt nun das Moor auf der Gjaidalm eine große Rolle. Dieses Moor war zur Zeit des Echern-Standes sicher noch eisbedeckt. Die Anfänge der organogenen Sedimentation wurden in dem Moor mit 11.490 +/- 280 BP festgesetzt, was dem Alleröd-Interstadial entspricht. Da keine Überlagerung dieser Sedimente durch Moränen oder Schotter erfolgte, ist ein jüngeres Datum als die Ältere Dryas-Zeit für den Echernstand nicht möglich (van Husen, D., 1977:123) Auf Grund einer Datierung des Moores beim Schmiedgut mit 11.930 +/- 250 BP, das um diese Zeit eine Klimaverschlechterung anzeigt, kommt D. van Husen zu der Auffassung, dass der Echern-Stand mit rund 12 000 BP in der Älteren Dryas-Zeit festgelegt werden kann (ebd. S.3

Für eine Parallelisierung des Echern-Standes mit dem Tiroler Raum stützt sich D. van Husen (1977:124) auf G. Patzelt (1975:327), der eine Einstufung des Daunstadiums in die Ältere Dryas als wahrscheinlich angibt. Als weiteren Hinweis wertet D. van Husen die grobblockige Ausbildung der Endmoräne. D. van Husen meint, dass *"die durch diesen Vergleich postulierte Schneegrenzdepression von 300 m gegenüber 1850 nur dann zu derart tiefreichenden Gletscherzungen am Nordrand des Plateaus geführt haben kann,*

wenn dieses während der Bölling - Schwankung nicht eisfrei geworden war. Außerdem sollen die Gletscherzungen am Nordfuß des Dachsteinplateaus hauptsächlich in der Art "regenerierter Gletscher ernährt worden sein." (van Husen, D., 1977:124).

D. van Husen bestimmt für den nächstfolgenden Gletscherstand, den Taubenkarstand (vgl. Kapitel 5.8), eine Schneegrenzdepression von 200 m gegenüber 1850, wobei der Bezugswert für 1850 nicht genannt wird. Demnach hätten für D. van Husen nur 100 m weitere Depression genügt, um nicht nur das ganze Plateau unter Eis zu begraben, sondern auch noch gewaltige Zungen auszubilden, wie dies im Echerntal und im Bereich des Hallstätter Sees und östlich des Krippensteins der Fall gewesen sein musste.

Wie nun aus den Schneegrenzberechnungen (vgl. Kapitel 4.6) ersichtlich ist, kann die Schneegrenze um 1850 am Hallstätter Gletscher mit etwa 2400 m angenommen werden. Mit einer Depression von 300 m gegenüber BZN 1850 käme man also auf 2100m, was vermutlich immer noch zu wenig ist, um das ganze Plateau derart zu vergletschern, dass sich solchermaßen mächtige Zungen ausgebildet hätten, selbst wenn dies während der Bölling-Schwankung nicht eisfrei geworden wäre. Auch die Vorstellung eines "regenerierten Gletschers" in einem demgemäßen Ausmaß ist problematisch. Eine Parallelisierung des Echernstandes mit dem Daunstadium erscheint mit Hilfe dieser Schneegrenzabschätzungen somit nicht möglich.²³

In der Folge meint D. van Husen, dass von den verschiedenen Gletscherständen "*bis heute nur der im Goiserer Becken von A. Penck (1909) beschrieben und dem Gschnitz zugeordnet wurde*" (van Husen, D., 1977:89). Beschreibungen dazu finden sich aber in der Dissertation von R. Moser (1954) in Anlehnung an A. Penck, aber auch mit neuen Gedanken und in den Arbeiten von H. Kinzl (1929) bzw. E. Arnberger / E. Wilthum (1953), in denen sehr wohl die Moränen ab dem Daunstadium bis heute beschrieben wurden.

Demnach wurden dem Daunstadium bisher Moränenwälle zugeordnet, die am Nordwestende der Herrengasse liegen sollen, wo sie der Weg auf das Dachsteinplateau in einer Höhe von 1550 m an einer Umbiegung nach der Tiergarten-Hütte überquert. Diese schon von A. Penck (1909:369) geäußerte Meinung wurde von H. Kinzl (1929:101), E. Arnberger / E. Wilthum (1953:190) und R. Moser (1954:38) übernommen und verfeinert. R. Moser (1954:38) bezeichnet diesen mit großen Blöcken übersäten Wall als linksseitigen Uferwall eines daunzeitlichen Gletschers. Eine deutliche Stirnmoräne sei nicht festzustellen, der Gletscher soll auf dem Teilstück unterhalb der Tiergarten-Hütte geendet haben, wobei das Stirnmoränenmaterial abgetragen worden sei.

²³ Ebenso dürfte die von R. Moser (1954:38) für das "Daunstadium" am Dachstein angegebene Schneegrenze mit 2200 bis 2300 m zu hoch angenommen worden sein.

Diese Ansicht kann aber heute nur mit Einschränkungen aufrecht erhalten werden, da dieser maßgebliche Wall, wie einzelne Grabungen zeigten, stark an das Anstehende gebunden ist, das zum Teil nur knapp unter der Oberfläche des "Walles" zu finden ist.

Zu erwähnen wäre noch, dass sich weiter unterhalb dieser Lokalitäten (in etwa 800 - 1000 m Höhe) eine Vielzahl von ähnlichen Wällen befindet (heute durch eine Forststraße aufgeschlossen). Am schönsten ausgebildet ist ein Wall, der nordwestlich des "Alten Herdes" ansetzt, bis zu 20 m hoch ist und bis in die Nähe des Waldbachursprungs reicht, wo er östlich davon durch eine Forststraße angeschnitten wird. Dieser Wall setzt sich hauptsächlich aus rötlichem Hirlatzkalk zusammen und deutet auf eine noch mächtige Gletscherzunge hin (eventuell Mittelmoräne). Große Ablagerungen befinden sich auch an der "Waldbachleiten", wo die Forststraße zur Klaus Alm den Waldbach überbrückt. Diese Lokalität wurde schon von R. Moser (1954:36 / Bild 68) beschrieben und als Gschnitz - Grundmoräne gedeutet.

Nach R. Moser (1954:38) soll die Hauptmasse des "Dauneises" über den Taubenriedel hinweg entlang der tiefen Furche nordwestlich der Gjaidstein-Taubenkogelscholle über die Zirmgrube, den Kreidgraben und die Bärengasse zur Tiergarten-Hütte geflossen sein. Auch das Tiefkar, der Küfelanger sowie die Gjaidalm sollen noch von Eis erfüllt worden sein, die Plateauränder aber wurden demnach, im Gegensatz zur Ansicht D. van Husens, nicht mehr überschritten. Als Beweis für das Einfließen des Eises in das Gjaidalmkar sieht E. Wilthum (1953:191) vier kleinere, ganz begrünte Wälle im südwestlichen Teil der Gjaidalm-Doline an, die aber eher doch nur als durch Kleindolinen umgeformte Grundmoränenwälle zu betrachten sind.

Ebenso beschreibt E. Wilthum (1953:191) dann drei Rückzugshalte des Daungletschers (kurze, 2-3 m hohe Wälle auf dem Dolinenboden der Wies-Alm, der Bärengasse und der Ochsenwies-Alm). Schon R. Moser (1954:39) meint dazu, dass die Wälle gegenüber dem breiten Eisrand doch zu klein seien und weist darauf hin, dass besonders im Karstgelände bei der Bestimmung von Moränenwällen Vorsicht geboten ist: *"Vom Gletschereis wird auf dem sehr bewegten Karstboden Grundmoräne abgelagert, die sekundär in die N-W streichenden Schichtfugen abgeschwemmt wird. Der auf den Schichtköpfen lagernde Schutt täuscht dann Moränenwälle vor."* (R. Moser, 1954:39)

Der von Moser dafür gewählte Ausdruck "Pseudo-Moränenwälle" ist allerdings eher unglücklich, da die Ablagerungen eben nur Grundmoränenmaterial und keine Gletscherstände in Form von Wällen anzeigen.

Die Tatsache, dass eben Grundmoränenmaterial in die am Dachsteingebiet häufig vorgegebenen Schichtfugen abgeschwemmt wurde und dort wallähnlich angelagert erscheint, ist generell ein Grund für viele nicht ganz glückliche Beschreibungen und Datierungen von Gletscherständen am Dachsteinplateau. So etwa das oben beschriebene

"Daungletscherende" in der Herrengasse oder eben die gerade erwähnten "Daunrückzugsstadien" von E. Wilthum.²⁴

Man kann also zusammenfassend feststellen, dass das "Daunstadium" am Dachstein zurzeit nicht abgrenzbar erscheint. Einerseits kann man der Annahme D. van Husens folgen, da sich sonst keine deutlichen äquivalenten Moränen anbieten. Jedoch müsste dann die Schneegrenzdepression gegenüber BZN 1850 (2400 m) etwa 400 m betragen haben. Weiter ist aber zu bedenken, dass auch, wie im Folgenden genau ausgeführt werden soll, das "Egesenstadium" nicht ganz eindeutig ist und auch hier dementsprechende Moränen fehlen. Am wahrscheinlichsten ist die Vorstellung von einem das ganze Plateau erfüllenden Daungletscher, wobei die Gletscherzungen in den Bereich der abfallenden Steilstufen zu liegen kamen und daher nicht erhalten sind.

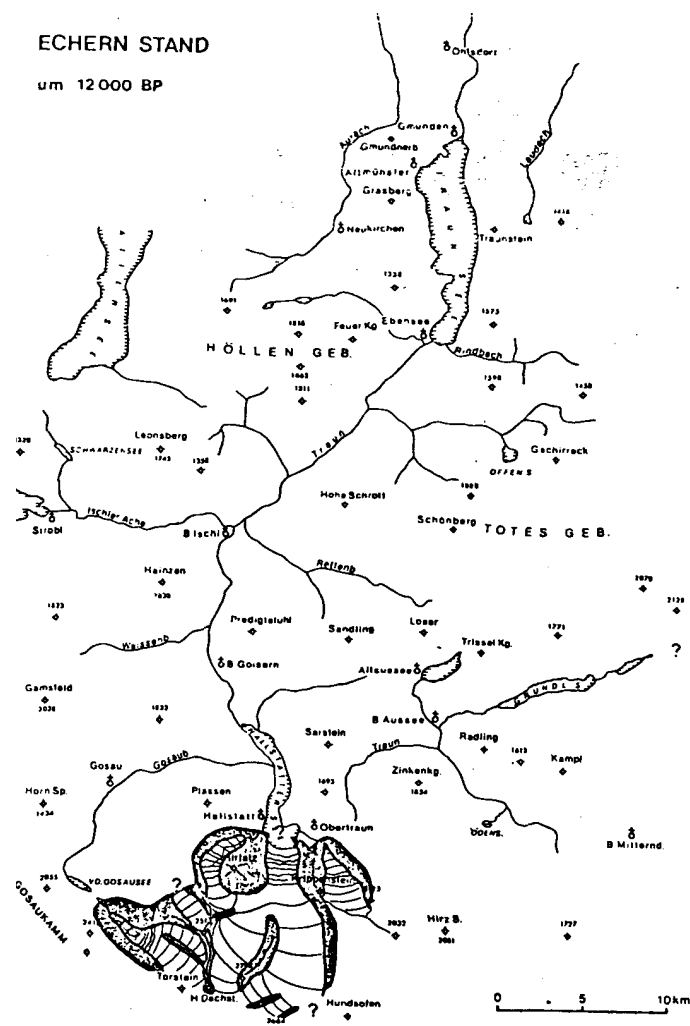


Abbildung (6) aus: van Husen, D., 1977

²⁴ Weitere Beispiele wären die "Egesenhalte" von R. Moser und E. Wilthum oder die "Fernauwälle" in der Nähe der Simony-Hütte.

5.8 TAUBENKARSTAND > Vgl. dazu Erläuterung am Ende des Kapitels auf Seite 55; Anm. RH 2018

5.8.1 Allgemeine Bemerkungen

Die Moränenerscheinungen im Unteren Taubenkar haben in der Literatur schon zu vielen Deutungen Anlass gegeben, die in der Folge nun aufgezeigt werden sollen:

H. Kinzl fand südöstlich, oberhalb der verfallenen Taubenkaralm, einen *"langen und mächtig ausgebildeten Wall in einer mittleren Höhe von rund 1900 m."* Kinzl beschrieb diese Moräne als *"linksseitigen Uferwall eines sehr großen Standes des Hallstätter Gletschers"* und findet die ebenfalls *"sehr deutlich entwickelte Endmoräne unten im Taubenkar"* (Kinzl, H., 1929:101).

E. Wilthum (1953:192) erwähnt dann die Moränen Kinzls, fand aber 50 m südlich davon einen zweiten Endmoränenwall. Weiter trifft man 75 m südwestlich davon eine mächtige, kegelförmige Moränenaufschüttung an. Wahrscheinlich beschrieb aber schon H. Kinzl diesen viel deutlicheren, wirklich als Moräne anzusehenden Wall, während der davon nördlichere nicht als Endmoräne angesprochen werden kann, da sich das Anstehende unmittelbar unter der Oberfläche befindet (vgl. Ausführungen unten).

Ebenfalls als mögliche Endmoräne deutet E. Wilthum (1953:192) einen ca. 30 m langen und 3 - 4 m hohen west - östlich verlaufenden Wall im südlichen Teil der Zirmgrube. Auf Grund dieser Moränenanordnungen schließt E. Wilthum (1953:193) auf einen dreiphasigen Egesenkomplex.

Wie nun eigene Beobachtungen ergaben, kann der von E. Wilthum als mögliche Endmoräne bezeichnete Wall in der Zirmgrube nicht aufrecht erhalten werden und zwar aus einem Grund, den E. Wilthum selbst in anderem Zusammenhang auf S.192 anführt: *"Demnach kam es zur Bildung von trichterförmigen Erddolinen in der Grundmoräne, wodurch es ebenfalls, besonders durch das Zusammenwachsen mehrerer Dolinen, zu wallartigen Gebilden kam."*

Es ist nicht ganz nachvollziehbar, warum E. Wilthum dann doch zu der Auffassung einer möglichen Endmoräne in der Zirmgrube kommt, da dies ein offensichtliches Beispiel für das Zusammenwachsen von Kleindolinen zu sein scheint. Solche wallähnliche, hauptsächlich am Südrand der Großdolinen angelagerte Grundmoränen findet man neben der Zirmgrube am Dachsteinplateau sehr häufig, das nächstliegende, den Ablagerungsformen der Zirmgrube sehr ähnliche Beispiel, ist im Kreidgraben anzutreffen.

Was die folgenden, den nördlichen Teil des Unteren Taubenkars umfassenden von E. Wilthum beschriebenen Moränen betrifft, kann ebenfalls festgestellt werden, dass es sich hier nur schwerlich um tatsächliche Endmoränen handelt. Vielmehr scheint hier zuzutreffen, dass Grundmoränenmaterial an die West-Ost-streichenden Schichtfugen angelagert wurde. Dies wurde durch mehrere Grabungen festgestellt, wobei jeweils wenige cm unter der Oberfläche das Anstehende zutage kam.

Es bleibt also nur noch der wirklich schön ausgebildete Wall im südlichen Teil des Unteren Taubenkares, der etwa 15 m breit, 6 m hoch ist und eine bogenförmige Krümmung aufweist. Diese Moräne setzt sich südwestlich nach einer kurzen Unterbrechung in einem abgeflachteren Wall fort, auf dem die Reste der verfallenen Taubenkar - Alm liegen. Dieser Wall scheint bisher den im Norden des Unteren Taubenkars liegenden "Wällen" zugeordnet worden zu sein (Wilthum, E., 1953:193; Moser, R., 1954:43). Nicht nur die Gegebenheit, dass diese südlichen Wälle als an das Anstehende angelagerte Grundmoräne zu erkennen sind, auch die topographischen Verhältnisse sprechen gegen diese Ansicht und lassen einen einzigen Wall, eben den im Süden des Taubenkars, als am wahrscheinlichsten vermuten. Die Vorstellung eines dreiphasigen Egesenkomplexes im Sinne E. Wilthums kann daher wohl fallengelassen werden, ebenso wie der Vorschlag von E. Wilthum, der die Moränen des Taubenkarstandes einer Klimaverschlechterung und einem damit verbundenen Gletschervorstoß nach der postglazialen Wärmezeit, nämlich in die Hallstattzeit, datiert. Dieser Ansicht wurde schon von H. Paschinger (1957: 137-144) widersprochen.

Auch R. Moser (1954:43-50) beschäftigte sich mit den Ablagerungen im Unteren Taubenkar sehr genau: Er schließt sich insofern der Ansicht E. Wilthums an, indem er alle Wälle im Norden und Süden des Taubenkars und in der Zirmgrube übernimmt, diese Phasen aber wie Wilthum nicht zeitlich hintereinander, sondern nebeneinander sieht. (Moser, R., 1954:45) Demnach soll die Moräne in der Zirmgrube dem linken, am weitesten vorstoßenden Eislappen, die Moräne im südlichen Unteren Taubenkar dem mittleren, am kräftigsten vorstoßenden Eislappen und die Moräne am Stufenfuß zum Oberen Taubenkar einem Toteiskörper entsprechen, *"der sich beim Rückzug des Eises über die Taubenkarschwelle vom Eis lostrennte und langsam abschmelzend den Stufenfuß mit Moräne einhüllte."* Moser erklärt die Mächtigkeit der Wälle dadurch, dass sich beim Rückschmelzen des Eises über die Wand der Doline das Zungeneis lostrennte *"und noch lange Zeit in Vorstoßlage verharrend die Moränenwälle erhöhte."* (Moser, R., 1954:45).

Die Vorstellung eines derartigen Toteiskörpers ist sehr schwierig, es entspricht nicht dem tatsächlichen Abschmelzverhalten eines Gletschers beim Rückzug über eine Karschwelle. Dies lässt sich aus dem Beispiel des Hallstätter Gletschers im Verlauf des Rückzuges nach 1850 über das Eisjoch belegen, wobei zuerst diese Felsschwelle eisfrei wurde und erst nach und nach die Toteisreste, die damals im Oberen Taubenkar lagen und eine völlig ebene, schuttbedeckte Fläche ohne Bewegung bildeten, vertikal abschmolzen. Auch ist es eher unwahrscheinlich, dass ein Gletscherrest, dem der Nachschub fehlt, also Toteis darstellt, sich noch lange in Vorstoßlage befindet und dabei einen derart mächtigen Wall aufschüttet.

Da die beiden beschriebenen Ablagerungen im nördlichen Taubenkar und in der Zirmgrube schon vorher als Endmoränenwälle ausgeschieden wurden, ist also auch die Deutung des Taubenkarstandes als "dreiphasiges Nebeneinander" äußerst problematisch.

Zeitlich gesehen datiert R. Moser (1954:43) den Taubenkarstand als Egesenstadium vor dem postglazialen Wärmeoptimum bei einer Schneegrenzhöhe von 2530 - 2550 m (vgl. Schneegrenze Katasterkarte 1969: Hallstätter Gletscher 2520 m). Auf die Meinungen, dass die Felsschwelle des Taubenriedels zur Zeit des Taubenkarstandes überflossen war (Moser, R., 1954:43; Arnberger, E. / Wilthum, E., 1952: 189; dagegen: Kinzl, H., 1929:101) soll später eingegangen werden.

D. van Husen charakterisiert die Moränen im Taubenkar als einen Gletscherstand, *"währenddessen die Gletscher noch eine wesentlich größere Ausdehnung als die neuzeitlichen um 1850 aufweisen"* (1977:82). Die Gletscherzunge überwand noch die Schwelle nördlich des Eissees und erfüllte das Untere Taubenkar. Ein Seitenarm soll das Schöberl umflossen haben, wobei unterhalb des Wildkarkogels kleine Moränenwälle abgelagert wurden. *"Ebensolche Moränen finden sich noch südwestlich der Ochsenwieshöhe, die wahrscheinlich Endmoränen eines kleinen Eisfeldes im heute unvergletscherten Kar östlich des Mittleren und Niederen Ochsenkogels darstellen."*(van Husen, D., 1977:82)²⁵.

D. van Husen bestimmt für die Gletscher des Taubenkar-Standes ohne Angabe des Bezugsniveaus bzw. der absoluten Höhe der Schneegrenze eine Schneegrenzdepression von rund 200 m und meint, dass dadurch *"eine gute Vergleichsmöglichkeit mit dem Egesenstadium besteht, das G. Patzelt (1975: 311 u. 327) in die Jüngere Dryas einordnet."* (van Husen, D., 1977:124)

Bevor auf die Depression von 200 m gegenüber 1850 näher eingegangen wird, sei noch erwähnt, dass die von D. van Husen beschriebenen Wälle unterhalb des Wildkarkogels und jene südwestlich der Ochsenwieshöhe eher nicht als Endmoränen betrachtet werden können, da sie auf anstehenden Felsrippen liegen und somit als Grundmoränen anzusprechen wären. Diesem Phänomen wurde sowohl im Gebiet der Ochsenwieshöhe als auch des Wildkar-Kogels schon von Moser (1954:39 bzw. 45) Rechnung getragen.

²⁵ D. v. Husen (1977:82) schreibt, dass *"diese Moränen alle im Gegensatz zu den unbewachsenen neuzeitlichen bereits eine gut entwickelte Bodenbildung und dichten Bewuchs mit Gras und Latschen zeigen"* und beruft sich dabei auf R. Moser und V. Vareschi (1959). Dass die neuzeitlichen Moränen unbewachsen seien, wurde von Moser aber in dieser Form nicht beschrieben, seine Pflanzenaufnahmen auf den verschiedenen Moränen zeigten sogar schon um 1950 große Artenvielfalt und starken Bewuchs an.

5.8.2 Zur Rekonstruktion der Schneegrenze des Taubenkarstandes

Um einen möglichst haltbaren Schneegrenzwert des Taubenkarstandes zu erreichen, wurde die vergletscherte Fläche für drei verschieden große Gletscherflächen rekonstruiert.

Bei der ersten Berechnung wurde eine Minimalfläche zugrunde gelegt, wobei das Profil der 1850er Rekonstruktion nur im unteren Teil (im Bereich ab dem Eisjoch) erhöht und ein zusätzliches Profil von der Mitte der 1850er Moräne bis zum Krümmungsmittelpunkt der Taubenkarmoräne gelegt wurde (Anhang²⁶). Dabei ergab sich ein Überlappen des Eises am Ostfuß des Taubenriedels in einer Höhenlage von etwa 2100 m knapp östlich der Kote 2143 m, und ein weiterer Verlauf der Gletscherzunge in nordöstlicher Richtung bis zur Moräne im Taubenkar. Auf der Gjaidsteinseite wurde der Verlauf des Gletscherrandes gegenüber 1850 nur unwesentlich nach außen verschoben und ebenfalls zu der Taubenkarmoräne geführt (Rekonstruktion und Profile im Anhang III > vgl. FN 25). Dabei wurde im Profil beachtet, dass auf der Schwelle Oberes - Unteres Taubenkar das Eis etwa 20 bis 30 m mächtig war, ein Wert, der schon von E. Wilthum (1952:189) vertreten wurde.

Somit erhält man gegenüber 1850 folgende Veränderungen:

Vergleichsbasis: Gesamtfläche der Vergletscherung um 1850: 536 ha

Taubenkarstand Minimalausdehnung: 566 ha

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 1,5:1	Sc/Sa = 2:1,5
Schneegrenze: BZN 1850	2330 m	2400 m	2420 m
Taubenkarstand: Min. Ausdehnung	2310	2370	2390
Depression:	- 20 m	- 30 m	- 30 m

Als zweite Annahme wurde nun für diese Taubenkarmoräne eine Maximalausdehnung berechnet. Hierbei wurden Veränderungen am gesamten Gletscher vorgenommen, das heißt auch die Isohypsen im Nährgebiet neu gezogen. Dies wurde durch die Anlegung von drei Profilen (Kote 2720 östlich der Dachsteinwarte bis über Kote 2030 östlich des Wildkar-Kogels / Kote 2487 zwischen Hohem und Niederem Gjaidstein bis über Kote 2030 / Kote 2505 nördlich des Hohen Ochsenkogels bis über Kote 2030 (Profile im Anhang; vgl. FN 25). Die hierbei als vergletschert angenommene Fläche umfasste neben dem Gjaidkar und dem Wildkar auch den gesamten Raum nördlich der Simony-Hütte bis

²⁶ Siehe Originalausgaben der Hausarbeit im Geogr. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Universitätsbibliothek Innsbruck

in den Bereich der Weggabelung des Franz Josef-Reitweges und des Weges in die Zirmgrube zur Gjaidalm. Die Felsschwelle des Taubenriedels wurde dabei als überflossen angenommen (Rekonstruktion im Anhang III; vgl. FN 25).

Als Maximalausdehnung für einen Gletscherstand im Zusammenhang mit den Moränen des Unteren Taubenkares dürfen daher folgende Werte gelten:

Taubenkarstand Maximalausdehnung: 884 ha

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 1,5:1	Sc/Sa = 2:1,5
Schneegrenze: BZN 1850	2330 m	2400 m	2420 m
Taubenkarstand: Max. Ausdehnung	2260	2290	2300
Depression	- 70 m	- 110 m	- 120 m

Man sieht also, dass bei einer Annahme des Teilungsverhältnisses $Sc/Sa = 1,5:1$, welches sich für die Berechnung am Dachstein als am günstigsten erwiesen hat, die Schneegrenzdepression zwischen 30 und 110 m anzusetzen ist (bei einem Teilungsverhältnis $Sc/Sa = 2:1$ gar nur in dem Bereich 20 – 70 m).

Nun wurde die Gletscherfläche rekonstruiert, die für den Taubenkarstand am wahrscheinlichsten anzunehmen ist. Auch hierbei wurden die Isohypsen neu gezogen und zwar in Mittelhöhe zwischen 1850 und Taubenkarstand Maximalausdehnung. Im Nährgebiet wurde der Gletscherrand am Fuße der Gjaidstein-Taubenkogelscholle gegenüber der vergletscherten Fläche Taubenkarstand Minimalausdehnung noch etwas nach außen verlegt, wobei hier eine bisher noch nirgends beschriebene Seitenmoräne am unteren Boden des Gjaidkars mit einbezogen wurde (vgl. Karte Moränen im Anhang II > vgl. FN 25 bzw. Karte am Ende des Kap. 5.8.3). Dieser schön ausgebildete, etwa 30 m lange, 1 bis 2 m hohe, großblockige Wall (Blöcke bis zu 2 m Durchmesser) zeigt einen völlig geraden Verlauf in Südwest-nordöstlicher Richtung parallel zur etwa 40 m tiefer verlaufenden 1850er Seitenmoräne. Aus Verlauf, Höhe, Verwitterung und Großblockigkeit scheint eine Zuordnung zu den Moränen des Unteren Taubenkares möglich.

Diesem Höhenunterschied von etwa 40 m gegenüber der 1850er Seitenmoräne wurde auch auf dem Ostfuß des Taubenriedels Rechnung getragen und daher auch hier die Gletscherfläche gegenüber dem Taubenkarstand Minimalausdehnung in westlicher Richtung ausgedehnt. Das Taubenriedel (2212 m) selbst wurde vom Eis aber nicht mehr überflossen.

Dieser Ansicht war schon H. Kinzl, der für den Taubenkarstand ebenfalls nur eine Vergrößerung und Verbreiterung der Zunge im Oberen Taubenkar verantwortlich sieht. "*Die Gletschermitte hingegen reichte bis auf die Höhe des Taubenriedels empor.*" (Kinzl, H., 1929:101)

Dagegen sprach sich dann E. Wilthum (1952:189) aus: Er schätzte für die Taubenkarschwelle (also zwischen Oberem und Unterem Taubenkar) eine mindestens 20 m dicke Eishülle und schloss weiter, dass dies eine 10-15 m hohe Eisdecke über den Moränen bei der Simony-Hütte (siehe unten) bedeutet hätte, das Eis also diese Felsschwelle überflossen hätte. Ein solcher Schluss ist aber nicht zwingend, da das Vorstoßverhalten des Hallstätter Gletschers um 1850, wie es uns von Simony beschrieben wurde, zeigte, dass der Hallstätter Gletscher schon um 1840 am Taubenriedel seine größte Höhe erreichte und in der Folge stärker ins Obere Taubenkar abfloss und dort das Kar erfüllte (vgl. Kapitel 7, a.a.O.). Eine Zunahme der Eismächtigkeit im Oberen Taubenkar muss also nicht gleichbedeutend einer Zunahme am Taubenriedel sein. Auch die von E. Wilthum (1952:189) als Beweis angeführten Moränen nördlich der Simony-Hütte am Fuß der Felsschwelle in ca. 2070 m Höhe können nur schwerlich als Endmoränen bezeichnet werden, da wallartige Bildungen am Fuße von Steilstufen am Dachstein häufig sind und – wie schon erwähnt – als angelagerte Grundmoräne angesprochen werden können (ebenso z.B. schön ausgebildet auch an der Westseite des Unteren Taubenkars, knapp außerhalb des Moränenbogens des Taubenkarstandes).

Auch R. Moser (1954:45) bezeichnete die Wälle am Nordfuß des Taubenriedels als sekundär abgeschwemmte Grundmoräne. Ansonsten stimmte R. Moser (1954:43) mit der Darlegung E. Wilthums überein, wobei auch er das Taubenriedel während des Taubenkarstandes als überflossen vermutete und dadurch die Moränen gleich westlich der Simony-Hütte (siehe unten) einem jüngeren Datum zuordnete. Als weiteren Beweis zog Moser (1954:44) Berechnungen auf Grund von Schneegrenzüberlegungen heran, die allerdings insofern problematisch sind, dass die von ihm angenommene Schneegrenzhöhe von 2550 - 2550 m für das Egesenstadium genügt hätte, um das Taubenriedel um ca. 20 m zu überfließen.

Man kann sich also der Ansicht Kinzls (1929:101) anschließen, dass das Eis zwar bis auf die Höhe des Taubenriedels gereicht habe, es besteht aber keine Veranlassung, eine Überfließung dieser Felsstelle anzunehmen.

Was ist aber nun mit den ebenfalls von H. Kinzl (1929:101) erstmals beschriebenen Moränen gleich westlich der Simony-Hütte? Kinzl sah sie als Stücke von mehreren nicht sehr langen, aber ziemlich mächtigen Wällen, in der Hauptsache zwei nebeneinander, und parallelisiert sie mit den Moränen im Unteren Taubenkar. E. Wilthum und R. Moser, die ja, wie oben beschrieben, eine Überfließung des Taubenriedels annehmen, datieren diese Wälle als Moränen eines "*Präfernaustandes*" (Wilthum, E., 1952:187) und des "*Fernaustandes*" (Moser, R., 1954:56 u. 117 bzw. Moser, R. / Vareschi, V., 1958). Darauf soll die Beschaffenheit der Grundmoräne hindeuten, ein Argument Mosers ist auch die große Übereinstimmung der Vegetationsverhältnisse dieser Moräne mit anderen "*Fernaumoränen*" der Dachsteingletscher. Dies soll aber erst später zur Sprache

kommen. Nicht vom Relief und der Topographie her zutreffend ist die Meinung Mosers (1954:56), dass eine Erhöhung des Eises am Taubenriedel um nur 5 bis 10 m schon ausreichen würde, die 1900 bis 2000 m hohe Verflachungszone südwestlich der Simony-Hütte mit Eis zu bedecken. Auch mehrere, einige cm hohe Karsttische in diesem Bereich zwischen der Simony-Hütte und der 1850er Moräne, widerlegen diese Annahme Mosers (über Karsttische a.a.O.).

Eine Untersuchung dieser Ost-West verlaufenden wallähnlichen Formen bei der Simony-Hütte ergab nun folgendes Bild: Zuvor muss bemerkt werden, dass sich am westlichen Teil heute ein Hubschrauber-Landeplatz für Übungszwecke des Militärs befindet, für den anfangs der Siebzigerjahre Moränenschotter verwendet worden ist, im östlichen Teil sind die Wallformen (bis zu fünf nebeneinander) aber noch gut zu erkennen. Das Material ist sehr grobblockig (Blöcke bis zu 1 m Durchmesser, ein Block auf der Krone eines Walles liegend über 2 m Durchmesser). Von insgesamt fünf Grabungen sollen zwei herausgehoben werden:

- Aufschluss 1: 2 m neben großem Block (2 m Durchmesser), über 1 m tief: starke Bodenbildung, Humus durchschnittlich 30 cm tiefreichend, Reste in 60 cm Tiefe (eventuell eingeschwemmt), darunter altes Moränenmaterial.
- Aufschluss 2: direkt neben bzw. unter Block (2 m Durchmesser), ca. 50 cm tief: steinig - kiesiges Moränenmaterial, keine Humusbildung vorhanden, der Block scheint also unmittelbar auf dem Wall abgelagert worden zu sein.

Drei weiteren Grabungen brachten unmittelbar unter der Oberfläche das Anstehende zum Vorschein.

Da die Richtung der Wälle nun parallel zu den Ost-West verlaufenden Schichtfugen liegt und das Anstehende meist direkt unter der Oberfläche auftritt, liegt die Vermutung nahe, dass es sich hier wiederum um angelagerte Grundmoräne handelt. Auffallend sind jedoch das vermehrte Auftreten derselben und die zum Teil darauf liegenden großen Blöcke. Man wird daher weniger von Endmoränen sprechen können, sondern eher als eine beim Rückzug einer bis knapp in die Steilstufen der Speikleiten reichenden Gletscherzunge abgelagerte Grundmoräne. Die Blöcke wären dann als in situ abgelagerte Obermoräne der Gletscherzunge zu erklären.

Gegen die Annahme einer End- oder Ufermoräne können auch die bei den Grabungen zum Vorschein gekommenen Kalkabsätze auf den geschliffenen Felsflächen erwähnt werden. Die Kalkabsätze wurden bei den einzelnen Bauphasen der Simony-Hütte bzw. bei der Anlage des Hubschrauberlandeplatzes freigelegt, sie zeigen, dass der Gletscher, aus Südost - Nordwestlicher Richtung, also schräg zum Wallverlauf (West-Ost)

kommend, auch die der Speikleiten am nächstliegenden Wälle erreicht bzw. überfahren hat. Wenn sich diese Kalkabsätze aber nur unter einer Eisbedeckung nach Druckentlastung bilden können, wie das F. Bauer (1961:219) annimmt, würde die Vorstellung einer End- bzw. Ufermoräne an dieser Stelle eigentlich ebenfalls ausscheiden. Was nun das Alter betrifft, so scheiden aus topographischen und bodenbildungsbedingten Gründen neuzeitliche Gletscherstände aus, das heißt, eine Parallelisierung dieser "Rückzugswälle" mit den Moränen im Unteren Taubenkar im Sinne H. Kinzls (1929:101) ist wahrscheinlicher.

Bei der Rekonstruktion der Gletscherflächen des Taubenkarstandes wurde nun auf eine größere Gletscherzunge, die den Steilabfall der Speikleiten überwand und im unteren Wildkar endete, verzichtet, da keine weiteren auswertbaren Moränen gefunden werden konnten. Eine etwas größere Ausdehnung in diesem Bereich wäre aber durchaus denkbar.

Noch schwieriger zu rekonstruieren ist die vergletscherte Fläche des Taubenkarstandes im Wildkar selbst. Der Annahme, dass ein relativ großer Lappen das Schöberl westlich umflossen hat und im Wildkar endete, liegt eine Moräne am Schnittpunkt des Weges von der Simony-Hütte zum Hohen Trog mit der Isohypse 2200 zugrunde. Dieser eindeutig als Moräne zu klassifizierende Wall (etwa 20 m lang, bis zu 2 m hoch, stark verwittert) bildet einen Bogen zum Niederen Kreuzkamm hin (vgl. Karte Moränen im Anhang II > vgl. FN 25 bzw. Karte am Ende des Kap. 5.8.3). In der Verlängerung findet sich stark grobblockiges Material (bis zu 5 m Durchmesser), ein direkter Zusammenhang mit der Moräne ist aber nicht mehr gegeben. Es kann allerdings aus der Lage der Moräne ausgeschlossen werden, dass sie von einem Gletscher aus den Wänden des Oberen Wildkars gebildet wurde.

Wenn dieser Wall also als Ufermoräne einem Seitenlappen des Hallstätter Gletschers während des Taubenkarstandes zugeordnet werden soll, so ist damit die Annahme verbunden, dass das Wildkar keinen eigenen Gletscher bzw. eine im Vergleich zum Seitenlappen des Hallstätter Gletschers sehr geringe Eismasse hervorgebracht hatte, dies wäre dann nur durch einen längeren Stillstand bzw. ein zeitweiliges Vorrücken innerhalb eines allgemeinen Rückzuges zu erklären.

Der Hallstätter Gletscher selbst würde nämlich eine lange Zeit benötigen, um im Rahmen eines Vorstoßes einen derartigen Lappen auszubilden, da die westliche Zunge im allgemeinen langsam(er) auf Veränderungen zu reagieren scheint (vgl. Gletscherrand 1850) und außerdem das Gelände westlich des Schöberls infolge einer Senke einen Stauraum darstellt.

Um aber einen möglichst angenäherten Rekonstruktionswert des Taubenkarstandes zu erhalten, wurde nun im Gegensatz zu den Verhältnissen westlich der Simony-Hütte eine eher maximale Größe der Vergletscherung angenommen.

Somit ergeben sich für den Taubenkarstand im Vergleich zu BZN 1850 folgende Werte:

Gesamtfläche der Vergletscherung um 1850: 556 ha

Taubenkarstand: 620 ha

	Sc/Sa = 2:1	Sc/Sa = 1,5:1	Sc/Sa = 2:1,5
Schneegrenze: BZN 1850	2330 m	2400 m	2420 m
Taubenkarstand	2300	2340	2360
Depression	- 30 m	- 60 m	- 60 m

Die Schneegrenze des Taubenkarstandes dürfte also um 50 bis 70 m tiefer gelegen sein als um 1850. Auf keinen Fall aber kann eine Schneegrenzdepression von *"rund 200 m bestimmt werden"*, (van Husen, D., 1977:124), da selbst die Maximalannahme nur eine Schneegrenzdepression von 110 m erbrachte. Allgemein kann gesamtalpin für das Egesenstadium nicht mit konstanten Depressionswerten gerechnet werden, sie betragen in den zentralen Ötztaler Alpen und im zentralen Graubünden 180 bis 220 m, an der Nordabdachung der Hohen Tauern aber 500 bis 520 m gegen das BZN 1850 (Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1976:244).

Auch wenn man alle Unsicherheiten bei der Berechnung der Schneegrenze in Rechnung stellt, sind die Depressionswerte, die man für den Taubenkarstand erhält, für einen Maximalstand des Egesenstadiums viel zu gering. Es kann daher eine solche Parallelisierung mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Hier bietet sich nun ein jüngerer, noch nicht ganz präzise erfasster äquivalenter Gletscherstand an, der von G. Gross (1974:58) in einigen Tälern der Silvrettagruppe beobachtet und nach einem besonders gut ausgeprägten Vorkommen im Kromertal vorläufig als "Kromerstand" bezeichnet wurde. Für diesen Gletscherstand, *"der noch deutlich größer als die neuzeitlichen Gletscherhochstände, aber ebenso deutlich kleiner als der Egesenmaximalstand"* (Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1976:245) war, wurde eine mittlere Depression der GWL gegenüber BZN 1850 von 70 bis 90 m angegeben, angesichts der kleinen Stichproben jedoch als nicht allgemein verbindlich bezeichnet (ebd. S. 245/246)

Der Taubenkarstand am Dachstein könnte nun mit einer Schneegrenzdepression von 50 bis 70 m durchaus als mögliches Äquivalent zum Kromerstand bezeichnet werden. Auch das zahlreiche Auftreten von großen Blöcken in, auf oder in nächster Umgebung der Moränen bei beiden Ständen erhärtet diesen Vergleich (mündliche Mitteilung von G. Gross). Zeitlich dürfte sich der Kromerstand zwischen 10.200 und 9.500 BP ereignet haben (Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1976:245).

5.8.3 Der "Egesenhochstand" am Dachstein

Es bleibt aber nun die Frage offen, welche Ausdehnung der tatsächliche äquivalente Egesenstand gehabt hat? Die Moränen des Taubenkarstandes haben, wie beschrieben, eine viel zu geringe Schneegrenzdepression, die Moränen des Echernstandes (van Husen, D., 1977:79f) setzen eine viel zu große Schneegrenzsenkung voraus. Am Plateau sind aber ansonsten keine eindeutigen Moränen zu finden (oder wurden noch nicht gefunden). Dazu kommt noch ein Alleröd-Datum aus einem Moor in der Gjaidalm-Doline (van Husen, D., 1977:91). Eine C¹⁴ Datierung an den liegendsten Anteilen des Gytjtjhorizontes ergab ein Alter von 11.490 +- 150 BP. Eine zweite Datierung ergab das Alter 10.570 +- 150 BP, wobei D. van Husen (1977:91) eine „*Verunreinigung des Materials mit jüngeren [Huminsäuren] durch zirkulierende Wässer*“ nicht ausschloss.

Nachdem am Übergang von der Gytjtja zur reinen Torfsedimentation dann sehr rasch eine Ausbreitung von wärmeliebenden Floraelementen, die bereits das Boreal anzeigt, einsetzt (van Husen, D., 1977:92 > Draxler, J.²⁷), "*müsste demnach angenommen werden, dass während des Kälterückfalles in der jüngeren Dryas und des nachfolgenden Präboreals so gut wie keine Sedimentation im Bereich des Moores stattgefunden hat*". (van Husen, D., 1977:92)

Aus diesen Daten ist also zu ersehen, dass dieses Moor auf der Gjaidalm während des Alleröd eisfrei wurde und später weder eine Überfahung durch Gletschereis noch eine Einschwemmung von Gletscherwässern erfolgte. Die unmittelbare Nähe eines Gletschers bzw. Permafrosteinwirkungen können aber nicht ausgeschlossen werden (H. Kerschner, mündliche Mitteilung). Eventuell ließe sich die Unterbrechung der organogenen Sedimentation im Bereich des Moores (siehe oben) damit erklären.

Für den Egesenhochstand am Dachsteinplateau wurde nun eine Schneegrenzdepression von 200 m gegenüber BZN 1850, das sind 2200 m absolut, angenommen²⁸ und damit versucht, die daraus erreichbare Gletscherausdehnung abzuschätzen. Die auf dieser Grundlage rekonstruier Fläche (Nährgebiet 823 ha, Zehrgebiet 550 ha, Gesamtfläche 1373 ha (Angaben, Profile im Anhang> vgl. FN 25 bzw. Karte am Ende des Kap. 5.8.3) schließt sowohl die Gjaidalm als auch das Tiefkar nicht mehr ein, eine Zungenbildung wäre vielmehr für den Bereich der Wiesalm, Herrengasse zu vermuten.

Als Teilungsverhältnis wurde wiederum $Sc/Sa = 1, 5 : 1$ zugrunde gelegt, wobei gerade auf dem dolinenreichen Karstgelände mit den zahlreichen Verebnungszonen und Stauräumen auf der im Großen und Ganzen kaum geneigten Plateaufläche eine weitere Verschiebung zugunsten des Zehrgebietes in Betracht gezogen werden könnte. Weiter

²⁷ Zum Zeitpunkt der Arbeit in Druck

²⁸ In Absprache mit Dr. G. Patzelt (Geogr. Institut der Universität Innsbruck)

fallen bei einer Schneegrenzhöhe von 2200 m Gebiete wie das Kar zwischen Niederem Ochsenkogel, Mittlerem Ochsenkogel und Wildkarkogel ins Einzugsgebiet des Gletschers, ihr Beitrag zur Vergrößerung des Zehrgebietes dürfte aber nur sehr gering gewesen sein. Die angenommene vergletscherte Fläche (vgl. Rekonstruktion Karte am Ende des Kap. 5.8.3) kann daher eher als Maximalfläche betrachtet werden.

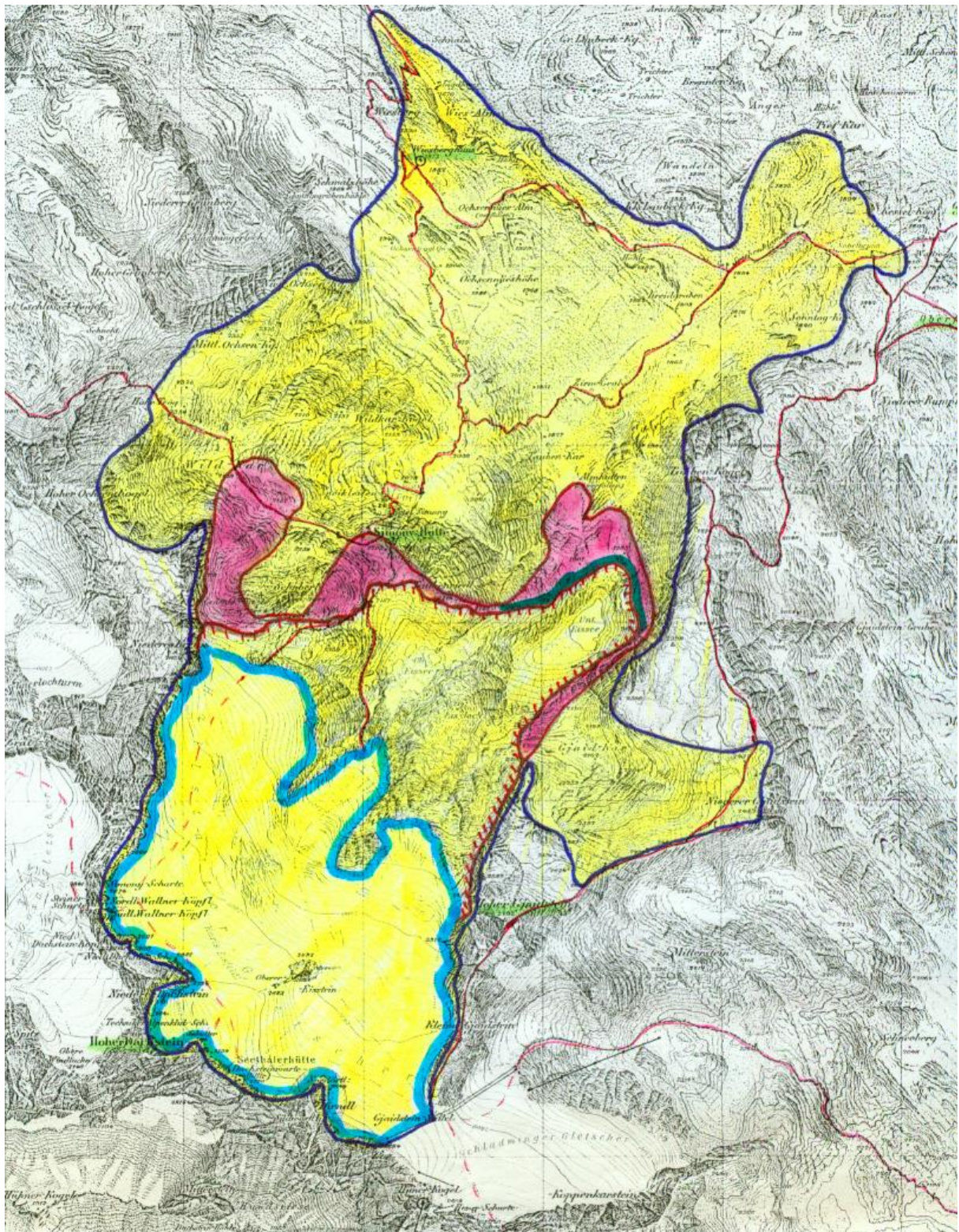
Man kann also zusammenfassend feststellen, dass das Gjaidalm - Moor auch bei einer Schneegrenzdepression von 200 m gegenüber BZN 1850 (2400 m) sicher nicht unter die vergletscherte Fläche des Dachsteinplateaugletschers fällt.

Auch die Frage nach den fehlenden Moränen kann leicht beantwortet werden: Im Allgemeinen sind von einem Plateaugletscher mit sehr langsamer Fließgeschwindigkeit im Karstgelände keine allzu deutlichen Ablagerungen zu erwarten. Weiter kann man annehmen, dass das Dachsteinplateau noch längere Zeit nach dem Egesenhochstand vegetationsfrei oder zumindest baumfrei war (Plateau im Boreal noch großteils kahl oder Latschen (Kral, F., 1972), während des Kälterückfalls in der Jüngerer Dryas und des nachfolgenden Präboreals so gut wie keine Sedimentation im Bereich des Gjaidalm - Moores (van Husen, D., 1977:92)), wodurch eine Zerstörung bzw. Verwaschung der eventuell vorhandenen Moränen im kahlen Karstgelände erleichtert wurde. Dies trifft auf die Moränen im Unteren Taubenkar ("Kromerstand") nicht in dem Rahmen zu, da der Gletscher damals *"in einer schmalen Zunge endete und nicht mehr mit einem breiten Eisrand"* (Wilthum, E., 1953:193) und außerdem für die in der Karwanne des Unteren Taubenkars geschützt liegenden Wälle *"die Gefahr einer Verschwemmung und Verlagerung nicht bestand"* (Moser, R., 1954:43)²⁹. Auch beim Schladminger Gletscher sind schließlich keine äquivalenten Egesenmoränen zu finden.

Da also eine genaue Angabe des Gletscherrandes eines äquivalenten Egesenhochstandes aus erwähnten Gründen nicht möglich ist, muss darauf verzichtet werden. Er dürfte aber im Großen und Ganzen der auf Karte rekonstruierten Fläche entsprechen oder mehr oder weniger innerhalb dieser zu sehen sein.

[Anmerkung Digitalisierung 2018: Vgl. dazu auch die Rekonstruktion (Fotobearbeitung) auf der Titelseite]

²⁹ Diese beiden Zitate sind nicht im Zusammenhang mit einem Egesenhochstand außerhalb des Taubenkar-Standes übernommen worden, zeigen aber indirekt die Richtigkeit der Annahme der leichten Zerstörbarkeit von Moränen im Karstgelände auf. Im Anschluss an die Klimaverschlechterung des "Kromer-Standes" scheint dann rasch Vegetation aufgekommen zu sein. Auch dies spricht für die gute Erhaltung der Wälle im Taubenkar.



Karte 1: Rekonstruktion alter Gletscherstände am Dachsteinplateau (ÖAV-Karte 1958; Überarbeitung 1975)

Legende: Hellblau: Gletscherstand 1978; rot mit Strichen: 1850; grün: Taubenriedelstand; rosa Fläche: Taubenkarstand > nicht gesichert; dunkelblau: Äquivalent Egesenstand (Rekonstruktion ohne Moränen)

5.8.4 Zusammenfassung

In Bezug auf die topographischen Verhältnisse zeigt sich, dass für den Taubenkarstand nur der im Süden des Unteren Taubenkars liegende Wall, der übrigens auch auf der AV-Karte 1958 als solcher kartiert ist und auf dem sich in östlicher Fortsetzung die Reste der verfallenen Taubenkar-Alm befinden, haltbar ist. Diesem Stand wurden Moränen auf der Schwelle des Oberen Taubenkars zum Gjaidkar und mit großen Einschränkungen ein kurzer, gekrümmter Wall im Wildkar zugeordnet. Die Moränenerscheinungen gleich westlich der Simony-Hütte dürften am ehesten Ablagerungen einer knapp in die Speikleiten reichenden Gletscherzunge sein. Der Taubenriedel selbst wurde dabei als nicht überflossen angenommen.

Zur Feststellung der Schneegrenzdepression wurden drei Rekonstruktionen (minimal vergletscherte Fläche, maximal vergletscherte Fläche, wahrscheinlich vergletscherte Fläche) angestellt, die berechneten Depressionswerte von 50 bis 70 m gegenüber BZN 1850 (2400 m) dürften den tatsächlichen Verhältnissen gut entsprechen. Auf Grund dieser Werte wurde der Taubenkarstand mit dem sog. „Kromerstand“ in der Silvretta-Gruppe verglichen, eine verbindliche Aussage kann aber nicht erreicht werden.

Für das Egesenstadium wurde eine vergletscherte Fläche von 1370 ha mit einer Schneegrenzdepression von 200 m gegenüber BZN 1850 (2400 m) berechnet. Die Rekonstruktion ist im Anhang dokumentiert, der wahrscheinliche Gletscherrand ist eher noch innerhalb dieser Ausdehnung zu suchen, er erreichte die Gjaidalm, wo in einem Moor Allerödzeitliche Gytja bestimmt wurde, nicht mehr. Die fehlenden Moränen wurden durch Verwaschung und Abtragung im vegetationsfreien Karstgelände erklärt.

ANMERKUNG 2018: Begehungen und Beobachtungen in den Jahren 2006, 2008 und 2016 schürten z.T. erhebliche Zweifel an dem Faktum eines „schön ausgebildeten Walles im südlichen Teil des Unteren Taubenkars“ als Endmoräne eines selbstständigen Gletscherstandes bzw. -haltes. In diesem Sinne müssen auch die Moränenbeschreibungen im Gjaidkar und Wildkar ev. neu bewertet bzw. hinterfragt werden. Die Annahme eines eigenständigen Taubenkarstandes am Dachstein muss daher als nicht gesichert bezeichnet werden.

5.9 TAUBENRIEDELSTAND: MORÄNEN ZWISCHEN TAUBENKARSTAND UND HOCHSTAND 1850 AM OSTFUSS DES TAUBENRIEDELS

5.9.1 Allgemeine Bemerkungen

Am Ostabhang des Taubenriedels setzen in 2100 m Höhe Moränenwälle ein, die im Durchschnitt ca. 30 m außerhalb parallel zu den 1850er Moränen ins Obere Taubenkar hinabziehen³⁰. Die Wallformation ist stellenweise unterbrochen, aber im Allgemeinen sehr gut zu rekonstruieren, diese 10 bis 20 m langen Wallstücke werden an der Basis bis zu 3 m breit und knapp über 2 m hoch. Nach dem Bewuchs (Vegetation, Flechten) lässt sich gegenüber der unmittelbaren Umgebung optisch keinerlei Unterschied feststellen, wie

³⁰ Etwa 150 m südöstlich der Simony-Hütte liegen etwa 15 m außerhalb der 1850er Moräne bogenförmig angelagerte Wälle (maximal 1 m hoch), die eventuell dem Taubenriedelstand angehören könnten. Eine genaue Zuordnung ist aber sehr problematisch.

das etwa beim knapp südlich liegenden 1850er Wall am Ostfuß des Taubenriedels noch einwandfrei möglich ist.

H. Kinzl, der diese Moränen 1929 (S.100/101) das erste Mal erwähnte, schrieb, dass sich im unteren Teil auf ihrem äußeren Abfall Latschen befunden haben. *"Auch der Geländestreifen zwischen den beiden Moränen ist gelegentlich mit Latschen bewachsen, an einigen Stellen liegt hier altes, abgestorbenes Holz und Wurzelwerk von solchem. Im Verwitterungsgrad des Gesteins unterscheidet sich die äußere Moräne nicht vom anstehenden Fels außerhalb des Bereiches der 50er Vergletscherung."* (H. Kinzl, 1929:100/101). H. Kinzl erkannte weiter, dass im Geländestreifen zwischen den beiden Moränen tiefe Karren ausgebildet gewesen seien, dass also in diesem Bereich der Fels schon lange eisfrei und der Verwitterung ausgesetzt gewesen sein musste (vgl. in der Grundmoränendecke des 50er Standes kleine Kerben, nirgends aber tiefe Karren).

Da H. Kinzl einen für diese Moränen verantwortlichen Vorstoß um 1820 auch aus eben erwähnten Gründen ausschloss (schon Fr. Simony beschrieb den Vorstoß um 1850 größer als den Stand von 1820, siehe Kapitel 7, a.a.O.), meinte er, dass diesen Moränen frührezentes Alter zukäme (1929:101).

Auch E. Wilthum (1952:186) beschrieb diese Wälle und bezeichnete sie als *"eindeutige Fernamoränen"* aus dem 17. Jahrhundert. Auf der Schwelle vom Oberen zum Unteren Taubenkar fand E. Wilthum (1952:187) in 1965 m Höhe noch eine ältere Moräne, die er mit den Moränen westlich der Simony-Hütte (a.a.O.) parallelisierte und als *"Präfernaustand"* bezeichnete, (vgl. Karte "Alte und neue Gletscherstände der westlichen Dachsteingletscher", Arnberger E. / Wilthum, E., 1952, Beilage bzw. Anhang, Karte I; vgl. FN 25). Am Weg vom Unteren zum Oberen Taubenkar fanden sich eine ganze Reihe von ähnlichen wallartigen Moränenablagerungen, die hauptsächlich an die Ost-West verlaufenden Schichtfugen angelagert sind. Da äquivalente Moränen am Ostfuß des Taubenriedels fehlen, ist es sehr problematisch, auf der Taubenkarschwelle einzelne "Wälle" herauszunehmen und ihnen einen Gletscherstand zuzuordnen. Als gesichert können eben auf Grund der Moränen am Ostabhang des Taubenriedels nur die im Durchschnitt 30 m außerhalb der 1850er Moräne liegenden Wälle angesprochen werden.

Diese gegenüber E. Wilthum (1952:186/187) vereinfachte und wahrscheinlichere Darstellung gibt auch R. Moser (1954:58), wobei er die Entstehung dieser Wälle ebenfalls ins 17. Jahrhundert datierte und sie nach dem Begriff von H. Kinzl als *"Fernamoränen"* bezeichnete.

Näher beschäftigt sich R. Moser dann mit einer Pflanzenaufnahme auf den Fernamoränen, dem 1850er Hochstand und dem 1920er Stand (Moser, R., 1954:92-122; Moser, R. / Vareschi, V., 1958), die das Ergebnis brachte, dass auf den Moränen des 1920er Standes ca. 31 Arten, auf den Moränen des 1850er Standes durchschnittlich

51 Arten und auf den von ihm ins 17. Jahrhundert datierten Moränen durchschnittlich 83 Arten zu finden wären.

In einer Kurzbeschreibung charakterisiert R. Moser (1954:120) die Moränen folgendermaßen:

- 1920er Moräne: wenige Einzelpflanzen auf Lockerschutt, keine Flechten
- 1850er Moräne: viele Blütenpolster und Weidenspaliiere auf Ruheschutt, keine Flechten
- 1600er Moräne: Gesteinsflechten und Polsterseggen auf Zerfallschutt

Die Pflanzenaufnahmen an den "1600er Moränen" erfolgten im Vorfeld des Schladminger Gletschers, die Wälle am Ostfuß des Taubenriedels sollen aber dementsprechend sein (Moser, R., 1954:117). Auf Grund eines sehr ähnlichen Vegetationsbildes der Moränenwälle gleich westlich der Simony-Hütte mit dem "1600er Stand" des Schladminger Gletschers vermutete Moser, dass es sich bei den Wällen gleich westlich der Simony-Hütte um Teile einer rechten Ufermoräne eines Zungenlappens im Rahmen der Vorstöße des 17. Jahrhunderts handeln würde.

Dazu muss allerdings angemerkt werden, dass eine derartige Pflanzenaufnahme nur dann im Karstgelände zielführend sein kann, wenn die Aufnahme der verschiedenen Moränen in gleicher Höhe, gleicher Lage und wohl doch nur im Vorfeld eines Gletschers stattfindet. Ein Blick auf die 1850 - Moräne zeigt nämlich, dass diese im Oberen Taubenkar von der Umgebung auf Grund der Vegetation optisch schon fast nicht mehr unterschieden werden kann. Dies ändert sich aber schon am Ostabhang des Taubenriedels und noch deutlicher am Taubenriedel selbst. Hier ist die Grenze der 1850er Vergletscherung ganz eindeutig von der Umgebung zu trennen. Da die höhen- und topographisch bedingten Verhältnisse aber eine so entscheidende Rolle spielen, ist der Schluss von einem Gletschervorfeld auf das andere nicht zulässig. Der Vergleich Mosers von der "1600er Moräne" des Schladminger Gletschers mit den Moränen gleich westlich der Simony-Hütte ("*sehr ähnliches Vegetationsbild*", R. Moser, 1954:117) zeigt wahrscheinlich lediglich, dass beide Moränen ein höheres Alter als die von 1850 haben, eine Datierung ins 17. Jahrhundert oder eine zeitliche Parallelisierung dieser beiden Moränen ist aber nicht schlüssig, da die in etwa angegebene Artenzahl von 83 einen für diese Höhe bzw. diesen Ort möglichen Maximalwert darzustellen scheint. Dies wird dadurch unterstrichen, dass die Moränen gleich westlich der Simony-Hütte nachweislich wesentlich älter sind. (Topographie, Karsttische, Bodenbildung, ...; vgl. Kapitel 5.8.2)

5.9.2 Zur zeitlichen Einordnung des Taubenriedelstandes ³¹

Wie nun mehrfache Grabungen im Gelände zwischen der 1850er Moräne und den durchschnittlich 30 m außerhalb liegenden, bisher als Fernaumoränen bezeichneten Taubenriedelwälle ergaben, ist die Humusentwicklung stellenweise sehr tief (20 bis über 80 cm), man kann also eine sehr gute Bodenbildung feststellen. Daraus allein lassen sich aber noch keine definitiven Schlüsse auf ein hohes Alter ziehen, denn auch Grabungen an der 1850er Endmoräne auf der Taubenkarschwelle wiesen vor allem durch Zusammenschieben von älteren Böden stark unterschiedliche Verhältnisse auf. So konnte an einer Stelle direkt auf der 1850er Moräne eine zusammengesobene, nicht in situ gewachsene Humusschicht von 50 cm gefunden werden.

H. Kinzl (1929:100/101) beobachtete, dass der Geländestreifen zwischen den beiden Moränen gelegentlich mit Latschen bewachsen ist, dass an einigen Stellen auch altes, abgestorbenes Holz und Wurzelwerk von solchem herumliegt, dass sich diese Moräne im Verwitterungsgrad nicht vom anstehenden Fels unterscheiden lässt und dass im Bereich zwischen dieser und der 1850er Moräne tiefe Karren ausgebildet sind.

Darüber hinaus bietet sich nun im Karstgelände ein Verfahren zur groben Altersbestimmung an, nämlich die Abschätzung mit Hilfe von Karsttischen. Diese, auch als Korrosionstische oder Kalkdenudationstische bezeichnet, sind Kleinformen des Karstes, die *"aus einem ortsfremden Deckblock über einem Sockel von anstehendem Kalk, der um einen gewissen Betrag über den freiliegenden Kalkboden aufragt, bestehen. Sie entstehen durch chemische Lösung des Bodens, wovor dieser unter dem Block geschützt ist."* (Kinzl, H., 1975:290)

Die Entdeckung dieser Erscheinung am Dachstein kann R. Moser zugeschrieben werden, der in seiner Dissertation über Karsttische im Vorfeld des Großen Gosaugletschers und des Schneelochgletschers berichtet (Moser, R., 1954: 227-231; weitere Veröffentlichungen darüber in den Jahren 1956 und 1967).

R. Moser (1956:306) kommt zu dem Ergebnis, dass für eine mittlere Sockelhöhe von 10 bis 15 cm ca. 10.000 Jahre eisfreies Gelände notwendig wären. Er erhielt diese Werte auf Grund von Beobachtungen auf *"Daunflächen"* beim Schreiberwanddeck und im Vorfeld des Schneelochgletschers, die seiner Meinung nach vor rund 10.000 Jahren eisfrei geworden waren. Diese Werte sind insofern problematisch, da die Daun- bzw. Egesenflächen im weiteren Vorfeld des Großen Gosaugletschers und des Schneelochgletschers noch nicht eindeutig erfasst, sind und weiter für den Daun-Hochstand heute ein viel älteres Datum angegeben wird (Patzelt, G., 1972: 51/52). Da nun aber auch im Vorfeld des Hallstätter

³¹ Der Name Taubenriedel-Stand wurde aus dem Grund eingeführt, da diese Moränen praktisch nur am Ostabhang des Taubenriedeis, dort allerdings sehr deutlich, zu finden sind.

Gletschers, vor allem im Wildkar, Sockelhöhen bis maximal 10 cm auf Egesenboden (Jüngere Dryas) gefunden wurden, kann der Wert R. Mosers (1956:306) mit 10 bis 15 cm / 10.000 Jahre als obere Grenze weiterhin Gültigkeit haben.

Die Sockelhöhe ist dabei sehr stark von der Größe des Deckblockes, der Gesteinsfestigkeit des Untergrundes und vor allem auch der topographischen Lage abhängig, weitere Schlüsse sind daher eher problematisch. So konnten im Wildkar unter einem Block die Sockelhöhen von 1 bis 10 cm festgestellt werden, auch Gesteinsbohrungen in der Umgebung der Simony-Hütte ergaben in nächster Umgebung völlig unterschiedliche Gesteinsarten. Die Unterscheidung Daun- / Egesenboden auf Grund der Sockelhöhen erscheint damit ebenfalls sehr schwierig. Beim Hallstätter Gletscher schon allein deshalb, weil diese Grenze in stark bewachsenem Gelände zu suchen wäre, Karsttische aber nur in vegetationsfreien Gelände ungehindert entstehen können.

Man kann also zusammenfassend feststellen, dass eine genaue Angabe des Denudationsbetrages am Dachstein auf Grund mannigfaltiger Einflüsse eher schwer möglich ist, eine obere Grenze von 10 bis 15 cm in 10.000 Jahren kann aber angenommen werden.

Demnach ergeben sich folgende Werte:

- 100 Jahre: 1 - 1,5 mm
- 1.000 Jahre: 1 - 1,5 cm
- 10.000 Jahre: 10 - 15 cm

Auf diesem Schluss basiert nun die Annahme, dass die Taubenriedelmoränen nicht "frührezentes" Alter haben können. Im Gelände zwischen den 1850er Moränen und dem Taubenriedelstand befinden sich nämlich eine größere Zahl solcher Karsttische (mind. 10), wobei die Sockelhöhe bis zu 7 cm beträgt. Für die Taubenriedelmoränen muss also auf Grund dieser Beobachtungen ein wesentlich höheres als frührezentes Alter angenommen werden!

Im Postglazial konnten bis heute von G. Patzelt (1972 und 1973a bzw. 1973b) neun Gletscherhochstandsperioden unterschieden und zeitlich abgegrenzt werden. Für den Taubenriedelstand können nun aus genannten Gründen die "Neuzeitliche Gletscherhochstandsperiode" (17. Jh.; 18. Jh.; 1850), die großen Gletscherstände im Spät- und Hochmittelalter (15. Jh.; 12. und 13. Jh.), die Gletscherhochstände während der ersten nachchristlichen Jahrhunderte (2. bis ca. 6. Jh.) und wahrscheinlich auch noch die Hochstandsperiode im ersten vorchristlichen Jahrtausend (2900 - 2300 BP) ausgeschieden werden.

Eine rein theoretische Berechnung auf Grund der Sockelhöhe 5 cm würde etwa ein Alter von 5000 bis 7500 Jahren ergeben. Da aber bei der Entstehung der Karsttische (wie

oben erwähnt) mannigfaltige Umstände eine Rolle spielen und auch der Wert 10 bis 15 cm in 10.000 Jahren nur als Richtwert gelten kann, ist eine genaue Einordnung in die von G. Patzelt (1973:58-66) aufgestellten postglazialen Gletscherhochstandsperioden vorerst nicht möglich. In Frage kommende Äquivalente zum Taubenriedelstand wären die "Löbbenschwankung" (3500 - ca. 3100 BP), die "Rotmooschwankung" (5300 - 4500 BP) und die "Frosnitzschwankung" (6600 - 6000 BP). Aber auch die Venedigerschwankung" (8700 - 8000 BP) und die "Schlatenschwankung" (um 9500 +/- 200 BP) können letztlich nicht ausgeschlossen werden.

5.10 STELLUNGNAHME ZUR FRAGE DER "POSTGLAZIALEN WÄRMEZEIT" AM DACHSTEIN

Die frühere Annahme eines postglazialen Wärmeoptimums konnte in der neueren Literatur (Patzelt, G., 1973a,b; 1977 / Bortenschlager, S., 1970, 1977 / Zoller, H., 1977) in der früher angenommenen Größenordnung nicht bestätigt werden. Die Vermutung R. Mosers (1954:50-55), dass die Dachsteingruppe etwa vom 8. bis zum 2. Jahrtausend v. Chr. gletscherfrei war, kann daher heute kaum mehr aufrecht erhalten werden. Vor allem bei der als "biologischen Beweis" angeführten "*schwarzen Erde*", auf die schon Fr. Simony (1895:150) aufmerksam gemacht und chemische Analysen durchgeführt hatte (Bestandteile von Gletscherweiden, Bärentraube, Silberwurz, Isländischer Flechte u.a.m.), handelt es sich nicht, wie R. Moser (1954:52f) annahm, um eine im "*postglazialen Wärmeoptimum*" gebildete, geschlossene Vegetationsdecke im Bereich der heutigen Gletscher, die nun an den Scherflächen derselben hochgepresst wurde und immer noch wird, sondern um äolisch bedingte Substanzen aus der näheren und weiteren Gletscherumgebung, die eben an Scherflächen und Schmelzwasserrinnen angesammelt zu Tage treten.

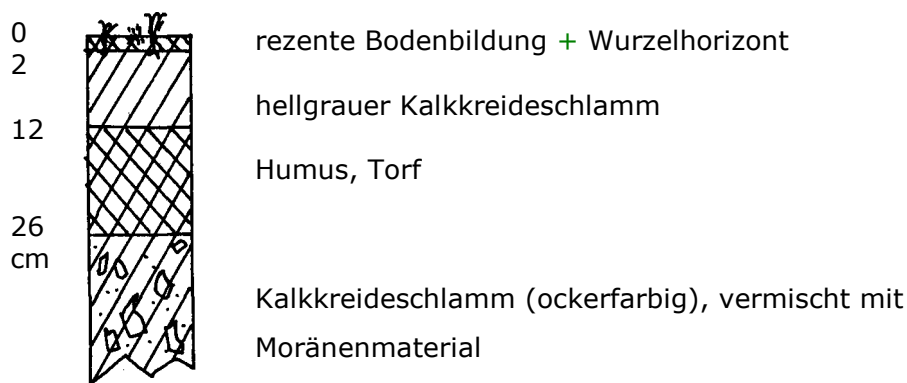
5.11 MORÄNEN SÜDLICH DER SIMONY-HÜTTE

Etwa 250 m südlich der Simony-Hütte, gleich rechts des Weges zum Zungenende des Hallstätter Gletschers, liegen knapp außerhalb der 1850er Moränen in einer halbseitigen Mulde mehrere parallele Wälle, deren Einordnung anfänglich Probleme bereitete.

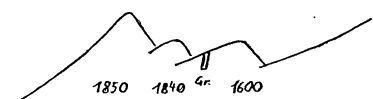
Etwa 1 bis 2 m außerhalb der eindeutigen, mächtigen 1850er Seitenmoräne liegt ein kleiner Wall, der etwa gleichaltrig mit der 1850er Moräne sein dürfte. Diese Annahme stützt sich auf folgende Beobachtungen: Der Wall weist die gleiche Blockigkeit und die gleiche Farbe der 1850er Moräne auf, auch hier konnten keine Flechten festgestellt werden, auch die Vegetation entspricht dem eindeutigen 1850er Wall. Fr. Simony (1895:129) beschreibt nun den Höchststand am Taubenriedel um 1840. Da eine Zweiphasigkeit des Hochstandes des vorigen Jahrhunderts in den Alpen des Öfteren gegeben ist, wurde nun auch hier ein dementsprechendes Datum nahe des 1850er Standes gewählt. Da aber eine genaue Datierung nicht vorgenommen werden konnte, ist auch ein höheres Alter (1820, 1780) nicht völlig auszuschließen.

Weitere 2 bis 5 m außerhalb befindet sich ein leicht gekrümmter, etwa 1 - 1,5 m hoher Wall von ca. 10 m Länge. Während der 1850er Wall bräunlich helle Farbe besitzt, erscheint der äußere Wall rein grau. Auch die zum Teil starke Grobblockigkeit der 1850er Moräne ist beim äußeren Wall nicht vorhanden. Am auffälligsten ist jedoch bei diesem, dass er im Gegensatz zum 1850er Wall stark mit Flechten bewachsen ist. Eine Grabung zwischen den beiden Wällen zeigte unter der rezenten Bodenbildung (ca. 2 cm + Wurzelhorizont) eine 8-10 cm dicke, hellgraue Kalkschlammeinlagerung, unter dieser fand sich wieder eine 14 cm dicke Humusschicht, die sich in der Tiefe in ockerfarbigem Kalkschlamm, vermischt mit Moränenmaterial, fortsetzte.

Bodenprofil Grabung 1



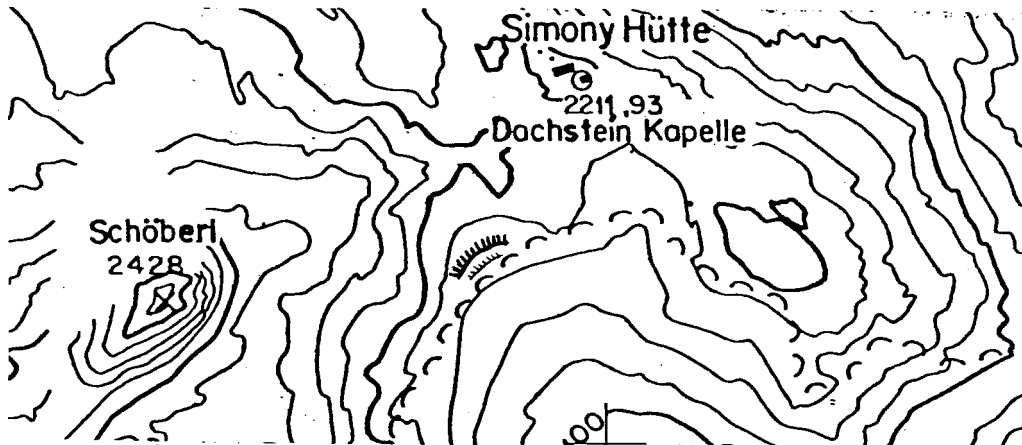
Dieser Humushorizont konnte in zwei weiteren Grabungen, allerdings an weniger günstigen Stellen, nicht gefunden werden, wodurch die Möglichkeit einer sekundären Anlagerung bzw. Einschwemmung bei Grabung 1 nicht ausgeschlossen werden darf. Ebenso ist es nicht möglich, aus der Dicke der Humusschicht auf eine bestimmte Zeit ungestörten Bodenwachstums zu schließen, da die Verhältnisse in derartigen Kalkkreidemulden sehr unterschiedlich ausgeprägt sind.³² Wenn man aber davon ausgeht, dass der Humushorizont primär angelagert oder gewachsen ist, muss man vor dem 1850er Vorstoß, während dem die oberste Kalkkreideschicht eingeschwemmt worden ist (Schmelzwässer und feiner Schlamm), eine unbestimmte Zeit eisfreies Gelände annehmen. Dies würde bedeuten, dass dem äußeren Wall ein höheres Alter zukäme, was sich schließlich schon rein optisch gezeigt hatte und auch durch den Flechtenbewuchs nahegelegt wurde. Eine genaue Datierung dieses Walles ist sehr problematisch, die Annahme frührezenten Alters auf Grund des Verwitterungsgrades, der Flechten usw. aber nicht unwahrscheinlich. Als Arbeitshypothese wird angenommen, dass die Moräne während des in den Alpen vielfach festgestellten Gletscherstandes am Anfang des 17. Jhs. abgelagert wurde.



Querschnitt:

³² Bei Grabungen im Bereich der 1850er Moräne am Taubenriedel konnten an örtlich naheliegenden Aufschlüssen Humusschichten von 0 bis 20 cm beobachtet werden.

Lage auf Katasterkarte (1969) 1:10.000 (Ausschnitt):



Demnach könnte sich der Hallstätter Gletscher in den letzten Jahrhunderten folgendermaßen verhalten haben: Um 1600 stieß der Gletscher vor, staute sich am Taubenriedel und lagerte den beschriebenen äußeren Wall ab. Durch ein Abfließen ins Obere Taubenkar und durch einen allgemeinen Massenverlust verlor der Gletscher im mittleren Teil stark an Mächtigkeit, das zur Debatte stehende Gelände wurde eisfrei. Um 1840 erreichte dann das Eis am Taubenriedel wiederum einen Höchststand (Simony, Fr., 1895:129), wobei der kleine Wall außerhalb der mächtigen 1850er Moräne abgelagert worden sein könnte. In der Folge floss das Eis wieder mit großer Mächtigkeit ins Obere Taubenkar ein, wo der Maximalstand ja erst 1856 erreicht wurde. In diese Periode würden dann die mächtigen Ablagerungen der innersten Moräne fallen.

6 ZUR GESCHICHTE DER GLETSCHERSCHWANKUNGEN DER RESTLICHEN DACHSTEINGLETSCHER³³

6.1 VERGLETSCHERUNG AUF DER GOSAUER ABDACHUNG

Während des Hochglazials scheint die Hauptmasse des Eises der Nordwest - Abdachung des Dachsteinstockes in Richtung Abtenauer Becken abgeflossen zu sein und weniger in das nördlich verlaufende Gosautal. Hinweise dafür sind die hochgelegenen Grundmoränenreste im Gebiet Sommerau-, Horn- und Moosklausalm. In diesen Moränen befanden sich im Gegensatz zu den tiefer liegenden fast ausschließlich Geschiebe der Gosau, vorherrschend sind Mergel der Nierentaler Schichten (van Husen, D., 1977:40).

³³ Im Vordergrund der Untersuchungen standen, "hüttenbedingt" (Simony-Hütte) der Hallstätter Gletscher und auch der Schneeloch Gletscher. Für die Gletscherschwankungen der restlichen Dachsteingletscher musste daher größtenteils auf die Literatur zurückgegriffen werden.

Die Richtung des Eisabflusses im Gosautal änderte sich während des Beginns des Spätglazials und der damit verbundenen Abnahme der Eismächtigkeit. Südlich des Pass Gschütts in 1050 m Höhe finden sich eine Ansammlung größerer Blöcke und auch ein kleiner Moränenwall, *"die eine kleine Gletscherzunge über dem Pass Gschütt anzeigen. Dieser Gletscher könnte dem Ischler-Stand entsprechen."* (van Husen, D., 1977:56)

"Während des Jochwand-Standes war der Gosau - Gletscher bereits isoliert und auf das Gosautal beschränkt." (van Husen, D., 1977:60). Davon zeugt eine mächtige, deutlich ausgeprägte Seitenmoräne nördlich Buchberger beiderseits der Mündung des Bärnbaches. Diese Moränen zeigen an, dass der Gletscher bis zum Eingang der Engtalstrecke gereicht hat. (van Husen, D., 1977:60)

Eine Endmoräne am orographisch linken Ufer des Vorderen Gosausees zeugt nach D. van Husen (1977:73) von einem mächtigen Gletschervorstoß aus einer Zeit nachdem der Gletscher des Gosautales nach dem Jochwand-Stand stark abgeschmolzen war. A. Penck ordnet einen *"Vorstoß bis über den Vorderen Gosau-See hinaus"* (Penck, A., Brückner, E., 1909:368) dem Gschnitz - Hochstand zu. Dieser von A. Penck beschriebene und von E. Wilthum (1953:196) und R. Moser (1954:37) übernommene, den Vorderen Gosausee umschließende deutliche Moränenwall entspricht nach D. van Husen (1977:73) dem inneren Wall des *"fast überall zweigeteilten Moränenkranzes des Goiserer Standes."* D. van Husen meint weiter, dass zu dieser Zeit die Kargletscher des Gosaukammes bereits weitgehend vom Gosaugletscher getrennt waren, wie die Moränenwälle am Ausgang der Kare (Weitkar bis Weitgrieß) zeigten. (van Husen, D., 1977:73/74)

Mit dem Echernstand parallelisiert D. van Husen (1977: 80) einen Gletscherstand, der noch das Becken des Hinteren Gosausees erfüllte und mit einer schmalen Zunge bis gegen die Lacke reichte (grobblockige Endmoränenwälle oberhalb der Lacke).

Ein besonders deutlicher Wall *"am Hohen Riedel selbst"* gehört nach H. Kinzl (1929:102) *"vielleicht dem Daunstande"* an (Wallsystem ansetzend an der Schreiberwand, dann entlang des Weges bis über den Hohen Riedel (1936 m) hinunter ziehend). Dagegen äußert sich E. Wilthum (1953:197), nach dessen Meinung diese Wälle *"jünger sein müssen, da diese Stelle von Dauneis bedeckt war."* E. Wilthum (1953:197) ist sich im Hinblick auf die Entstehung dieser Wälle gar nicht so sicher, ob es sich überhaupt um Seitenmoränen handelt, er meint, dass sie nämlich durch eine Nordwest - Südost streichende Erosionsrinne (verursacht durch eine Schichtfuge) mit mehreren kleinen Erddolinen am Grunde entstanden sein könnten.

R. Moser bezeichnet hingegen diese Moräne wieder als rechten Daunuferwall. Beide aber lassen die Zunge in der Steilstufe zum Hinteren Gosausee unterhalb der Grobgestein-Hütte zwischen 1400 und 1600 m enden. (Moser, R., 1954:41; Wilthum, E., 1953:196)

Auch D. van Husen vertritt diese Ansicht, er bezeichnet aber diese Wälle "Am hohen Riedel" als Äquivalente zum Taubenkar-Stand (1977:83).³⁴

H. Kinzl (1929:102) unterscheidet dann in der Nähe der Adamek-Hütte auf Grund des dortigen Moränenkomplexes zwei Gletscherstände, wobei er die Moränen unmittelbar bei der Adamek-Hütte nach Lage, Vegetation und Verwitterungsgrad einem "*frührezenten Gletscherstande, der aber den Fünfingerstand an Ausdehnung nicht wesentlich überragt hat*" (1929:102) zuordnet, die tieferliegenden Moränen (150 m nordwestlich der Adamek-Hütte, ziemlich mächtiger Wall) sollen einem "*größeren Gletscher der Nachdaunzeit*" angehören, "*dessen Zunge ungefähr 300 m tiefer endigte als heute*" (1929:102).

E. Wilthum parallelisiert diese und mehrere gleichlaufende Wälle "*unterhalb des Weges bis zum Hohen Riedel*" (1953:197) mit dem Egesenstadium und meint infolge dessen, dass diese "*Mehrphasigkeit des Egesenkomplexes sehr gut mit der im Taubenkar übereinstimme*" (1953:197). In Bezug auf den Fernauzustand baut E. Wilthum den Befund H. Kinzls durch mehrere neue Wälle aus, der Gletscher bedeckte nach E. Wilthum (1953:197/198) "*auch noch den Platz, auf dem heute die Adamek-Hütte steht.*"

An dieses "Egesenschema" hält sich auch R. Moser (1954:46) und vermutet die Gletscherzunge in etwa 1700 m Höhe unterhalb der Kreidenbachtiefe. Der Große Gosaugletscher hing demnach mit der Torsteinvergletscherung noch zusammen und erreichte nach Moser (1954:46) ein Areal, das 2/3 der Daunvergletscherung ausmachte.

Hingegen meint R. Moser, dass der Fernauvorstoß des Großen Gosaugletschers nicht wesentlich über den des 1850er Standes hinaus reichte und dass keine Veranlassung bestehe, einen größeren, isolierten Vorstoß (im Sinne E. Wilthums, 1953:198) anzunehmen.

Man sieht also, dass die Meinungen in Grundfragen und in Detailfragen auseinandergehen. Eine Überprüfung dieser Darstellungen auf Grund der neuen Erkenntnisse am Hallstätter Gletscher, vor allem in Bezug auf den Taubenkarstand (Kromerstand) und den Taubenriedelstand, wäre notwendig.

Praktisch keine Schlüsse auf ältere Gletscherstände sind bei den Torsteingletschern (Kleiner Gosaugletscher, Nördlicher und Südlicher Torsteingletscher) möglich, da diese eng mit dem Großen Gosaugletscher zusammenhingen und eine einzige vergletscherte Fläche darstellten. Noch 1885 spricht Fr. Simony (S.139) von einem zusammenhängenden "*Torsteingletscher*". Der Südliche Torsteingletscher soll aber um diese Zeit schon vom Nördlichen Torsteingletscher durch einen schmalen Moränenkorridor getrennt gewesen sein, die Trennung des Nördlichen Torsteingletschers

³⁴ Der Echernstand wird von D. van Husen mit Daun, der Taubenkar-Stand mit Egesen parallelisiert.

vom Kleinen Gosaugletscher dürfte sich in den Jahren 1884 bis 1896 vollzogen haben. (R. Moser, 1954:84/85). Für den Egesen-Hochstand kann noch eine zusammenhängende Vergletscherung des Großen Gosaugletschers mit der Torsteinvergletscherung (Kleiner Gosaugletscher, Nördlicher und Südlicher Torsteingletscher) angenommen werden.

6.2 SCHNEELOCHGLETSCHER

Den ersten eigenständigen Vorstoß vermutet R. Moser (1954:41) während des Daun-Stadiums. Er stützt sich dabei auf Beobachtungen westlich des Felssturzgebietes am Schreiberwandegg, zwischen einer linken Ufermoräne des Schneelochgletschers und einer rechten Seitenmoräne des Großen Gosaugletschers soll hier ein schmaler Korridor eisfrei geblieben sein. Aufgrund des Schlifffspiegels beim Schreiberwandegg, nordöstlich des Gschlösslkogls, am Grünbergkogel und im Gebiet des Totengrabers rekonstruiert R. Moser (1954:41) das vergletscherte Areal des Schneelochgletschers zur "Daunzeit" mit rund 290 ha.

750 m südöstlich des Grünbergkogels, in der Nähe des Weges von der Adamek-Hütte zur Hoßwandscharte, trifft man auf fast 100 m lange, bis zu 2 m hohe, quer zur Karrichtung liegende Moränenwälle. Nach R. Moser (1954:46) entspricht dieser zweiphasige Moränenkomplex dem Egesenstadium, nach E. Wilthum (1953:200) muss es sich hierbei um Daun-Moränen handeln. R. Moser (1954:47/48) versucht, seine Ansicht mit Hilfe von Schneegrenzabschätzungen und Schlifffgrenzen zu belegen.³⁵

Eine endgültige Angabe, welchem Stadium diese Moränenwälle zugeordnet werden können, ist auch auf Grund der lokalen Abfolge nicht möglich. Denn man muss wiederum berücksichtigen, dass der Karboden des Schneelochgletschers zu einem großen Teil vegetationsfrei und kahl ist und dass Moränen sehr leicht der Zerstörung durch Abtragung oder Abwaschung zum Opfer gefallen sein könnten. Auch beim Hallstätter Gletscher und beim Schladminger Gletscher fehlen schließlich äquivalente Egesenmoränen. Wenn man aber eine derartige Zerstörung nicht annimmt, würde die Ansicht R. Mosers, dass die Moränen in der Nähe des Weges von der Adamek-Hütte zur Hoßwandscharte dem Egesenstadium angehören, am besten zu vertreten sein (1954:48). Dann allerdings fehlen äquivalente Moränen zum Taubenkar-Stand und Taubenriedel-Stand des Hallstätter Gletschers im Vorgelände des Schneelochgletschers. Vielleicht als solche zum Taubenkar-Stand könnte eine Anhäufung von ziemlich undeutlichen, sehr kurzen Wällen in etwa 150 m vor der 1850er Moräne angesprochen werden. Eine eindeutige Rekonstruktion ist letztlich auch hier nicht möglich.

³⁵ Dazu kann aber generell gesagt werden, dass der Schneelochgletscher in Bezug auf die Schneegrenze ohnehin eine Ausnahme darstellt. Eine Übertragung von Depressionswerten von anderen Gletschern scheint hier nicht möglich, auch die "Daun-Schliffgrenze" ist äußerst problematisch, sie kann wohl nicht für eine Rekonstruktion dieses Stadiums herangezogen werden, da es im gesamten Dachsteingebiet keinen schlüssigen Beweis dafür gibt, dass diese "Schliffgrenze" tatsächlich dem Daun-Stadium entspricht.

Diese undeutlichen Wälle zeigen nach R. Moser (1954:60) gleichen Pflanzenbewuchs und Verwitterungsgrad wie die "1600er Moränen" der restlichen Gletscher, er bezeichnet sie daher als Fernau-Moränen. Einerseits würde ein solcher Gletscher eine für den Fernauzustand viel zu große Fläche einnehmen, andererseits befinden sich in dem unmittelbaren Vorgelände einige Karsttische mit mehreren cm Sockelhöhe, welche klar beweisen, dass der 1850er Vorstoß der größte seit mehreren Jahrtausenden gewesen sein muss. Schon allein die erwähnte Mächtigkeit der 1850er Moräne im Gegensatz zu der nur stellenweise gering angedeuteten "Fernau-Moräne" zeigt übrigens, dass ein größerer Gletscherstand als um 1850 im 17. Jahrhundert unwahrscheinlich ist. Für den Schneelochgletscher kann daher der "Fernau-Stand" (wie beim Hallstätter Gletscher) fallengelassen werden.³⁶

6.3 SCHLADMINGER GLETSCHER

Praktisch keine Anhaltspunkte in Bezug auf spätglaziale Gletscherstände sind am Schladminger Gletscher zu finden. Schon knapp außerhalb der 1850er Moränen senkt sich das nordost-exponierte Kar steil zum Plateau "Am Stein" ab und bildet eine wenig gegliederte Hochfläche (E. Wilthum, 1953:200/201). Die Trennung des Schladminger Gletschers vom Hallstätter Gletscher dürfte sich nach dem Daun-Stadium endgültig vollzogen haben, während des Egesen-Hochstandes war eine zusammenhängende Vergletscherung aller Wahrscheinlichkeit nach nicht mehr gegeben. Vereinzelt lassen sich Grundmoränenreste feststellen, Rekonstruktionen von älteren Gletscherständen sind aber beim Schladminger Gletscher, wie gesagt, nicht möglich. Einzig im näheren Gelände vor der 1850er Moräne beschreibt R. Moser (1954:60) ein 50 m langes Wallstück, das an den nordost-verlaufenden Felssporn des Koppenkares anschließt. Diese Moräne wurde von R. Moser dem Fernau-Vorstoß zugeordnet und bildete auch die Typlokalität für die Pflanzenaufnahme des "frührezenten" Standes (R. Moser, 1954:111-113).

Eine geplante genaue Untersuchung dieses Walles konnte im Sommer 1977 wegen der frühen Schneebedeckung ab Mitte September leider nicht mehr durchgeführt werden, doch liegt die Vermutung nahe, dass es sich hier, wie ja beim Hallstätter Gletscher und beim Schneelochgletscher nachgewiesen werden konnte, ebenfalls um ältere Moränenreste als von einem Hochstand um 1600 handelt. Die Problematik der Pflanzenaufnahme wurde ja schon an anderer Stelle (Kapitel 5.9) aufgezeigt.³⁷

³⁶ **Anm. 2018:** Bei Begehungen in den Jahren 2006 und 2013 konnte eine sehr grobblockige Moräne unmittelbar vor den Moränen des 1850er Standes lokalisiert werden, eine Parallelisierung zum Taubenriedelstand des Hallstätter Gletschers erscheint demnach möglich.

³⁷ **Anm. 2018:** Die gleiche Fundtopographie in Form einer grobblockigen Moräne unmittelbar außerhalb der 1850er Moräne konnte auch anlässlich einer Begehung im Juli 2006 am rechtsseitigen Gletscherrand des Schladminger Gletschers (zum Koppenkarstein hin) beobachtet werden. Auch hier liegt eine Parallelstellung zum Taubenriedelstand nahe.

6.4 EDELGRIESSGLETSCHER

Eine Rekonstruktion von Moränenwällen im steil abfallenden Edelgrieß ist wegen der Verstärkung der Wälle mit größten Schwierigkeiten verbunden. So beschreibt auch nur R. Moser (1954:49) Moränenreste vor dem Steilabfall zur Austria-Hütte, die vermutlich dem Egesenstadium angehören. Eine definitive Zuordnung ist aber nicht möglich.

7. DER HOCHSTAND VON 1850 UND DIE RÜCKZUGSPHASEN DER DACHSTEINGLETSCHER BIS 1977

Im folgenden Kapitel soll die jüngere Geschichte der Dachsteingletscher rekonstruiert werden. Dies ist insofern leicht möglich, da uns seit 1840 fast lückenlos authentische Berichte erhalten sind.

7.1 HALLSTÄTTER GLETSCHER

Das Rückzugsverhalten des Hallstätter Gletschers kann in vier Zeitabschnitte geteilt werden:

1. 1840 – 1920: um 1920 erfolgte ein kurzer, gut durch Moränen gekennzeichneter Vorstoß, der den allgemeinen Rückgang allerdings nur kurzfristig unterbrechen konnte.
2. 1920 - 1950: Auch diese Zeit ist durch starken Rückgang charakterisiert, der in den Jahren um 1950 einen Höhepunkt erreichte. Von 1952 bis 1954 erschienen dann die zusammenfassenden Arbeiten über die Dachsteingletscher von E. Arnberger, E. Wilthum (1952/1953) und R. Moser (1954), denen wir auch eine umfassende Aufnahme der Gletscherstände in diesen Jahren verdanken.
3. 1950 - 1969: Der Gletscherschwund hielt an, ausschlaggebend für die Wahl des Jahres 1969 als Abgrenzungskriterium war jedoch die Überfliegung der österreichischen Gletscher und die damit verbundene Herstellung einer Karte im Jahre 1969. Sie ist also die aktuellste Kartengrundlage dieses Gebietes.
4. 1969 – 1977: Hier sollen noch das Verhalten und die Veränderungen des Gletschers in Bezug auf die eben erwähnte Karte beschrieben werden und ein Ausblick auf die nächsten Jahre versucht werden.

7.1.1 1840 - 1920

"Dank der unermüdlichen Beobachtungen Friedrich Simonys, die von ihm selbst durch ein halbes Jahrhundert ununterbrochen fortgesetzt wurden, sind wir über die jüngere

Geschichte der Dachsteingletscher besser unterrichtet als über die Veränderungen selbst der bedeutendsten Ostalpengletscher" (H. Kinzl, 1929:99). Dies trifft besonders für den Hallstätter Gletscher zu, den Simony 1840 das erste Mal betrat und in der Folge immer wieder beschrieb, zeichnete und fotografierte. Nur ein kleiner Teil seiner Beobachtungen kann hier wiedergegeben werden: Im Oktober 1840 hatte demnach der Hallstätter Gletscher eine 6 - 9 m hohe, 30 - 40 Grad geneigte Stirn, die Zunge im Oberen Taubenkar besaß viele Radialspalten am Rand, Längs- und Querspalten in der Mitte, das heutige Eisjoch war eine wildzerklüftete Gletscherkaskade. Vor der Gletscherstirn beobachtete Simony nur eine 0,3 - 0,6 m hohe und 1 bis 1,3 m breite Aufschiebung (1895:128).

Von Einwohnern des Gebietes wurde Simony von einem See berichtet, der in den zwanziger Jahren des 19. Jahrhunderts so groß gewesen sei, dass sich in demselben "*ein Salzschiß hätte bequem umkehren können*" (1895:128).

Dass der Gletscher vor 1850 "*seit Menschengedenken*" nie größer gewesen sei als eben der Höchststand um die Mitte des 19. Jahrhunderts, wird auch von A. v. Böhm (1903:7/8) bekundet, der Berichte von Besuchern des Karls-Eisfeldes (so wurde früher vor allem der untere Teil des Hallstätter Gletschers des Öfteren bezeichnet, nachdem Erzherzog Karl den Gletscherrand im Jahre 1812 erreicht hatte) in den Jahren 1804 bis 1840 zusammenfasste. So soll zwar in den Jahren 1804 und 1810 am Boden des Oberen Taubenkars ein Wachsen des Eises beobachtet worden sein, doch sei dessen Ausdehnung nach einer Militärmappierung aus dem Jahre 1821 noch kleiner als der Stand des Jahres 1873 gewesen (R. Moser, 1954:62, eigene Beobachtungen auf Grund der Franziszeischen Karte). Nachdem der Gletscher um 1840 vor seiner Stirn eine Rasendecke aufwühlte, die sich im Jahre 1810 noch unmittelbar vor dem Gletscherende befand, schloss A. v. Böhm (1903:7/8), dass der Gletscher 1810 größer war als viele Jahrzehnte vorher, da sich sonst ein vegetationsloser Moränenboden davor ausgebreitet hätte. Im Jahre 1823 aber sei der Gletscher schon wieder stark zurückgewichen gewesen. Der Gletscherstand von 1820 war damit natürlich ebenso geringer als jener von 1850.

Das Eis begann sich dann neuerlich im Oberen Taubenkar in den dreißiger Jahren des 19. Jahrhunderts zu wölben, (A. v. Böhm, 1903:9) dies ist auch durch eine "Expedition" unter Leitung von A. Budiwiter im Jahre 1836 zu belegen, der uns über fürchterliche Donner von zerborstenen Eismassen berichtete (R. Lehr, 1971:31), einer Tatsache, die auch Fr. Simony als sicheres Kennzeichen für einen Vorstoß des Hallstätter Gletschers beschrieb.

Im Jahre 1842 erreichten dann auch die Eismassen der mittleren Stufe (am Taubenriedel) die größte Mächtigkeit (Simony, Fr., 1895:129). Der obere Eisstein war in dieser Zeit (zumindest bis 1847) völlig unter Eis begraben (Simony, Fr., 1891/62). Zwei im Oktober 1846 im unmittelbaren Gelände vor der Gletscherzunge in je 7,6 m Abstand

vor derselben von Simony in den Fels eingehauene Kreuzzeichen waren im August 1848 nicht mehr sichtbar (Simony, Fr., 1895:129). Ein in diesem Jahr neu eingemessener Block war 120,7 m vom Eisrand entfernt, genau ein Jahr später betrug der Abstand nur mehr 109 m. Aus diesen Werten schloss Simony (1895:130) auf ein jährliches Vorrücken in der Periode von 1843 - 1847 von ca. 6,3 bis 9,5 m. Von 1849 bis 1850 konnte dann nur ein Vorstoß von 1,5 m beobachtet werden, im September 1853 war der Block 96,7 m vom Eisrand entfernt (nachgemessen von E. Suess; Simony, Fr., 1895:130).

Simony weist mehrmals darauf hin, dass die Vegetation im unmittelbaren Terrain vor der Gletscherstirn völlig intakt gewesen sei, der Gletscher habe zahlreiche Rasenwülste und grünende Pflanzenbüschel aufgewühlt, in der nächsten Umgebung der Stirnmoräne sei keine Spur eines rezenten Moränenschuttes wahrzunehmen gewesen. Der Gletscher habe also *"durch viele Dezenten keine größere Ausdehnung als die eben bestehende (um 1850) gehabt."* (Simony, Fr., 1891:62). Den Maximalstand im Oberen Taubenkar setzte dann Simony mit dem Jahr 1856 fest, *"die Gletscherzunge habe sich seit 1840 um rund 60 m verlängert und gleichzeitig um mindestens 25 m an Mächtigkeit zugenommen"* (Simony, Fr., 1895:130).

Dieser Höchststand wird im gesamten Vorgelände des Hallstätter Gletschers durch Moränenwälle deutlich gekennzeichnet. Linksseitig setzen die Wälle in etwa 2400 m Höhe am Niederen Kreuz an und ziehen südlich des Schöberls, zum Teil in einzelne Wallstücke aufgelöst, zum Taubenriedel. Von dort ziehen sehr deutliche Wälle bis zum Nordende des Unteren Eissees, wo sie mit 1950 m Höhe ihre tiefste Lage erreichen. Die rechte Ufermoräne lässt sich im Gelände zum Teil nicht mehr rekonstruieren, da sie an den Steilwänden des Oberen Taubenkars zur Gjaidstein - Taubenkogelscholle nicht erhalten blieb. Nordwestlich des Hohen Gjaidsteins befindet sich wiederum bei etwa 2400 m Höhe der Ansatz der rechten Ufermoräne (vgl. auch R. Moser, 1954:66 / G. v. Mildensee, 1897:63-72).

Die 1850er Moränen konnten auch 1977 zum großen Teil noch eindeutig durch Farbe des Materials, Festigkeit des Schutts, Verwitterungsgrad und Vegetationsbedeckung von angrenzenden, älteren Böden unterschieden werden. Nur der unterste Endmoränenwall im Oberen Taubenkar (1950 m Höhe) hebt sich optisch nicht mehr von seiner Umgebung ab. Dieser maximal 1 m hohe, etwa 15 m lange, zum Eissee hin gekrümmte Wall täuscht außerdem insofern höheres Alter vor, da er durch die vom 1850er Vorstoß zusammengeschobene Rasen- bzw. Vegetationsdecke viel Humus beinhaltet. Eine Zuordnung dieses Walles zum 1850er Hochstand lässt sich aber durch die noch gut erkennbaren, um nur wenige m höheren Seitenmoränenwälle am Ostfuß des Taubenriedels klar machen. Im Übrigen verdanken wir Fr. Simony eine genaue Rekonstruktion des 1850er Hochstandes, der eine Aufnahme des Karls-Eisfeldes vom 13.

September 1884 mit den Konturen des Gletschers um 1855/56 versehen hat (siehe Anhang: Fotokopie: Das Karls-Eisfeld im September 1884).

Die folgenden Jahre zeigten ziemlich genau das umgekehrte Bild beim Rückschmelzen des Gletschers wie vorher beim Anwachsen: Ein geringer horizontaler Rückzug wurde von einem starken vertikalen Einsinken begleitet, die Zunge hatte die "*Tendenz zur völligen Verflachung*", sie bekam praktisch kaum Nachschub von oben (Simony, Fr., 1895:130). So soll die Gletscherzunge bis 1861 nur um 3 - 4 m zurückgewichen sein, der vertikale Verlust aber 10 - 12 m betragen haben. (Simony, Fr., 1885:120) Interessant sind dann auch die weiteren Angaben Simonys über das Abschmelzverhalten der Zunge im Oberen Taubenkar. Auf Grund von Winkelmessungen und Beobachtungen an der Schwelle vom Gletscherrand zum Gjaidkar bestimmte Simony folgende vertikale Abschmelzbeträge:

1856 - 1871	30 m
1856 - 1882	59,4 m
1856 - 1883	61,3 m

So ergibt sich für die Periode 1856 bis 1871 ein durchschnittliches jährliches Einsinken von 2 m, für die Periode 1871 - 1882 dann 2,7 m (Simony, Fr., 1885:121).

Der horizontale Rückzug betrug von 1856 bis 1883 insgesamt 98 m, das sind 3,8 m jährlich. Größere horizontale Änderungen wurden in den folgenden Jahren (z.B. von 1883 - 1884 allein 6 m Rückzug) in erster Linie durch einen See vor der Gletscherstirn verursacht, der zeitweise sogar die niedrigen Teile der Zunge bedeckte (Simony, Fr., 1885:122).

Aufgrund dieses raschen Abschmelzens vermutete Simony schon 1871, dass der unterste Teil des "*Hallstätter Ferners*", wo die Sage eine „*verwunschene Alm*“ unter dem Eis begraben sein lässt, in einer nicht allzu fernen Zeit wieder vollständig abgeschmolzen sein dürfte (Simony, Fr., 1871:26).

In der Folge schenkte Simony dem Steilabfall zwischen der mittleren und unteren Gletscherstufe, also dem heutigen Eisjoch, große Aufmerksamkeit. Diese soll während des Maximalstandes von einer ca. 40-45 m mächtigen Eisschicht überflossen gewesen sein, die Maximalmächtigkeit des Eises in der Mulde des Oberen Taubenkars soll 80 - 100 m betragen haben (Simony, Fr., 1895:134/147). So verschwanden zuerst die Querspalten, bereits 1875 erschien der Gletscher "*unzerklüftet*". 1878 trat dann erstmals eine Felspartie zutage, die sich hauptsächlich in den Jahren 1884 - 1887 rasch ausdehnte, das Eis nahm an Dicke und Breite immer mehr ab, es waren keine merklichen Nachschübe aus der Firnregion zu verzeichnen. Im Jahre 1890 war die Gletscherzunge (Toteis) dann völlig isoliert vom oberen Gletscherteil, das Eisjoch war

eisfrei geworden (Simony, Fr., 1895:134/135). Im Jahre 1883 brachte Simony an zwei Felsblöcken südwestlich des Taubenriedels Marken an, um den Rückzug der mittleren Gletscherstufe zahlenmäßig erfassen zu können: Der Abstand vom Eisrand vergrößerte sich im Verlauf der Jahre 1883 bis 1886 bei Block [1883 ⊗ FS] von 33 m auf 44,5 m (jährlich 3,8 m Rückzug; Simony, Fr., 1886:265). Diese Marken Fr. Simonys wurden bis heute immer wieder aufgefrischt und stellen somit ein "Denkmal" für die damalige Größe des Hallstätter Gletschers dar. Sie sind von der Simony-Hütte in wenigen Minuten leicht zu erreichen.³⁸

Auch über die Firnregion konnte Fr. Simony einiges berichten: So war bis 1847 der Obere Eisstein unter Firn begraben, erst Anfang der 60er Jahre tauchte in ca. 2690 m Höhe ein Felsriff auf, im Jahre 1875 ließ sich der Obere Eisstein von der Simony-Hütte schon deutlich erkennen und war seither ständig sichtbar (Simony, Fr., 1891/62). Fr. Simony schätzt das Einsinken des Firnniveaus seit den 40er Jahren bis 1882 auf ca. 5 - 7 m, ab 1884 - 1887 soll die Firnregion dann wieder an Mächtigkeit dazugewonnen haben, seit 1888 aber neuerlich die Abnahme vorherrschend gewesen sein (Simony, Fr., 1895:135).

In den nächsten Jahren entstanden dann die ersten kartographischen Belege über die Ausdehnung des Hallstätter Gletschers, nämlich die Gletscherkarte M. Groller v. Mildensees (1896) und dann die erste photogrammetrische Aufnahme von A. v. Hübl aus den Jahren 1899 - 1901. Diese Karten zeigen einen weiteren Rückzug des Eises an, das Toteis im Oberen Taubenkar war stark schuttbedeckt und ging mehr und mehr verloren. Auch die Aufnahme der AV-Karte 1915 fällt in eine Zeit des starken Rückzugs. Vor allem die schlechte Füllung der Firngebiete fällt hier auf (siehe Isohypsenverlauf im Vergleich der Karten 1915 und 1958), durch die schneereichen Winter 1915/1916 und 1916/17 soll die Ernährung der Firnregion allerdings wieder maßgeblich gefördert worden sein. Auch die nächsten Jahre müssen für den Gletscherhaushalt positiv gewesen sein, da der Hallstätter Gletscher im Bereich des Eisjochs vorstieß und eine deutliche Stirnmoräne ablagerte (Moser, R., 1954:70). Dieser kleine Vorstoß oder Halt lässt sich praktisch im ganzen Zungengebiet an mehr oder weniger deutlichen Wällen nachweisen. N. Lichtenecker (1927:147) meinte, dass die Endmoräne am Eisjoch in den Jahren 1919/20 abgelagert worden sein müsste.

³⁸ Ein Verzeichnis aller Marken Fr. Simonys ist bei M. Fritsch (1898) zu finden.

7.1.2 1920 - 1950

Im Jahre 1921 frischten die Brüder Steinmaier die Marken Simonys am Taubenriedel auf und führten Messungen durch, ebenso verfuhrten 27 Jahre später R. Moser und A. Mayer (Moser, R. 1954:68).

Daraus lässt sich folgender Vergleich anstellen:

Horizontaler Rückzug des Gletschers von 1883 bis 1921 (38 Jahre):

- Block +: 143 m (3,7 m jährlich)
- Block ⊗: 112 m (3,2 m jährlich)

Von 1921 bis 1948 (27 Jahre):

Block +: 182 m (6,9 m jährlich)

Block ⊗: 123 m (4,5 m jährlich)

Dies ergibt einen horizontalen Rückzug in der Periode von 1883 - 1948 (65 Jahre) von 325 bzw. 245 m (5 bzw. 3,7 m jährlich).

Bei einer Interpretation dieser Ergebnisse muss allerdings wiederum stark das Karstrelief in Betracht gezogen werden. So ist der scheinbar geringere Rückzug in der Periode 1883 - 1921 dadurch zu erklären, dass das am Taubenriedel aufgestaute Eis große vertikale Einbußen zu verzeichnen hatte und erst später, als die Gletscherzunge im flachen Teil im Bereich der heutigen Oberen Eisseen zu liegen kam, die horizontalen Rückzugswerte überwogen. Auch die periodische Bildung von Vorfeldseen bewirkte stark unterschiedliche Rückzugswerte. So schätzt N. Lichtenecker (1928:148), der im Oktober 1927 das Karls-Eisfeld besuchte, den Rückgang der Gletscherstirn von 1920 bis 1927 auf 20 m. Bei einem weiteren Besuch im Sommer 1930 schrieb N. Lichtenecker, dass der schon 1927 beobachtete kleine See beträchtlich an Ausmaß zugenommen hätte, die Gletscherstirn sei nun um rund 60 m hinter den Moränen von 1919/20 zurückgewichen. (Lichtenecker, N. 1931:128/129) Weiter meinte N. Lichtenecker, dass die Senkung der Eisoberfläche starke Fortschritte, auch in der Firnregion, mache. Die Eislappen des Hochkreuzes erreichten zum Teil nicht mehr die eigentliche Zunge des Gletschers, ebenso gliederte sich das rechte Gletscherdrittel immer mehr als selbständiger Eiskörper ab. Diese Beobachtungen Lichteneckers fallen also in die Zeit, in der sich der Gletscher in drei Teilzungen auflöste. In der Folge wurde dadurch besonders die mittlere Zunge abgegliedert, sie erreichte durch das weitere Abschmelzen der seitlichen Gletscherteile (geringe Mächtigkeit) bald eine eigenständige Länge von 1 km (Moser, R., 1954:71).

Dieser allgemeine Rückgang konnte auch von den vereinzelt günstigen Glazialjahren 1940 und 1941 oder 1948 nicht aufgehalten werden, R. Moser schätzt den horizontalen Rückgang der Zunge seit 1850 auf 1300 m, die Vertikalabnahme am Taubenriedel auf

104 m (Moser, R., 1954:72). 1951/52 war der Gletscher immerhin noch 2450 m lang und 2000 m breit. Das Eis des Zehrgebietes war in eine stattliche Zunge und zwei Eisschilder gespalten, die das breite Kar nur mehr zum Teil erfüllten. Eine ausapernde Mittelmoräne und vermehrte Schuttansammlung auf der Zunge ließen die bedeutende Vertikalabnahme des Eises erkennen (Moser, R., 1954:146).

Der Eismassenverlust wurde von R. Moser und R. Mayer für die Periode 1850/56 - 1951/52 berechnet. Dieser betrug demnach am Hallstätter Gletscher 188 Mio. m³ Eis (= 175 Mio. m³ Wasser), was einem Verlust von 1,9 Mio. m³ Eis (1,7 Mio. m³ Wasser) jährlich und 5145 m³ Eis (4733 m³ Wasser) täglich entspricht (Moser, R., 1954:181).

7.1.3 1950 - 1969

Für diesen Zeitabschnitt stehen uns hauptsächlich drei Quellen zur Rekonstruktion der Veränderungen des Hallstätter Gletschers zur Verfügung:

1. die jährlichen Messberichte des ÖAV, die in erster Linie von R. Wannemacher durchgeführt wurden, und 2. die beiden Karten mit den neu eingezeichneten Gletscherrändern, nämlich die AV-Karte von 1958 und schließlich die Gletscherflugkarte von 1969.

Die auffallendste Veränderung bei diesem Kartenvergleich ist das vollständige Loslösen des rechten Lappens von der eigentlichen, mittleren Zunge. Weiter fällt auch die deutliche Verkleinerung derselben durch seitliches und horizontales Abschmelzen auf.

Aus den Messberichten der Dachsteingletscher (Zeitschrift für Gletscherkunde, 1956 bis 1977; Original-Messberichte im Österreichischen Gletscherkataster, Innsbruck) geht hervor, dass die Firnlinie Anfang der 50er Jahre bei 2500 - 2600 m lag (Bericht 1953). 1954/55 berichtet R. Wannemacher, dass sich die Zunge vom Eisjoch über 400 m zurückgezogen hätte, was einem jährlichen Rückzugsmittel seit 1920/2 von 11 m entspricht. Die Zunge endete mit einer 5 - 10 m hohen Kalbungsfront im Oberen Eissee, der vertikale Verlust betrage nun jährlich etwa 3 m (Bericht 1954/55). In den Jahren 1955 - 1957 verlangsamte sich der Gletscherrückgang etwas (Bericht 1957), 1958 zeigte sich vor allem das Gletscherende stark verändert (See viel kleiner, Gletschertor verfallen, seitliche Zungenränder heben sich stark ab; Bericht 1958). Die Periode bis 1965 ist durch einen ständigen Rückzug (vor allem an der Zunge zwischen 5 und 20 m jährlich) geprägt, der sich 1966 allerdings verlangsamte (Bericht 1965 und 1966).

1968 stellte R. Wannemacher eine deutliche Auffüllung im Nährgebiet fest, während im Zungenbereich noch immer der Schwund anhielt (Bericht 1968). Dies gilt auch für die folgenden Jahre bis 1970. Die Gletscherausdehnung von 1969 ist aus der Gletscherflugkarte zu ersehen. Neben der schon vorher erwähnten deutlichen

Verkleinerung der Zunge fällt aber auch die 1969 gegenüber den 50er Jahren wesentlich tiefer liegende Altschneelinie und Firngrenze auf (die in der Folge ziemlich konstant in dieser Höhenlage blieb).

Vom österreichischen Gletscherinventar in Innsbruck (G. Gross) wurden für 1969 folgende Werte berechnet bzw. angegeben:

größte Höhe	2910 <u>m</u>	Fl. ohne Firnflecken	3,301 <u>km²</u>
mittlere Höhe	2560	Fl. mit Firnflecken	3,344
tiefste Höhe	2080	Ablationsfläche	1,255
mittl. Höhe Akk. Gebiet	2620	Sc/Sa (K)	1,6
-"- Abl. Gebiet	2410	Sc/S (AAR)	0,62
ASL (1969)	2510	max. Länge Abl.G.	1,2 km
FG (1969)	2450	Total	2,5 km

7.1.4 1969 - 1977

Die Gletscherkataster-Karte 1969 stellt die letzte Kartengrundlage für dieses Gebiet dar. In der Folge soll nun auf das weitere Verhalten des Hallstätter Gletschers in den letzten 8 Jahren anhand der Originalberichte der AV-Gletschermessungen näher eingegangen werden:

Bericht 1969 (Wannenmacher / Moser): Verfall der Zunge schritt fort, Firngrenze vom linken zum rechten Lappen zwischen 2450 und 2500 m (ziemlich konstant).

Bericht 1970 (Wannenmacher / Moser): Zunge sank weiter ein, stark von Schutt bedeckt. Firngrenze verlief in ca. 2580 m (rechts) bis 2550 m (links).

Bericht 1971 (Wannenmacher): Zunge stark eingesunken, Ränder stark abgehoben. Mittelmoräne begann bei 2225 m, die Neigung der Zunge betrug dort 24 Grad. Firngrenze: östlich bei 2580 m, westlich bei 2440 m.

Bericht 1972 (Wannenmacher / Moser): Zunge hatte weiter Substanzverlust, sie wurde "thermisch unterfangen" (Original-Zitat R. Wannenmacher). Der rechte Eislappen schien stationär, ein Eisnachschiebung aus dem Nährgebiet erschien nicht unwahrscheinlich. Auch linker Lappen auffallend gut genährt, vereinzelt leicht vorstoßend. Der Firnschnee begann knapp oberhalb 2380 m.

Bericht 1975 (Wannenmacher): Zungenende sank weiter stark ein, bei 2250 m an beiden Seiten der Zunge große Randspalten. Firngrenze undeutlich ausgebildet zwischen 2410 bis 2440 m im Westen und 2470 bis 2500 m im Osten. Der Bereich zwischen Gjaidsteinsattel, Dirndln und Hunerkogel zeigte sich stark ausgeapert.

Bericht 1974 (Wannenmacher): Nährgebiet erschien kräftig aufgestockt, Einsinken und Zurückweichen der Zunge schritt aber fort. Mittelmoränenaustritt bei 2250 m Höhe. Firngrenze etwa zwischen 2400 und 2500 m.

Bericht 1975 (Wannenmacher): Bei der Zunge weiteres Einsinken und Zurückweichen zu beobachten, allerdings verlangsamt. Östlicher Lappen leicht vorstoßend, westlicher Lappen stationär, Firngrenze etwa bei 2400 m. Allgemein zeichnet sich der Gletscher durch Spaltenarmut aus.

Bericht 1976 (Wannenmacher): Bei der Zunge wieder verstärkter Rückgang, westlicher Lappen leicht vorstoßend. Nährgebiet gut gefüllt, "gesundes" Aussehen. Firngrenzverlauf: 2500 m (westlicher Lappen), über 2600 m (Mitte) bis wieder 2500 m (östlicher Lappen).

Bericht 1977 (Wannenmacher): Auch dieses Jahr spektakulärer Verfall der Zunge, die beiden Randlappen zeigten stark unterschiedliche Vorstöße, Firngrenzverlauf im Wesentlichen wie im Vorjahr.

(Vgl. Gegenwartsbild des Hallstätter Gletschers in Kapitel 2.)

In der folgenden Zusammenstellung wurde versucht, den Gletscherrückgang zahlenmäßig zu erfassen (anhand der verschiedenen Gletscher - Messmarken in den Originalberichten).

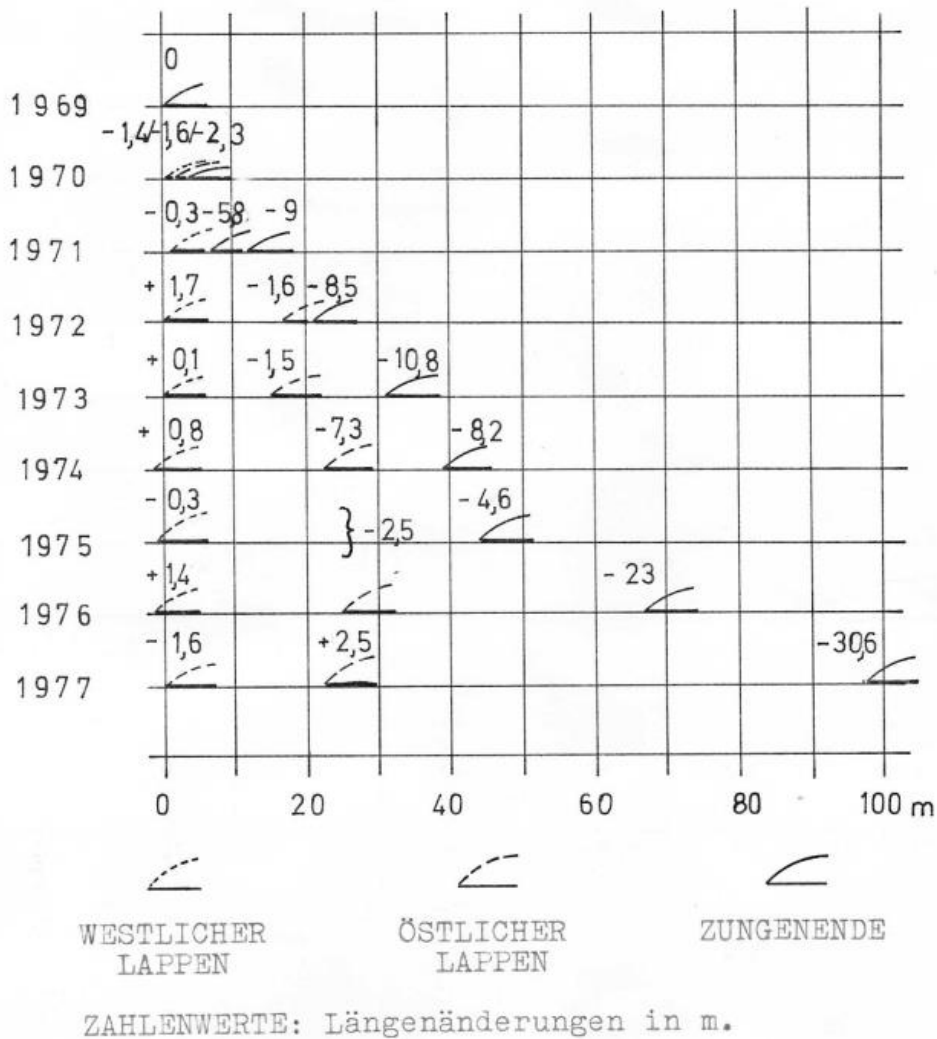
Die Veränderungen des Hallstätter Gletschers betragen demnach in der Periode 1969 bis 1977 (im Mittel aller heranziehbaren Messmarken):

am Zungenende	- 98 m (-12,3 m im Jahr)
am östl. Lappen	- 23 m (- 2,9 m im Jahr)
am westl. Lappen	+ - 0

Die horizontale Änderung am rechten Rand der Zunge betrug - 53 m, die am linken Rand gemessene vertikale Änderung - 12 m.

Die graphische Darstellung zeigt einen Vergleich der jährlichen Messwerte der Zunge und des östlichen und westlichen Lappens im Zeitraum 1969 – 1977. Im Anhang befindet sich eine Fotokopie einer Aufnahme R. Wannenmachers mit den im Vorgelände des Hallstätter Gletschers angebrachten Messmarken.

Graphik: Jährliche Längenänderungen der Zunge, des östlichen und westlichen Lappens des Hallstätter Gletschers im Zeitraum 1969 - 1977:



Weitere Rückzugsberechnungen bieten sich auf Grund der verschiedenen Karten bzw. Moränenwälle an (gemessen wurden nur die horizontalen Rückzüge vom Zungenende, die Miteinbeziehung der Teillappen ist zu problematisch):

Periode	Quelle (Kartengrundlage)	Veränderung	
1969-1977 (8 J.)	Gl. Rand 1977-Karte 1969	-100 m	-12,5 jährl.
1951-1969 (18 J.)	E. Arnb.Gl.R.1951/K. 1969	-280 m	-15,5
1899-1951 (52 J.)	Hübelsche Karte, Arnb. Gl. R.	-270 m	- 5,2
1856-1899 (43 J.)	Endmoräne 1856, Hübel K.	-850 m	-19,8
1856-1977 (121 J.)	Endmoräne 1856, Gl.R.1977	-1500m	-12,4

All diese Rückzugswerte sind jedoch im Karstgelände natürlich problematisch, das Relief spielt eine sehr große Rolle. Dennoch lassen die Werte einige Rückschlüsse zu. So zeigt der Wert 15,5 m pro Jahr den raschen Rückzug in den Jahrzehnten 1950 – 1970 sehr gut, der Wert 5,2 m pro Jahr kann durch das vorerst verstärkte vertikale Abschmelzen am Taubenriedel sowie durch die kurze Unterbrechung des Abschmelzvorganges um

1920 erklärt werden. Der hohe Wert von 19,8 m pro Jahr im Zeitraum 1856 - 1899 kommt dadurch zustande, dass das im Oberen Taubenkar liegende Toteis nicht miteinbezogen wurde. Der eigentliche Gletscher hatte sich um 1900 ja schon völlig vom unteren Lappen gelöst, das Bild wird jedoch durch diese Felsstufe etwas verzerrt. Die Periode 1969 – 1977 zeigt praktisch die gleichen jährlichen Rückzugswerte wie das gesamte Mittel 1856 – 1977.

7.1.5 Weitere Entwicklung

Im Jahre 1977 präsentierte sich der Hallstätter Gletscher mit einer dünnen, stark abschmelzenden Zunge, zwei stationären Seitenlappen und gut aufgefüllten Nährgebieten. Während eine Prognose für die nahe Zukunft insofern leicht ist, dass nämlich die Zunge weiterhin einem relativ starken horizontalen und vertikalen Verlust ausgesetzt sein wird und die seitlichen Lappen auf Grund ihres stationären Aussehens sich nicht stark verändern werden, ist eine längerfristige Ausschau natürlich sehr schwierig und hängt davon ab, ob sich die Nährgebiete weiterhin aufhöhen, wie dies in den letzten Jahren der Fall war. Bei einer Firngrenze von ca. 2450 – 2500 m Höhe würde auch die mittlere Zunge wieder an Substanz gewinnen und der nun schon über 120 Jahre fast ununterbrochene Rückzug könnte ein Ende finden.

Um Aufschlüsse über die Bewegungstendenzen der Zunge zu bekommen, wurden im Oktober 1977 in 2170 m und 2370 m Höhe zwei Steinreihen gelegt und mit einem Theodoliten eingemessen (Messtrupp: Falkner Elisabeth, Hörmanseder G., Laber Alfred und Hochhold Rainer).

7.1.6 Zusammenfassung

Dank der über 50-jährigen Beobachtungen Friedrich Simonys im 19. Jahrhundert kennen wir die jüngere Geschichte des Hallstätter Gletschers sehr gut: Demnach erreichte der Gletscher 1942 am Taubenriedel und 1956 im Oberen Taubenkar seinen Höchststand. Ab 1956 vollzog sich im Zungenbereich zuerst ein stärkeres vertikales als horizontales Abschmelzen. Um 1890 wurde das heutige Eisjoch eisfrei. Zu einem letzten kurzen Vorstoß kam es 1919/20. Die auffallendsten Veränderungen beim weiteren Rückzug waren die Dreiteilung des Gletschers in eine mittlere Zunge und einen östlichen und westlichen Lappen in den Jahren 1930 - 1940. Der Rückzug dauerte bis in die 70er Jahre unvermindert an, heute wird davon allerdings nur mehr die Zunge betroffen, die seitlichen Lappen können als stationär betrachtet werden. Für die Zunge kann seit 1856 ein mittlerer jährlicher horizontaler Rückgang von 12,5 m angegeben werden.

7.2 1850er HOCHSTAND UND RÜCKZUGSPHASEN DES GROSSEN GOSAUGLETSCHERS

Auch die restlichen Dachsteingletscher wurden von Fr. Simony beobachtet, beschrieben und fotografiert, wenn auch nicht mit einer derartigen Betonung wie beim Hallstätter Gletscher. Dennoch sind uns dadurch überaus wertvolle Dokumente erhalten geblieben.

Die Moränenwälle des 1850er Standes sind gut erhalten und sehr auffällig, im Besonderen die linke Ufermoräne, die mit scharfgratigem First in 2250 m Höhe an der Schneebergwand ansetzt und Höhen von über 10 m erreicht. Der Wall wird weiter abwärts dann immer flacher und ist teilweise durch Schmelzwässer zerstört bzw. in Teilwälle zerlegt. Ab etwa 1920 m Höhe ist die Moräne wieder scharfgratig erhalten und deutlich ausgeprägt (Moser, R., 1954:73). Der rechte Uferwall ist nicht so deutlich, H. Kinzl (1929:102) meint, dass hier anscheinend das Schmelzwasser die Moräne an mehreren Stellen durchbrochen und zerstört hat. E. Wilthum (1955:198) nimmt einen Vorstoß in zwei Zungen an: Dabei soll die südliche Zunge auf dem mäßig geneigten Untergrund mächtig nach Westen vorgeschoben und in 1900 m Höhe geendet haben, die nördlichere, viel kürzere, soll hingegen schon in 2195 m Höhe ihr Ende gefunden haben. Dieser Ansicht widerspricht R. Moser (1954:74/75), dem es für den 1850er Stand verfrüht erscheint, von einer südlichen und nördlichen Zunge zu sprechen.

Auch nimmt R. Moser im Gegensatz zu E. Wilthum zwei Eisüberlaufstellen (in 2200 m und 2250 m Höhe) über den modellartigen linken 1850er Uferwall an: "*Dieses Überlaufen bewirkte, dass die 1850er Moräne zu einem breiten, flachen Moränenkuchen verformt wurde, der noch dazu von vielen Abflusswegen zerfurcht ist.*" (Moser, R., 1954:74).

Nach den authentischen Berichten von Fr. Simony selbst erreichte der Große Gosaugletscher schon 1848/49 seinen Höchststand (Simony, Fr., 1885:131), der Rückgang des Eises trat im Vergleich zum Hallstätter Gletscher auch 7-8 Jahre früher ein, weil, wie Simony meinte, die Zunge des Hallstätter Gletschers in einer Karsthohlform endete und noch Nachschub von oben bekam, die Zunge des Großen Gosaugletschers aber auf Grund ihres nahezu gleich geneigten Gletscherbettes viel rascher auf klimatische Veränderungen reagierte (Simony, Fr., 1885:135).

Der tiefste Punkt des Maximalstandes soll in 1920 m Höhe gelegen haben, 1844 war die Gletscherzunge 60 m davon entfernt (Simony, Fr., 1895:136). Auch für den folgenden Rückzug wurden uns von Simony Angaben überliefert: So hatte sich der Gletscher von 1849 bis 1884 um ca. 620 m horizontal zurückgezogen (jährlich rund 17,7 m), davon allerdings in den letzten 7 Jahren stark verlangsamt (von 1877 bis 1884 etwa 50 m, das sind rund 7,1 m jährlich; Simony, Fr., 1895:136).

Überhaupt fiel Fr. Simony 1884 auf, dass die Dicke der Zunge im vorderen Teil mit maximal 8 - 12 m nur gering war. Dies bestätigte sich bei einem weiteren Besuch im

Jahre 1886, wobei Fr. Simony (1895:137) einen abermaligen Rückzug von 6 - 10 m und eine Erniedrigung der Oberfläche von 2 - 2,5 m konstatierte. Auch die Firnpartien hätten sich seit 1850 merklich verringert, die Firnbedeckung nächst der Unteren und Oberen Windluke sei zum Teil schon unterbrochen gewesen.

Einen kurzen und einen deutlicheren Halt bzw. Vorstoß unterscheidet R. Moser (1954:75/76) dann 1893 und um 1920. Vor allem sei ein gut ausgebildeter, 2 m hoher und 5 m breiter Wall vor der rechten Zunge des Großen Gosaugletschers dem letzteren Vorstoß zuzuschreiben. Die Trennung des Gletschers in zwei Zungenlappen datierte Moser (1954:76) in das Jahr 1915.

Die rechte Zunge wurde in der Folge in 2280 m Höhe am Felswiderlager oberhalb der Adamek-Hütte gestaut, die linke Zunge zog sich infolge keinerlei Bewegungshindernisse viel rascher zurück (Moser, R., 1954:76).

Dennoch fällt bei einem Blick auf die Karte "Alte und neue Stände der westlichen Dachsteingletscher" von E. Arnberger und E. Wilthum (1953, Beilage) auf, dass 1928 und 1934 die linke Zunge immer noch beträchtlich größer war als die rechtsseitige. Erst die Gletscherrandmessung 1952 durch E. Arnberger/ E. Wilthum zeigte nun eine ähnliche Größe und Längenausdehnung dieser beiden Zungen. Das ungleiche Rückzugsverhalten lässt sich auch durch mehrere Zahlenangaben belegen: So berichtet W. Thalhammer (ÖAV-Messbericht 1935), dass der Gletscherrand der linken Zunge von 1933 bis 1935 um teilweise 47 m (23,5 m im Jahr) zurückgeschmolzen sei. Ähnliche Werte erhielt R. Moser (1954:77), der für die Periode 1946 bis 1950 den Eisrückgang der linken Zunge im Mittel mit 20 m den der rechten Zunge mit nur 5 m angab. Selbst als in den Jahren 1948/49 die rechte Zunge an zwei Stellen um 5 bzw. 15 m vorstieß, schmolz die linke Zunge immer noch um Beträge von rund 5 m weiter ab. R. Moser kam somit zu dem Schluss, dass die linke Zunge zusehends dem Verfall preisgegeben sei, eine Feststellung, die sich bei einem Blick auf die Gletscherflugkarte 1969 bestätigt. Die linke Zunge, die längst keinen Nachschub aus dem Gebiet der Unteren Windluke erhält, ist nur mehr als kümmerlicher Rest im Schatten der Felswände der Schneebergwand erhalten, die rechte Zunge hingegen erscheint "*gesünder und besser genährt*". Eine Gegenüberstellung von den verschiedenen Rückzugswerten soll diese Angaben noch einmal verdeutlichen:

Periode	Quelle (Kartengrundlage)	Veränderung	
		recht. Lap.	Link.Lap.
1969-1977 (8 J.)	Karte 1969	-20 m	-20 m
	Gletscherrand 1977	(-2,5 jährl.)	(-2,5 jährl.)
1952-1969 (17 J.)	E. Arnberger Gl. Rand 1952	-40 m	rd.-180m
	K. 1969	(-2,4 jährl.)	(-10,6 jährl.)
1928-1952 (24 J.)	E. Arnberger Gl. Rand 1928	-100 m	-500 m

	E. Arnberger Gl. Rand 1952	(-4,2 jährl.) (-15,8 jährl.)
1849-1928 (79 J.)	Karte 1969, Gl. Rand 1956	-1180 m
	Arnberger/Wilthum Gl. Rand 1928	(-14,9 jährl.)
1849-1977 (128 J.)	Gl. Rand 1849, Gl. Rand 1977	-1550 m
	beide K. 1969	(-12,1 jährl.)

Anm.: Die Werte der Periode 1928-1849 und die Gesamtwerte wurden gemittelt, da der Gletscher bei seinem Maximalstand nur aus einer Zunge bestand.

Besonders auffallend ist also das vergleichsweise starke Rückschmelzen der linken Zunge in der Periode 1928 - 1952. In Bezug auf den gesamten Rückgang von 1849 bis heute entspricht der Wert dem des Hallstätter Gletschers (12,4 m pro Jahr) ziemlich genau, die Unterschiede, die durch das Karstrelief hervorgerufen werden, scheinen sich also bei einem längeren Zeitraum auszugleichen. Ein Vergleich dieser beiden Gletscher ist aber schon auf Grund der verschiedenen Flächen bzw. Eismassen sehr problematisch.

Bevor auf die jüngste Entwicklung des Großen Gosaugletschers eingegangen wird, sollen auch hier wie beim Hallstätter Gletscher die Werte des Österreichischen Gletscherinventars (Grundlage Karte 1969) wiedergegeben werden:

größte Höhe	2810 <u>m</u>	Fläche o. Firnfl.	1,475 <u>km²</u>
mittlere Höhe	2520	Fläche m. Firnfl.	1.518
tiefste Höhe	2250	Ablationsfläche	0,738
mittl.Höhe Akk.Geb.	2620	Sc/Sa (K)	1,0
mittl.Höhe Abl.Geb.	2400	Sc/S (AAR)	0,50
ASL (1969)	2520	max. Länge Abl.G.	1,1 km
FG (1969)	2450	Total	2,2 km

Im Folgenden soll nun noch kurz das Verhalten des Gletschers in den 8 Jahren seit der Aufnahme der Karte 1969 - 1977 erörtert werden: Aus den Originalberichten (1969, 1970, 1972 R. Wannemacher und R. Moser; 1971 R. Wannemacher; ab 1975 R. Moser) geht hervor, dass der Abschmelz- bzw. Verdünnungsvorgang der Zunge in den Jahren 1969 - 1975 weiterhin anhielt, wenn auch stark verlangsamt. Die Firngebiete präsentierten sich (mit Ausnahme von 1975) gut aufgefüllt. Im Jahr 1974 lagen dann große Schneemengen sowohl im Zungen- als auch im Firngebiet, viele Marken konnten nicht eingemessen werden. Für das Jahr 1975 stellt R. Moser wieder eine beträchtliche Firnaufgabe und eine Häufung von Schneeflächen im gesamten Gletscherkar fest. Der Gletscher selbst zeigte Vorstoßtendenzen, die allerdings schon 1976 wieder unterbrochen wurden. Fast alle Marken zeigten nun ein deutliches Rückschmelzen an. Das

Haushaltsjahr 1976/77 erschien für die westlichen Dachsteingletscher positiv, auch konnten im mittleren Teil Vorstoßbeträge von rund 10 m gemessen werden.

Anhand der Messmarken sieht das Verhalten des Großen Gosaugletschers in den letzten 8 Jahren folgendermaßen aus: Der Rückgang betrug beim rechten Lappen (im Mittel der Marken K und H; Abbildung im Anhang) von 1969 - 1977 20 m und beim linken Lappen (Marken F 69 und F 70) von 1969 - 1973 (seit 1974 war wegen Firnschnee im Vorfeld keine Nachmessung möglich) 14 m, während der mittlere Rand (Marken J, M, N) einen Vorstoß von insgesamt 16 m seit 1969 bis heute verzeichnen konnte. Insbesondere die letzten vier Jahre (mit Ausnahme 1976) waren hier stark positiv.

Interessant ist auch ein Blick auf die Firnmessmarke an der Steinerscharte in den letzten 16 Jahren: So betrug das vertikale Einsinken von 1962 - 1969 (8 Jahre) insgesamt 1,12 m (0,14 im Jahr), von 1969 bis 1977 (8 Jahre) konnte dann eine Auffüllung von insgesamt 4,25 m (0,53 m jährlich) festgestellt werden. Die Werte zeigen zuerst eine ziemlich stationäre, in der zweiten Periode dann sogar ansteigende Entwicklung des Firnniveaus bei dieser Messmarke.

Im Großen und Ganzen machte der Große Gosaugletscher 1977 einen stationären Eindruck. Bei glaziologisch ungünstigen Haushaltsjahren ist die Gefahr einer weiteren Verdünnung und Abschmelzung der beiden Lappen natürlich gegeben, die Firnfelder erschienen 1977 aber gut aufgefüllt. Auch der in den letzten Jahren oft bis in den Herbst hinein den ganzen Gletscher bedeckende Altschnee und eine Firnfleckenhäufung im Vorfeld deuten zur Zeit eher darauf hin, dass der jahrzehntelange Rückgang ein Ende gefunden hat oder wenigstens unterbrochen wurde.

7.3 1850er HOCHSTAND UND RÜCKZUGSPHASEN DES SCHLADMINGER GLETSCHERS

Friedrich Simony beschreibt den Schladminger Gletscher um die Mitte des 19. Jahrhunderts als allgemein spaltenarm, der Gletscher zeigte nur beim Abfall gegen den Großen Koppenkarstein etwa 45 Grad Neigung und dort auch tiefe Spalten. Die Wachstumsperiode wurde zwischen 1840 und 1850 abgeschlossen, seither erfolgte eine konstante Massen- und Flächenabnahme (Simony, Fr., 1895:138). Der tiefste Punkt lag 1867 bei 2208 m, erst in der Folge zerfiel die unterste Gletscherpartie in zwei Hälften. Der Gletscher hatte aber selbst beim Maximalstand keine ausgeprägte Zunge wie etwa der Hallstätter Gletscher oder der Große Gosaugletscher, er endete in breiter Front, der Abfluss fand mehrere hundert Meter zunächst oberirdisch durch einen Bach statt, der jedoch schließlich in den zahlreichen Dolinen und Karstwannen versiegte (Simony, Fr., 1895:159).

Durch vertikales Einsinken, das durch den Stau an einem Felshügel bedingt war, lag in den achtziger und neunziger Jahren das Gletscherende absolut tiefer als beim

Maximalstand (wie beim Hallstätter Gletscher), Fr. Simony (1895:139) schätzte die Abnahme der Mächtigkeit der untersten Gletscherpartien auf 20 - 25 m. Durch diese Ausdünnung traten nun immer häufiger Felsrücken zutage, die rasch an Ausdehnung gewannen. Das Abschmelzverhalten des Schladminger Gletschers gestaltete sich also sehr kompliziert, der Maximalstand selbst kann durch zum Teil sehr klar erhaltene Moränenwälle jedoch gut rekonstruiert werden. Der Moränenbogen reicht vom Nordost-Sporn des Koppenkarsteines (2320 m) bis zu den südlichen Ausläufern des Mittersteines (2350 m). Der Moränenwall ist an seiner tiefsten Stelle (2250 m) bis zu 150 m unterbrochen, was auf Schmelzwässer zurückzuführen ist (Moser, R., 1954:78). Zur Zeit des Hochstandes um 1850 war der Schladminger Gletscher noch mit der ausgedehnten Flankenvereisung der Osthänge des Hohen Gjaidsteines verbunden, die auch in der Folge noch lange bestehen blieb (vgl. AV-Karte 1915).

Charakteristisch für das weitere Abschmelzen des Schladminger Gletschers war das oftmalige "Ertrinken" der Gletscherzungen im Schutt. Auf dieses Phänomen wies R. Moser sogar noch 1952 hin, dass sich nämlich etwa 200 bzw. 80 m vor dem eigentlichen Gletscherrand eine Eisunterlage befinde (Moser, R., 1954:81). Weiter charakteristisch war, dass der Gletscher beim Rückschmelzen immer wieder die Form änderte und sich in zahlreiche Lappen und Teilzungen aufspaltete. Aus diesem Grund sind konkrete Angaben über Längenänderungen des Gletschers sehr problematisch. Auch die einzelnen Rückzugstände sind nicht genau fassbar, die Meinungen in der Literatur darüber sehr geteilt (vgl. Moser, R., 1954:80f; Arnberger E. / Wilthum E., 1953:201; Kinzl, H., 1929: 108).

Die aus der Gletscherflugkarte und der Beilage "Alte und neue Stände des Hallstätter und Schladminger Gletschers" von E. Arnberger / E. Wilthum (1953) entnommenen Längenrückzugswerte müssen daher ebenfalls vorsichtig betrachtet werden. Am ehesten für einen Vergleich bot sich die rechte Zunge im Bereich des Koppenkarsteines an, da dieser, morphologisch begünstigt, ein kontinuierlicheres Abschmelzverhalten zeigte.

Periode	Quelle (Kartengrundlage)	Veränderung
1969-1977 (8 J.)	Karte 1969, Gletscherrand 1977	0
1951-1969 (18 J.)	E. Arnberger Gl.rand 1951, Karte 1969	-50 <u>m</u> (-2,8 jährl.)
1928-1951 (23 J.)	E. Arnberger Gl.rand 1951 bzw. 1928	-270 (-11,7 jährl.)
1850-1928 (78 J.)	Endmoränen 1850, E. Arnberger Gl.rand 1928	-480 (-6,1 jährl.)
1850-1977 (127 J.)	Endmoränen 1850, Gl.rand 1977	-800 (-6,3 jährl.)

Trotz aller Vorbehalte bzw. auf Grund der doch günstigeren Nachmessverhältnisse am rechten Lappen entsprechen die einzelnen Abschmelzperioden doch den erhaltenen

Werten sehr gut. Insbesondere das praktisch stationäre Verhalten der letzten 20 Jahre kommt gut zum Ausdruck.

Dies wird in gleichem Maße von R. Wannemacher in den Originalberichten der AV-Gletschermessungen (Gletscherkataster Innsbruck) bestätigt, dem jährlich nur die stereotype Feststellung bleibt, dass der Gletscher ein völlig stationäres Bild biete. Dies äußert sich auch bei einem im Jahre 1958 erstmals von R. Wannemacher eingemessenen Stein (Messstein 1, im Randbereich der Marke B): Während die Fließgeschwindigkeit des Gletschers von 1958 bis 1969 im Mittel noch 5 m jährlich betrug, verlangsamte sie sich in den letzten 8 Jahren auf 2,1 m pro Jahr; wenn man die Periode 1973 - 1977 heranzieht, ergibt sich sogar nur mehr der Wert von 1,4 m jährlich. Bei einer Zusammenstellung aller Messmarken R. Wannemachers von 1969 bis 1977 ergab sich sogar ein Vorstoßwert für die angegebene Periode von insgesamt 3,4 m (0,4 m im Jahr).

Die im Österreichischen Gletscherinventar (G. Gross) angegebenen Werte von 1969 (Gletscherflugkarte) haben auf Grund dieses stationären Verhaltens auch 1977 noch Gültigkeit, ähnlich blieben die Firngrenze und Altschneelinie konstant.

größte Höhe	2700 <u>m</u>	Fläche o. Firnfl.	0,814 <u>km²</u>
mittlere Höhe	2595	Fläche m. Firnfl.	0,821
tiefste Höhe	2420	Ablationsfläche	0,404
mittl.Höhe Akk.Geb.	2647	Sc/Sa (K)	1,0
mittl.Höhe Abl.Geb.	2540	Sc/S (AAR)	0,51
ASL (1969)	2595	max. Länge Abl.G.	0,4 km
FG (1969)	2570	Total	0,9 km

7.4 1850er HOCHSTAND UND RÜCKZUGSPHASEN DER KLEINEN DACHSTEINGLETSCHER

7.4.1 Schneelochgletscher

Der Vorstoß des Schneelochgletschers um 1850 wird durch eine 5 bis 10 m hohe, einen geschlossenen Bogen bildende Stirn moräne bezeugt. Der tiefste Punkt des mit einer ca. 600 m breiten Front endenden Gletschers lag damals bei 2165 m (Moser, R., 1954:85).

Der Gletscher büßte bei seinem Abschmelzen vor allem den nördlichen Teil ein, der außerhalb der schattenspendenden Wände des Kammes Hohes Kreuz - Hoher Schreiberwandkopf gelegen ist.

Obwohl es R. Moser (1954:83/84) gelang, aufgrund alter Messmarken G. v. Mildensees (1897:93) den Gletscherstand von 1890 zu rekonstruieren, konnte er deutliche

Wallbildungen für diese glaziologisch günstigere Zeitspanne nicht finden. Ebenso ist der 1920er Stand nirgends durch Wälle angedeutet.

Bis heute schmolz der Schneelochgletscher in den südlichen Winkel des Kares zurück, er erscheint aber in den letzten Jahren ziemlich stationär. Die von R. Moser (Originalberichte ÖÄV – Gletschermessungen; Gletscherkataster Innsbruck) durchgeführten Längenmessungen ergaben zwar für das Haushaltsjahr 1975/76 stark negative, für 1973 bis 1975 und 1977 aber positive Werte. Insgesamt betrug der Rückgang im Mittel aller Messmarken von 1969 bis 1977 nur 1,3 m (0,16 m jährlich).

Der Gletscherrand von 1850 liegt im Mittel ungefähr 400 m vor dem heutigen Eisrand, das entspricht einem jährlichen Rückzug in der Größenordnung von rund 3 m. Man kann abschließend also feststellen, dass auch der Schneelochgletscher in den letzten Jahren praktisch stationäres Verhalten aufweist.³⁹

7.4.2 Die Torsteinvergletscherung

Während Fr. Simony (1895:139) die heutigen Kleinen Gosaugletscher, Nördlicher und Südlicher Torsteingletscher als zusammenhängende "Thorsteingletscher" beschreibt, soll nach R. Moser (1954:84) auch während des Maximalstandes das Eis des Südlichen vom Nördlichen Torsteingletscher durch einen schmalen Moränenkorridor getrennt gewesen sein. Nach E. Arnberger (1953:207) fand die Trennung Nördlicher Torsteingletscher - Südlicher Torsteingletscher Ende der achtziger Jahre des 19. Jahrhunderts statt. Sicher verbunden waren zu dieser Zeit (zumindest im Firngebiet) noch der Kleine Gosaugletscher und der Nördliche Torsteingletscher, da laut Fr. Simony (1895:140/141) der Scheiderücken zwischen diesen beiden Eisfeldern noch tief unter Firn begraben war. Fr. Simony (1895:140) vermutete den Maximalstand gleichzeitig mit jenem des Großen Gosaugletschers und setzte die tiefste Höhe bei ca. 2160 m fest. Wie aus einem Bild Simonys (1895; Bildtafel CXIX) zu ersehen ist, war die Trennung dann 1893 schon so weit fortgeschritten, dass die Gletscher nur mehr durch eine schmale Firnschneedecke verbunden waren. Die endgültige Loslösung des Nördlichen Torsteingletschers vom Kleinen Gosaugletscher dürfte sich dann in den darauffolgenden Jahren vollzogen haben.

Einmal isoliert, schmolzen der Kleine Gosaugletscher und der Nördliche Torsteingletscher sehr rasch ab und schmolzen in die hintersten Karwände des Torsteins zurück. Die horizontale Entfernung des Kleinen Gosaugletschers von der gemeinsamen Zunge der Maximalausdehnung betrug 1952 rund 500 m, die des Nördlichen Torsteingletschers sogar 850 m. Dies entspricht einem jährlichen Rückzug von rund 5 m (KGG) bzw. 8,5 m (NTG).

³⁹ Die Werte des Österreichischen Gletscherinventars für 1969 des Schneelochgletschers und der übrigen Kleingletscher des Dachsteins wurden im Anhang zusammengefasst. Vgl. Nr. XXVII

Bei diesem Kartenvergleich (Gletscherflugkarte 1969; E. Arnberger / E. Wilthum, Gletscherrandeinmessung 1951, Beilage) ist aber bemerkenswert, dass 1969 der Kleine Gosaugletscher und der Nördliche Torsteingletscher praktisch die gleiche Fläche einnehmen wie 1952. Aus dieser Übereinstimmung lässt sich doch ableiten (direkte Beobachtungen fehlen), dass auch die Torsteingletscher eher stationär sind. Da man aus dem Vergleich mit den anderen Dachsteingletschern für die Periode 1950 - 1960 noch einen Rückzug erwarten darf, müssten die Torsteingletscher in den letzten Jahren sogar vorstoßende Tendenz aufgewiesen haben.

In Bezug auf ältere Moränen lässt sich nur der 1850er Hochstand bei der gemeinsamen Zunge des Kleinen Gosaugletschers und Nördlichen Torsteingletschers gut feststellen, beim Südlichen Torsteingletscher ist das Moränenmaterial sehr stark verrutscht (Arnberger, E., 1953:208). Jüngere Rückzugsphasen können nicht belegt werden.

7.4.3 Edelgrießgletscher

Die Maximalausdehnung des Edelgrießgletschers kann nur undeutlich angegeben werden, da konkrete Messungen bzw. Moränen fehlen. Fr. Simony (1895:141) gibt den Gletscherrand in einer Höhe von 2350 m an, weist aber darauf hin, dass aus dem weit herab reichenden Moränenschutt auf eine bedeutend größere Ausdehnung um 1850 geschlossen werden müsste. Nach einer Beschreibung G. Geyers aus dem Jahre 1880 *"senkt sich der Gletscher steil von der Hinteren Thürlscharte zwischen Kleinem Koppakarstein und Hinterer Thürlspitze, bildet ein kleines Firnplateau am Fuße des Kleinen und Großen Koppakarsteins und hängt dann unter rechtem Winkel nach Süden in die Schlucht hinab"* (Geyer, G., 1881:293). Im Jahre 1952 war der Edelgrießgletscher längst in das Kar am Fuße der Koppakarsteinwände zurückgeschmolzen (Moser, R., 1954:150). Bei einem Besuch im Jahre 1977 machte der Edelgrießgletscher überhaupt nur mehr den Eindruck eines größeren Firnfleckes, Eis bzw. Spalten konnten nicht festgestellt werden.

7.4.4 Schmiedstockgletscher

Der Vollständigkeit halber soll auch ein Gletscherfleck erwähnt werden, der zwischen dem Schmiedstock (2644 m) und der Hohen Gamsfeldspitze (2555 m) in der Mulde des Oberen Koppenkares liegt und 1850 doch die ansehnliche Größe von rund 11 ha erreichte (Moser, R., 1970:212). Seine Maximalausdehnung wird durch 5 bis 10 m hohe, fast 500 m lange Moränenwälle angedeutet, die nach R. Moser (1970:211) eindeutig dem 1850er Stand zugeordnet werden können (sehr frisches Material, frei von Pflanzenbewuchs, entsprechende Humusbildung fehlt). 1969 war lediglich ein 1,7 ha großer Firnfleck ohne Eisbildung vorhanden. Diesen hohen Flächenverlust seit 1850 (84,4%) führt R. Moser (1970:212) auf den im Gegensatz zu den übrigen Kleingletschern am Dachstein relativ niedrigen orographischen Rahmen zurück.

8. FLÄCHEN- UND MASSENVERHÄLTNISSE DER DACHSTEINGLETSCHER

8.1 FLÄCHENWERTE UND FLÄCHENVERLUSTE

Während im Kapitel 7 die Rückzugsphasen der Dachsteingletscher im Wesentlichen beschrieben und mit Längenänderungen belegt wurden, soll nun versucht werden, auch die flächenhaften Einbußen zu erfassen. Dass dies nicht immer ganz leicht ist, zeigt schon eine Gegenüberstellung der verschiedenen Flächenwerte der einzelnen Autoren in der Literatur⁴⁰.

Folgende Flächenangaben wurden nun als Grundwerte herangezogen:

Tabelle I: Flächen der Dachsteingletscher in den Jahren 1850, 1913, 1956 und 1969/77.

	1850	%	1913	%	1956	%	1969	%
HG	536 ha	47,9	421 ha	48,5	360 ha	56,9	330 ha	53,6
GGG	246	21,9	198	22,8	131 (+10)	20,7 (1,6)	141(+1 2)	22,9 (2,0)
SGL	209	18,7	167	19,2	90	14,2	82	13,3
SIG	60	5,4	44	5,1	24	3,8	23	3,7
KGG			15	1,7	10	1,6	12	2,0
NTG	58	5,2	9	1,0	2	0,3	7	1,1
STG			8	0,9	2	0,3	2	0,3
EG	10	0,9	7	0,8	4	0,6	6	1,0
Ges	1119	100	869	100	633	100	615	100

Die Prozentwerte beziehen sich jeweils auf die gesamte vergletscherte Fläche der angegebenen Jahre. Zur Zeit des Maximalstandes bildeten der Kleine Gosaugletscher, der Nördliche und der Südliche Torsteingletscher noch ein zusammenhängendes Areal, woraus sich der alleinige Wert ergibt. Die 10 ha Zusatzfläche beim Großen Gosaugletscher bedeuten den vergletscherten Teil zwischen Mitterspitz und Torstein, der heute keine Verbindung mit dem Großen Gosaugletscher mehr hat. Dieses Areal wurde aber natürlich bei der Angabe der Gesamtfläche miteinbezogen. Die Werte von 1850 und 1956 entstammen eigenen Planimeter-Berechnungen, wobei erstere übereinstimmend

⁴⁰ Vergleich im Anhang XXVIII, XXIX; weiter muss natürlich immer bedacht werden, dass eine Flächenangabe nur die Horizontalprojektion berücksichtigt, dem tatsächlichen Relief dabei keine Rechnung getragen werden kann.

mit G. Gross (Univ. Innsbruck; Österr. Gletscherinventar) diskutiert wurden. Sie werden durch Rekonstruktionen und Profile (im Anhang) belegt.

Da der Maximalstand im vorigen Jahrhundert bei den einzelnen Dachsteingletschern zeitlich nicht ganz einheitlich war bzw. nicht genau bestimmt werden konnte, wurde für alle Berechnungen 1850 als Bezugsjahr verwendet. Die Werte von 1956 stimmen sehr gut mit denen von G. Gangl, E. Brückl und P. Steinhauser (1971:26) überein. Sie basieren auf der AV-Karte 1958. Ebenfalls aus einer AV-Karte, nämlich der Aegerter'schen Karte 1915, stammen die Angaben für diese Zeit, die dem Österr. Gletscherinventar (G. Gross) entnommen wurden. Die Werte der kleinen Dachsteingletscher für 1969 basieren ebenfalls auf den Angaben des Österr. Gletscherinventars (Katasterkarte 1969), sie entsprechen praktisch denen von 1977. Die Flächen der drei großen Dachsteingletscher wurden auf Grund der rekonstruierten Gletscherflächen von 1977 (Katasterkarte 1969; im Anhang) neu berechnet.

Gleich zu Beginn der Interpretation dieser Werte soll auf ein Phänomen aufmerksam gemacht werden, das bei der Betrachtung der Flächen von 1956 und 1969 zutage tritt. Dabei fällt auf, dass die Fläche des Großen Gosaugletschers 1969 um 10 ha, die des Nördlichen Torsteingletschers um 5 ha, des Kleinen Gosaugletschers und des Edelgrießgletschers um je 2 ha größer erscheint als 1956. Die Fläche des Südlichen Torsteingletschers blieb gleich, die des Schneelochgletschers nahm in diesem Zeitraum nur um 1 ha ab.

Während nun die Flächenzunahmen der kleinen Dachsteingletscher gut mit den in Kapitel 7 diskutierten Verhältnissen in Verbindung gebracht werden können, so ist doch eine Zunahme der Fläche des Großen Gosaugletschers um 10 ha seit 1956 etwas verwunderlich, da, wie aus den Messberichten des ÖAV ersichtlich ist, in diesem Zeitraum noch immer Abschmelztendenz, vor allem im Zungenbereich, vorherrschend war. Ein genauer Kartenvergleich (AV-Karte 1958 - Katasterkarte 1969) zeigte keine wesentlichen Veränderungen. Die rechte Zunge erschien völlig stationär in Länge und Breite, der tiefste Punkt liegt in beiden Karten bei 2250 m. Auf der Katasterkarte war allerdings ein Einsinken der Oberfläche um 20 bis 50 m festzustellen. Die linke Zunge ist nach der Katasterkarte mehr dem Verfall preisgegeben und zum Teil schon gespalten, flächenmäßig wirkte sich dieses Abschmelzen gegenüber 1956 aber gering aus.

Auch ein spezieller Vergleich der einzelnen Höhenstufen ließ keinen eindeutigen Schluss zu, wo der Gletscher bis 1969 wesentlich an Fläche gewonnen hätte.

TABELLE II : Höhenstufenvergleich: Großer Gosaugletscher

	AV-Karte 1958	Katasterkarte 1969	Veränderung 1958-1969
2250-2300	2,8 ha	2,9 ha	+ 0,1 ha
2300-2400	25,3	29,4	+ 4,1
2400-2500	37,9	38,7	+ 0,8
2500-2600	23,8	29,2	+ 5,4
2600-2700	29,1	29,6	+ 0,5
über 2700	12,6	11,3	- 1,3

Die größten Flächenzunahmen weisen also die Höhenstufen 2300 - 2400 und 2500 - 2600 auf. Erstere ist durch das starke vertikale Einsinken der rechten Zunge im angegebenen Zeitraum zu erklären, weil dadurch die Isohypse 2400 "nach oben" wanderte, also eine größere Fläche einbezogen wurde. Die Isohypsen 2500 und 2600 liegen im Bereich einer steileren Gletscherstufe und ergeben daher schon bei kleinen Höhenänderungen größere Flächenverschiebungen. Das oberste Firngebiet selbst ist durch den orographischen Rahmen so eingengt, dass Zu- oder Abnahmen flächenhaft nur wenig zur Geltung kommen können.

Unter der Annahme, dass beide Karten die Gletscherflächen richtig wiedergeben, bleibt letztlich nur die eine Erklärung, dass der Gletscher zum Zeitpunkt der Aufnahme 1956 an seinem gesamten Rand zum Felsrahmen hin wesentlich stärker ausgeapert war als dies 1969 der Fall gewesen ist. Dies lässt sich für zwei Stellen mit einiger Sicherheit sagen, nämlich südwestlich des Hohen Kreuzes und nördlich des Mitterspitzes. Eine wesentlich tiefer liegende Firn- bzw. Altschneelinie und eine eben dadurch an allen Rändern vergrößerte Gletscherfläche müssen und kann aber für den gesamten Gletscher angenommen werden.

Schließlich kann man feststellen, dass der starke Flächenverlust des Großen Gosaugletschers und der kleinen Dachsteingletscher seit 1850 heute gestoppt erscheint.

Dies soll nun durch weitere Darstellungen belegt werden:

Im Einzelnen ergeben sich für die angegebenen Zeiträume folgende Flächenveränderungen:

TABELLE III : Flächenveränderungen der Dachsteingletscher seit 1850⁴¹

	1850-1913		1913-1956		1956-1969 (1977)		1850 – 1969 (1977)	
	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%
HG	-115	-21,5	-61	-14,5	-30	-8,3	-206	-38,4
GGG	-48	-19,5	-67	-33,8	+10	+7,6	-105	-42,7
SGL	-42	-20,1	-77	-46,1	-8	-8,9	-127	-60,8
SIG	-16	-26,7	-20	-45,5	-1	-4,2	-37	-61,7
KGG			-5	-33,3	+2	+20		
NTG			-7	-77,8	+5	+250		
STG	-26	-44,8	-6	-75	0	0	-37	-63,8
EG	-3	-30	-3	-42,8	+2	+50	-4	-40

Man sieht also, dass der Hallstätter Gletscher, wie nicht anders zu erwarten war, absolut die größten Flächeneinbußen zu verzeichnen hatte, relativ gesehen verlor er aber nur 38,4 % seiner Gesamtfläche von 1850. Ihm folgen der Edelgrießgletscher mit 40 %, der Große Gosaugletscher mit 42,2 % und der Schladminger Gletscher mit 60,8 % Flächenverlust. Die kleinen Gletscher hatten demnach noch größere Flächeneinbußen.

Es muss natürlich bedacht werden, dass sich bei kleineren Gletscherflächen schon geringe Veränderungen stärker auf die Prozentwerte auswirken. So sind hier vor allem die Angaben für den Edelgrießgletscher sehr problematisch. Auch die Zunahme des Nördlichen Torsteingletschers oder des Kleinen Gosaugletschers in dem Zeitraum 1956 bis 1969 müssen unter dem gleichen Gesichtspunkt wie beim Großen Gosaugletscher gesehen werden, dass nämlich diese Gletscher wahrscheinlich, bedingt durch ihre hohe Umrahmung, 1969 besonders stark von Firn und Altschnee bedeckt waren und die tatsächlichen Eis-Fels-Grenzen somit nicht eindeutig zu Tage traten. Dies trifft in hohem Maße für den Nördlichen Torsteingletscher zu, in dessen Vorfeld 1969 eine lange Firnzunge ausgebildet war.

Um einen besseren Vergleich der einzelnen Zeitabschnitte zu erhalten, wurde die jährlich eisfrei gewordene Fläche für die einzelnen Dachsteingletscher berechnet:

TABELLE IV : Jährliche Flächenzu- und -abnahme der Dachsteingletscher

1850-1913	1913-1956	1956-1969 (1977)	1850-1969 (1977)
63 Jahre	43 Jahre	13 Jahre	129 bzw. 127 J.

⁴¹ Für den HG, GGG und SGL wurden die Flächenwerte von 1977 herangezogen, für die restlichen Gletscher gelten die Werte von 1969, die ja mit den Gletscherrändern von 1977 praktisch identisch sind.

	ha/J	%	ha/J	%	ha/J	%	ha/J	%
HG	-1,77	-0,33	-1,49	-0,35	-1,43	-0,39	-1,62	-0,30
GGG	-0,74	-0,30	-1,63	-0,82	+0,48	+0,36	-0,83	-0,34
SGL	-0,65	-0,31	-1,88	-1,13	-0,38	-0,42	-1,0	-0,48
SIG	-0,25	-0,42	-0,49	-1,11	-0,08	-0,33	-0,31	-0,52
KGG			-0,12	-0,8	+0,15	+1,5		
NTG	-0,4	-0,69	-0,17	-1,89	+0,38	+19,0	-0,31	-0,53
STG			-0,15	-1,88	0	0		
EG	-0,05	-0,5	-0,07	-1,0	+0,15	+3,75	-0,03	-0,3

(Die 1977er Werte beziehen sich wiederum auf den HG, den GGG und den SGL. Siehe TAB. III)

Der Hallstätter Gletscher weist also die größten jährlichen Flächeneinbußen in der Periode 1850 - 1913 auf, 1,77 ha wurden durchschnittlich pro Jahr eisfrei. Das sind 0,33% bezogen auf die Fläche von 1850. Praktisch alle anderen Dachsteingletscher verloren hingegen im Zeitraum von 1913 bis 1956 den größten Teil ihrer Fläche.

Während sich hingegen beim Hallstätter Gletscher und beim Schladminger Gletscher von 1956 bis 1977 noch jährliche Flächenverluste von 1,43 bzw. 0,38 ha ergaben, zeigten der Schneelochgletscher und der Südliche Torsteingletscher stationäres Verhalten, die übrigen Dachsteingletscher konnten Flächengewinne verzeichnen.

Bei der Betrachtung der Gesamtwerte von 1850 bis 1977 kommen diese jüngsten Entwicklungen noch nicht zum Ausdruck, die kleinen Dachsteingletscher hatten jährlich in Prozent zur Gesamtgletscherfläche von 1850 höhere Verluste als dies bei den großen Gletschern der Fall gewesen ist.

Trotz der Problematik der Flächenverlustberechnungen (horizontale Projektion, also Nichtberücksichtigung des unruhigen Karstreliefs, Stauräume, zeitweise überwiegend vertikales Abschmelzen, unterschiedliche Kartengrundlagen, Kartengenauigkeit bzw. unterschiedliche jährliche Firn- und Schneebedeckung) kann doch zusammenfassend festgestellt werden, dass die starke Flächenabnahme der Dachsteingletscher etwa seit 1960 gestoppt oder zumindest gebremst erscheint. Der Hallstätter und der Schladminger Gletscher waren davon noch am wenigsten betroffen, sie scheinen diesbezüglich langsamer zu reagieren. Ein Blick auf die Veränderungen in den letzten 8 Jahren zeigt hingegen sehr deutlich, dass sich gerade der Schladminger Gletscher in diesem Zeitraum äußerst stabil und stationär verhielt (Vgl. Anhang I; Kartenvergleich). Auch der Hallstätter Gletscher verlor in den letzten Jahren nur mehr im Zungenbereich an Fläche und Masse.

Die Zusammenstellung der Flächenverluste aller Dachsteingletscher bestätigt diese Entwicklung:

TABELLE V : Flächenverlust aller Dachsteingletscher (gesamt und jährlich)

1850-1913	1913-1956	1956-1977	1850-1977
250 ha 22,3%	246 ha 28,3%	20 ha 3,3%	516 ha 46,1%

Jährlicher Flächenverlust:

3,8 ha/J 0,34%	6 ha/J 0,69%	0,9 ha/J 0,14%	4,1 ha/J 0,37%
----------------	--------------	----------------	----------------

Die Gletscher am Dachstein verloren also galt 1850 etwa 46 % ihrer damaligen Fläche, wobei die jährlichen Verluste in der Periode 1913 - 1956 am größten waren (6 ha/Jahr). Diese Entwicklung erscheint im letzten Zeitabschnitt stark verlangsamt (nur 0,9 ha/Jahr).

Weitere Flächenverlustberechnungen:

Auch in früheren Arbeiten wurde schon mehrfach versucht, den flächenhaften Rückgang der Dachsteingletscher zahlenmäßig zu erfassen (Moser, R., 1954:269f; Arnberger, E. und Wilthum, E., 1953:209f; Farago, M. und Umgeher, F., 1964:3f). Da aber sowohl die Ausgangsflächen 1850 als auch die Karten- und Berechnungsgrundlagen verschieden sind, erscheint ein Vergleich nicht angezeigt.

8.2 MASSENBERECHNUNGEN

Im Rahmen seiner Dissertation berechnete R. Moser (1954:176f) unter Anwendung der Simpson'schen Formel auch die Eismassenverluste der Dachsteingletscher und kam dabei zu dem Ergebnis, dass die Volumsverluste mit den Flächenverlusten gleichen Schritt halten (1954:182).

TABELLE VI : Eismassenverluste der Dachsteingletscher (aus Moser, R., 1954:181)⁴²

1850-1952	1850/56 bis 1951/52	Jährlicher Verlust	Täglicher Verlust
-----------	---------------------	--------------------	-------------------

⁴² In der von Moser, R. angegebenen Tabelle sind die Eismassenverluste auf Kommastellen genau angegeben. Da sie aber ohnehin nur Näherungswerte sein können, wurden sie in der Darstellung vereinfacht.

	Eis	Wasser	Eis	Wasser	Eis	Wasser
HG	188x10 ⁶ m ³	173x10 ⁶ m ³	1,9x10 ⁶ m ³	1,7x10 ⁶ m ³	5.145 m ³	4.733 m ³
SGL	130	119	1,3	1.2	3.550	3.266
GGG	108	100	1,1	1	2.973	2.735
SIG	21	19	0,2	0,2	568	522
KGG						
NTG	26	24	0,3	0,2	715	658
STG	5	5	0,05	0,05	149	137
EG	3	3	0,03	0,03	98	90
Ges.	482	443	4,8	4,4	13.198	12.142

R. Moser erhält also für alle Dachsteingletscher im Zeitraum 1850 - 1950 einen Massenverlust von 482 Millionen m³ Eis (445 Mio. m³ Wasser). Dies würde laut R. Moser (1954:180) ausreichen, um eine 12 m hohe und 1 m dicke Eismauer rings um den Äquator zu errichten.

Allgemein soll noch erwähnt werden, dass Massenangaben gerade im Karstgelände mit großen Schwierigkeiten verbunden sind und Verlustberechnungen nur Näherungswerte liefern können. Volumsveränderungen werden in der Literatur am häufigsten nach der Formel von Finsterwalder ($\Delta V = [(\Delta F1 + \Delta F2)/2] \times \Delta h$) durchgeführt.⁴³

Die Voraussetzung dafür sind allerdings vergleichbare, genaue Kartengrundlagen: Am Dachstein bieten sich hier praktisch nur die beiden Alpenvereinskarten 1915 und 1956 an. Ein Vergleich dieser ergab für den Hallstätter Gletscher (nach: Farago, M. und Umgeher, F., 1964:4) allerdings wiederum nach der Simpson'schen Formel $V = (H/6) (g1+4xg2+g3)$ einen Eismassenverlust von 1913 - 1956 von 43,7 Millionen m³ (1 Mio. m³ jährlich, 2.822 m³ täglich).

Dank der seismischen Gletschermessungen in den Jahren 1967 und 1968 (1967: Schladminger Gletscher, östlicher und südlicher Teil des Hallstätter Gletschers; 1968: westlicher und nördlicher Teil des Hallstätter Gletschers und Großer Gosaugletscher im Rahmen der IHD, unter der Leitung von E. Brückl, G. Gangl und P. Steinhauser) besitzen wir heute ein sehr gutes Bild von der Eismächtigkeit der Dachsteingletscher.

⁴³ ΔV = Substanzverlust; F1, F2 = Differenzflächen zwischen den infolge der Abschmelzung verschobenen Schichtlinien; h = Höhenunterschied zwischen oberer und unterer Grenze der betreffenden Höhenzone (normal 100 m); Finsterwalder, R., 1955:204

TABELLE VII : Eisvolumen der Dachsteingletscher 1967/68

(aus: Brückl, E., Gangl, G. und Steinhauser, P., 1971:26)

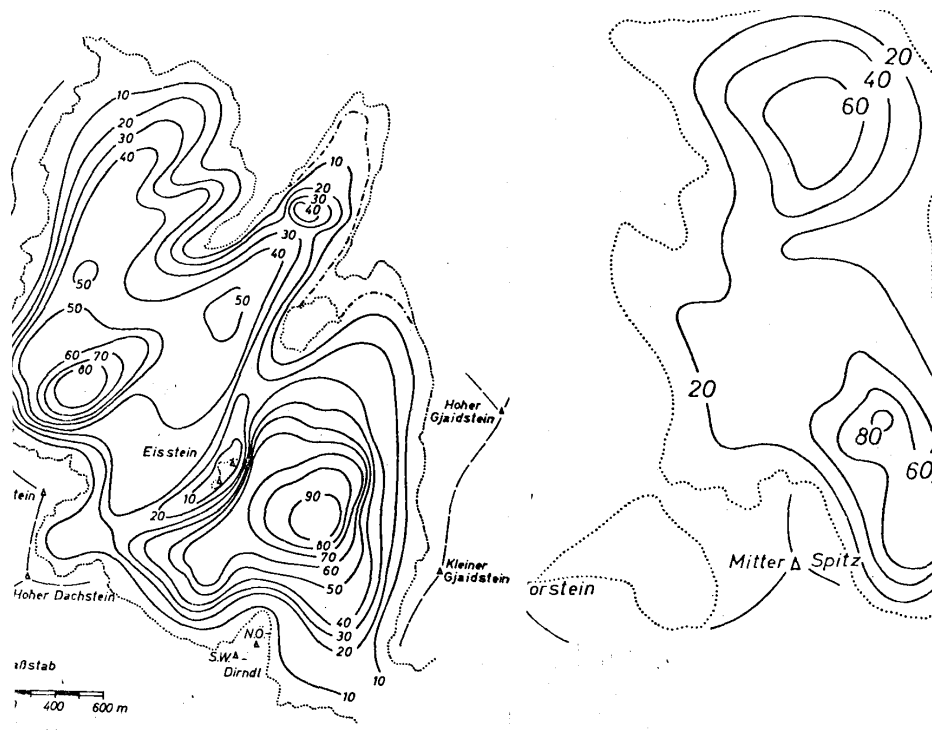
HG	118x10 ⁶ m ³ Eis	70,8 %
GGG	38	22,8
SGL	8	4,8
SIG	1,3	0,8
KGG	0,8	0,5
NTG	0,1	0,1
STG	0,1	0,1
EG	0,1	0,1
Gesamt:	166,4	100

Die Berechnungen basieren auf der AV-Karte 1958, wobei allerdings die Änderung der Gletscheroberfläche als Korrektur berücksichtigt wurde. Die Volumina der nicht direkt vermessenen Gletscher wurden durch Extrapolation bestimmt (Hoinkes, H., 1971:36). Aufgrund von 16 Sprengprofilen, die rund 90% der gesamten Gletscherfläche erfassten, konnten Karten der Eismächtigkeit und des Felsuntergrundes entworfen werden.

Abbildung: Karten der Eismächtigkeit (aus E. Brückl, G. Gangl und P. Steinhauser, 1971)

Eismächtigkeit des Hallstätter Gl.(1967/69)

Eismächtigkeit des Großen Gosaugl.



Legende:

- · — Kämme und Gipfel
- Linien gleicher Eismächtigkeit (m)
- Gletscherrand 1956
- · - · Gletscherrand 1967/68

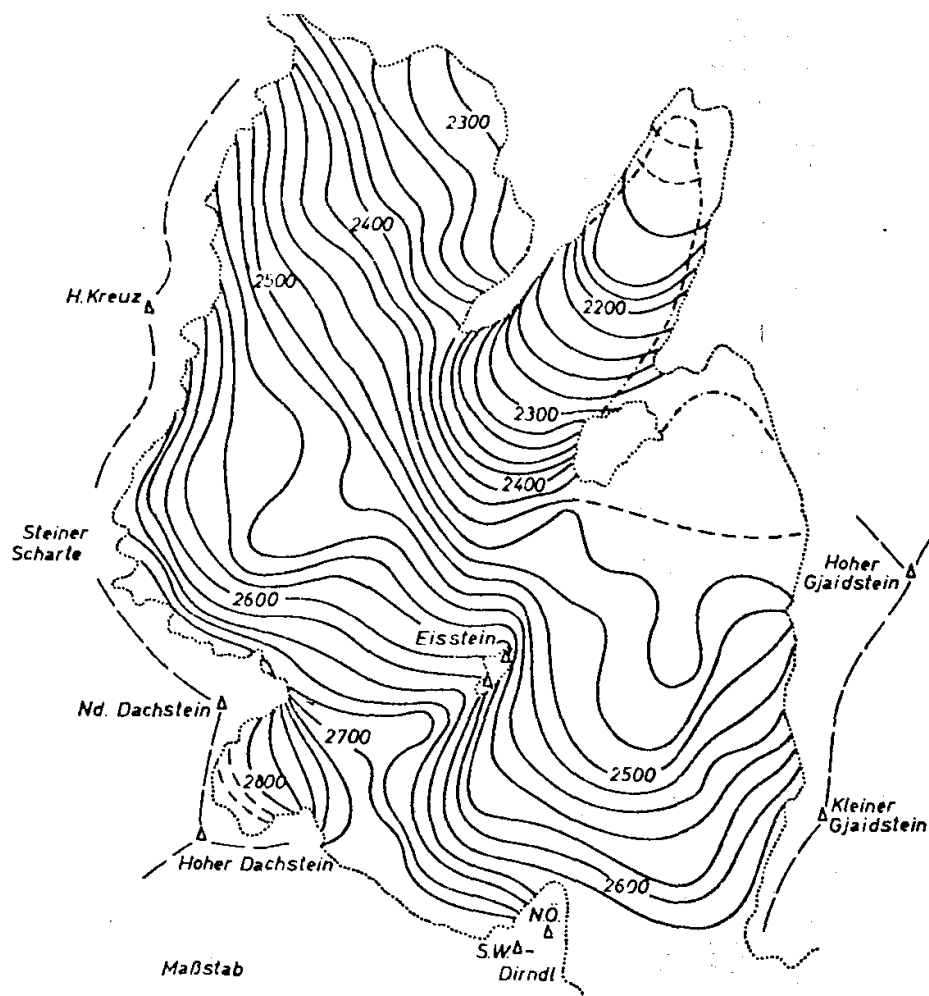
Die größte Eismächtigkeit hat demnach der Hallstätter Gletscher im rechten oberen Teil seines Firnfeldes östlich der Eissteine mit rund 90 m, doch auch der Große Gosaugletscher erreicht in einer Karmulde eine Mächtigkeit von rund 80 m. Als mittlere Eismächtigkeit werden für den Hallstätter Gletscher 53 m, für den Großen Gosaugletscher 29 m und für den Schladminger Gletscher nur 9 m angegeben (E. Brückl, G. Gangl und P. Steinhauser, 1971:26)

Man sieht also, dass der Hallstätter Gletscher sowohl in Bezug auf Eismasse als auch auf maximale und mittlere Eismächtigkeit an der Spitze steht. Während jedoch sein Volumen von $118 \times 10^6 \text{ m}^3$ 70,8% der Gesamtmasse aller Dachsteingletscher ausmacht, erscheint die mittlere Eismächtigkeit des Großen Gosaugletschers nur um 4 m geringer.

Zusammengenommen umfassen die drei großen Dachsteingletscher (HG, SGL, GGG) 98,8% des gesamten vergletscherten Areals des Dachsteinstockes.

Abbildung Felsuntergrundkarte des Hallstätter Gletschers

(aus: E. Brückl, G. Gangl, P. Steinhauser 1971)



Legende: Vgl. Abb. oben

Aus der Untergrundkarte und den Karten der Eimächtigkeit ist auch zu ersehen, dass das von den heutigen Gletschern bedeckte Gelände von Karmulden und Felsschwellen geprägt wird. Ein weiteres Abschmelzen hätte eine Trennung des Hallstätter Gletschers nördlich der Eissteine in zwei Teile zur Folge, auch könnte die Verbindung mit dem Schladminger Gletscher am Gjaidsteinsattel verloren gehen.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen dieser Hausarbeit wurde versucht, möglichst viele, die Dachsteingletscher betreffende, Probleme darzustellen. Die Hauptaugenmerke der eigenen Beobachtungen und Berechnungen lagen auf dem Gebiete der Gletscherschwankungen vor allem im weiteren Vorfeld des Hallstätter Gletschers und der Festlegung der Schneegrenze (Gleichgewichtslinie mit Hilfe der Flächenteilungsmethode). Dabei wurde festgestellt, dass die bisherigen Schneegrenzberechnungen für die Dachsteingletscher viel zu hoch gegriffen waren. Bei der Frage des geeignetsten Flächenteilungsverhältnisses war die Beziehung $Sc/Sa = 1,5$ zu 1 am besten zu vertreten.

Für die einzelnen Dachsteingletscher können daher für den Zeitraum 1969 bis 1977 folgende Schneegrenzwerte gelten:

Hallstätter Gletscher	2520 <u>m</u>
Großer Gosaugletscher	2475
Schladminger Gletscher	2570
Schneelochgletscher	2280
Kleiner Gosaugletscher	2430
Nördlicher Torsteingl.	2465
Südlicher Torsteingl.	2470
Edelgrieß Gletscher	2515

Es wurde festgehalten, dass die Höhenlage der Schneegrenze vom Schladminger Gletscher über den Hallstätter Gletscher zum Großen Gosaugletscher hin abnimmt. Die Gründe hierfür wurden in der Exposition, zu einem großen Teil aber auch in der Felsumrahmung der einzelnen Gletscher gesehen.

Schließlich wurden die Schneegrenzhöhen von 1850 rekonstruiert und näher besprochen. Sie wurden für die verschiedenen Gletscher folgendermaßen festgelegt:

Hallstätter Gletscher	2400 <u>m</u>
Großer Gosaugletscher	2430 (2410)
Schladminger Gletscher	2525 (2510)
Schneelochgletscher	2260
Kl. Gosau-, Nördlicher und Südlicher Torsteingletscher	2375
Edelgrieß Gletscher	2470

Abschließend wurde festgestellt, dass die Dachsteingletscher in Bezug auf ihre Schneegrenze nicht auf einen gemeinsamen Nenner gebracht werden können, dass jeder Gletscher individuell gesehen werden muss. Vor allem die Angaben für die kleinen Dachsteingletscher sind aus verschiedenen Gründen für die Gebirgsgruppe nicht repräsentativ.

Im Kapitel über die Schwankungen der Dachsteingletscher wurde zuerst auf die Oszillationen des Traungletschers anhand der Literatur näher eingegangen, die Verhältnisse am Plateau selbst erfuhren eine genauere, eigene Untersuchung.

Demnach erschien für das Daunstadium eine das Plateau bedeckende Vergletscherung mit Zungen im Bereich der Steilstufen am Plateaurand am wahrscheinlichsten.

Für das Egesenstadium wurde eine vergletscherte Fläche von 1575 ha mit einer Schneegrenzdepression von 200 m gegenüber BZN 1850 (2400 m) berechnet. Das Fehlen von Moränen wurde durch Verwaschung und Abtragung im damals vegetationsfreien Karstgelände erklärt.

Der Taubenkarstand, der in der Literatur bisher als ein- bis dreiphasiger Egesenkomplex beschrieben wurde, konnte hauptsächlich auf Grund von Schneegrenzberechnungen als jünger erkannt werden. Da aber genaue Datierungen fehlen, ist eine Parallelisierung mit dem "Kromerstand" nur vorläufig⁴⁴.

Für die Moränen knapp außerhalb der 1850er Wälle am Ost-Fuß des Taubenriedels, die bisher als "Fernaumoränen" bezeichnet wurden, konnte in erster Linie auf Grund der Karsttische ein wesentlich höheres als "frührezentes" Alter nachgewiesen werden. Eine definitive Einordnung in die heute bekannte gletscher- und klimageschichtliche Gliederung des Postglazials konnte wegen fehlender Datierungen nicht vorgenommen werden.

Allgemein könnte man festhalten, dass das "Fernaustadium" am Dachstein wahrscheinlich stark überschätzt wurde. Wie beim Hallstätter Gletscher, konnte auch beim Schneelochgletscher der 1850er Vorstoß als größter seit mehreren tausend Jahren erkannt werden.

Anzeichen möglicher "Fernaumoränen" wurden am Dachstein nur an einer Stelle, nämlich rund 250 m südlich der Simony-Hütte, beobachtet. Ihre Datierung erfolgte auf Grund von Bodenprofilen und des Verwitterungsgrades des Gesteins, hauptsächlich aber wegen des Flechtenbewuchses.

Die Veränderungen der Dachsteingletscher in den letzten 120 Jahren wurden in dem Kapitel "Der Hochstand von 1850 und die Rückzugsphasen bis 1977" genauer geschildert, den Abschluss bildeten dann die Angaben von Flächen- und Massenwerte der einzelnen

⁴⁴ Anm. 2018: Infolge späterer Begehungen und Beobachtungen Infragestellung als eigenständiger Gletschervorstoß bzw. -halt; vgl. Hinweis am Endes des Kapitels 5.8 TAUBENKARSTAND auf S. 55.

Gletscher, die zum Teil eigenen Berechnungen entstammen, zum Teil der Literatur entnommen wurden.

FLÄCHE	1969 bzw.1977		VOLUMEN 1967/68	
HG	330 ha	53,6%	118 x 10 ⁶ m ³	70,8%
GGG	141 (+12)	22,9 (2,0)	38	22,8
SGL	82	13,3	8	4,8
S1G	23	3,7	1,3	0,8
KGG	12	2,0	0,8	0,5
NTG	7	1,1	0,1	0,1
STG	2	0,3	0,1	0,1
EG	6	1,0	0, 1	0,1
Gesamt	615	100	166,4	100

Die Werte der großen Dachsteingletscher beruhen auf den Berechnungen des Gletscherstandes 1977, jene der kleinen Gletscher auf dem von 1969, entsprechen aber dem Stand von 1977; der Klammerwert des Großen Gosaugletschers drückt die heute isolierte vergletscherte Fläche zwischen Mitterspitz und Torstein aus.

LITERATURVERZEICHNIS

- Aigner, A., 1950: Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie. Z. f. Geomorphologie Bd.5: 201-223.
- Arnberger, E. und Wilthum, E., 1952: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart. Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines Bd.97: 181-214.
- Arnberger, E. und Wilthum, E., 1953: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart; II. Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines Bd.98: 187-217.
- Arnberger, E., 1954: Forschungen und Neuentdeckungen im Dachsteingebiet. Edelweiß-Nachrichten 8. Jg. F.10-12. Wien: 1-7.
- Austria-Nachrichten, 1977: 100 Jahre Simony-Hütte. Juni/Juli/August 1977. F.5: 29 S.
- Bauer, F., 1958: Vegetationsveränderungen im Dachsteingebiet zwischen 1800 und 1950. Centralblätter für das gesamte Forstwesen Jg,75. H.3-5 (Beiträge zur alpinen Karstforschung 10): 298-320.
- Bauer, F., 1961: Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute gletscherfrei werdender Karrenformen. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.9, H.5: 215-226.
- Beschel, R., 1950: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 1, H.2: 152-161.
- Böhm, A., 1887: Einteilung der Ostalpen. Penck's Geogr. Abh. Bd.1, H.3: 243-477.
- Böhm, A., 1892: Die Dachstein-Gruppe. Erschließung der Ostalpen. Berlin: 85 S.
- Böhm, A., 1903: Das Karlseisfeld einst und jetzt. Vorträge d. Vereins zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse. Wien, Jg.43, H.13: 20 S.
- Bortenschlager, S., 1977: Ursachen und Ausmaß postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. Erdwissenschaftliche Forschung Bd.13: 260-266.
- Brückl, E, Gangl, G. und Steinhauser, P., 1969: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. Arbeiten aus der Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik H.4, Publikationsnummer 190. Wien: 24 S.
- Brückl, E., Gangl, G. und Steinhauser, P., 1971: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968. Arbeiten aus der Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik H.9. Publikationsnummer 196. Wien: 31 S.
- Brückner, E., 1887: Die Höhe der Schneelinie und ihre Bestimmung. Meteorologische Zeitschrift H.4: 31-32.

- Brückner, E., 1917; Vorrücken der Gletscher in den Ostalpen. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.43, N.F. 33: 115-116.
- Büdel, J., 1976; Glaziologie und Geomorphologie. Z. f. Geomorphologie. N.F.20, Bd.3: 363-367.
- Drygalski, E. v., und Machatschek, F., 1942: Gletscherkunde. Enzyklopädie der Erdkunde. Wien (Deuticke): 261 S.
- Farago, M. und Umgeher, F., 1964: Die Gletscher des Dachsteins. Eine Auswertung der AV-Karten 1915 und 1958. Jahresbericht des BG Wels 1963/64: 6-12.
- End, W., 1974: Alpenvereinsführer Dachsteingebirge. München (Rother): 648 S.
- Finsterwalder, R., 1953; Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.2, H.2: 189-239.
- Firbas, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte von Mitteleuropa nördlich der Alpen I: Allgemeine Waldgeschichte. Jena (Fischer). 480 S.
- Fliri, F., 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum. Wiss. Alpenvereinshefte 24. Innsbruck: 111 S.
- Frank, H., 1977: Zuerst kamen die Maler. Gebirgsphotographie im Salzkammergut. Oberösterreich H.1 (1977). Linz: 47-53.
- Fritsch, M., 1898: Verzeichnis der bis zum Sommer 1896 in den Ostalpen gesetzten Gletschermarken. Wien: 131 S.
- Ganss, O., 1958: Zugspalten im Dachsteingebiet. Geologische Rundschau Bd.29: 584-595.
- Ganss, O., 1959; Tektonik und alte Landoberflächen der Dachstein-Gruppe. Jahrb. d. Zweigstelle Wien der Reichsanstalt f. Bodenforschung Bd.89: 355-375.
- Ganss, O., Kümel, F. und Spengler, E., 1954: Erläuterungen zur geol. Karte der Dachsteingruppe. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 15. Innsbruck: 82 S.
- Geyer, G., 1881: Touristisches über die Dachsteingruppe. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.12: 240-310.
- Götzinger, G., 1936: Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden. Führer f. d. Quartärexkursion in Österreich I. Teil: 99-104.
- Groller v. Mildensee, M., 1897: Das Karlseisfeld. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien (1897): 23-98.
- Gross, G., 1974: Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvrettagruppe. Systematischer Vergleich der Bestimmungsmethoden. Geogr. Hausarbeit. Univ. Innsbruck: 66 S.

- Gross, G., Kerschner, H. und Patzelt, G., 1976: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.12., H.2: 223-251.
- Hegi, G., 1955: Alpenflora. München. 96 S.
- Heim, A., 1885 : Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart: 560 S.
- Heller, W., 1970: Der Fremdenverkehr im Salzkammergut. Studie aus geographischer Sicht. Heidelberger Geogr. Arbeiten H.29: 224 S.
- Heß, H., 1904: Die Gletscher. Braunschweig (Vieweg u. S.): 426 S.
- Heuberger, H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 20. Innsbruck: 126 S.
- Höfer, H. v., 1879: Gletscher- und Eiszeitstudien. Sitzungsberichte d. Akademie d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl. Bd.1, H.79: 331-367.
- Hoinkes, H., 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner 1953-1968. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.6, H. 1-2: 37-90.
- Hoinkes, H., 1971: Besprechung zum Österr. IHD-Projekt "Gletscherseismik" Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.7: 236-238.
- Holzer, H., 1964: Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Bd.107: 1-10.
- Hübl, A. v. , 1901: Die topographische Aufnahme des Karls-Eisfeldes in den Jahren 1899 und 1901. Abh. d. Geogr. Ges. Wien (1901): 1-25.
- Husen, D. van, 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstals im Quartär. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudien 18. Wien: 249-286.
- Husen, D. van, 1976: Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. Jahrb. d. Oberösterreichischen Musealvereines Bd.120: 271-289.
- Husen, D. van, 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien Bd.120, H.1: 1-130.
- Janik, V. und Schiller, H., 1960: Charakterisierung typischer Bodenprofile der Gjaid-Alm. Mitt. d. Österr. bodenkundl. Ges. H.4 (Beiträge zur alpinen Karstforschung H.14): 31-44.
- Kerschner, H., 1976: Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. Dissertation, Univ. Innsbruck. 305 S.
- Kinzl, H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Gletscherkunde Bd.17, H.1-3: 66-121.

- Kinzl, H., 1949: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Beiträge zur Landeskunde Tirols. Klebeisberg-Festschrift. Innsbruck (1950): 61-82.
- Kinzl, H., 1953: Gletscherschwund und Gletscherform. Carinthia II. Jg.62, H.2. Festschrift für V. Paschinger. Klagenfurt: 62-72.
- Kinzl, H., 1958: Zur Neuauflage der AV-Karte der Dachsteingruppe. Jahrb. d. Ö. Alpenvereins Bd.83: 5-15.
- Kinzl, H., 1975: Die Karsttische - ein Mittel zur Messung des Kalkabtrages. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. Bd.117, H.3: 290-303.
- Klebeisberg, R. v., 1943; Die Alpengletscher in den letzten 50 Jahren (1911-1941). Petermanns Mitt. Jg.89: 68.
- Klebeisberg, R. v., 1947: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Mitt. d. Naturwiss.-Medizinischen Vereins Innsbruck Bd.47: 9-32.
- Klebeisberg, R. v., 1948/49: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. 1 (1948), Bd. 2 (1949). Wien (Springer): 1028 S.
- Kohl, H., 1962: Zur Eiszeitgeologie der Traun-Enns-Platte. Oberösterr. Heimatblätter 16 H.1. Linz: 1-12.
- Kohl, H., 1974: Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte. Heidelberger Geogr. Arbeiten H.40. Hans Graul-Festschrift: 31-44.
- Kral, F., 1971: Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. Wien (Öst. Agrarverlag): 225 S.
- Kral, F., 1972: Zur Vegetationsgeschichte der Höhenstufen im Dachsteingebiet. Berichte d. Deut. Bot. Ges. Bd.85, H.1-4: 137-151.
- Krebs, N., 1915: Die Dachsteingruppe. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.46: 1-43
- Krebs, N., 1918: Kartographische Charakterbilder II. Ein vergletscherter Kalkalpenstock: Der Dachstein. Kartogr. Zeitschrift Jg.6: 1-7.
- Lahner, G., 1936: Das Dachsteingebirge. Mitt. f. Erdkunde 5.Jg. H.6 u.7: 81-104.
- Lehr, R., 1971: Der Kampf um den Dachstein. Linz (Oö. Landesverlag): 131 S.
- Lichtenecker, N., 1928: Gletscherbeobachtungen am Karl Eisfeld (Hallstätter Gl.) in der Dachstein Gruppe im Sommer 1927. Z. f. Gletscherkunde Bd.16: 147-148.
- Lichtenecker, N., 1931: Gletscherbeobachtungen am Karls-Eisfeld (Hallstätter Gl.) in der Dachstein-Gruppe im Sommer 1930. Z. f. Gletscherkunde Bd.19: 128-129.
- Lichtenecker, N., 1938: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. d. III. Intern. Quartär-Konferenz. Wien 1936: 141-147.

- Louis, H., 1955: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenbuch 1954/55: 414-418.
- Mauß, O., 1938: Geomorphologie. Enzyklopädie der Erdkunde. Wien (Deuticke): 502 S.
- Mayr, A. und Moser, R., 1953: Flächen- und Massenverluste der Dachsteingletscher. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.2: 353-354.
- Mayr, A., 1954: Hydrologische Studien im Dachsteingebiet mit besonderer Berücksichtigung der Gletscherwässer. Dissertation Univ. Innsbruck, 160 S.
- Mayr, A., 1958: Die Karstentwässerung des Dachstein-Stockes. Jahrbuch des Ö. Alpenvereins Bd.83: 21-25.
- Mayr, A. und Moser, R., 1958: Profilmessungen im Bereich der westlichen Dachsteingletscher. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.4, H.1-2: 130-136.
- Mayr, A. und Moser, R., 1959: Flächen- und Massenverluste der Dachsteingletscher. Jahrb. d. Oö. Musealvereines Bd.104: 353-354.
- Meier, A., 1952: Morphologische Studien im Dachstein-Gebiet. Dissertation Univ. Wien: 115 S.
- Meier, A., 1954: Augensteine und tertiäre Schotter. In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 15. Innsbruck: 68-70.
- Morawetz, S., 1940: Gletscherform und Zungengröße. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien Bd.83: 1-16.
- Morton, F., 1950: Dachsteingebirge: Alpine Pflanzengesellschaften auf Kalkschutt, Schneebodengesellschaften; alpine Wiesen und Zwergstrauchgesellschaften. Arb. aus d. Bot. Stat. Hallstatt Nr.72: 23 S.
- Morton, F., 1954: Hallstatt (Verlag d. Musealvereines in Hallstatt): 174 S.
- Moser, R., 1954: Die Vergletscherung im Dachstein und ihre Spuren im Vorfeld. Dissertation Univ. Innsbruck. 250 S.
- Moser, R., 1956a: 100 Jahre Schwund der Dachsteingletscher. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.3, H.5: 369-370.
- Moser, R., 1956b: Zur Abtragung im Dachstein-Gebiet. Jahrb. d. Oö. Musealvereines Bd.101: 305-308.
- Moser, R., 1958: Die Gletscher des Dachsteins seit der Mitte des 19.Jh.. Jb. d. Österr. Alpenvereins Bd.83: 16-20.
- Moser, R. u. Vareschi, V., 1958: Die Pflanzen der Moränen des Dachsteins. Jb. d. Oö. Musealvereines Bd. 104: 181-199.

- Moser, R., 1967: Kalktische im Toten Gebirge und im Dachsteingebiet. Jb. d. Österr. Alpenvereins. Bd.92: 75-78.
- Moser, R., 1970a: Der Schmiedstockgletscher - eine um 1850 beachtliche Vergletscherung im Dachsteingebiet. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.6, H.1-2: 211-214.
- Moser, R., 1970b: Das zentrale Kargebirge. Oberösterreich. 20.Jg. H.1, Linz: 26-38.
- Neunlinger, J., 1950: Adalbert Stifters Roman "Der Nachsommer", geographisch betrachtet. 65. Alpengographische Studien. Geogr. Institut d. Univ. Innsbruck. Schlernschriften (1950): 205-210.
- Paschinger, H., 1957: Leitformen der spätglazialen Vergletscherung in den Ostalpen. Erg. H. 262 zu Pet. Geogr. Mitt. (1957). Machatschek-Festschrift: 137-144.
- Paschinger, V., 1959: Die verschwundenen Gletscher der Ostalpen (seit 1850). Abh. d. Österr. Geogr. Ges. Bd.18: 67 S.
- Patzelt, G., 1970: Die Längenänderungen an den Gletschern der österr. Ostalpen 1890 - 1969. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.6, H.1-2: 151-159.
- Patzelt, G., 1972: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. Berichte d. Deut. Bot. Ges. Bd.85, H.1-4: 47-57.
- Patzelt, G., 1973a; Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe. Z. f. Geomorphologie. N.F. Supplementband 16: 25-72.
- Patzelt, G., 1973b: Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.9. H.1-2: 5-57.
- Patzelt, G., 1975; Unterinntal – Zillertal – Pinzgau - Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. Innsbrucker Geogr. Studien 2 (Exkursionsführer Tirol). Innsbruck: 309-329.
- Patzelt, G. und Bortenschlager, S., 1976; Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal. Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24. "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Hrsg.: B. Frenzel (Manuskript Sept. 1976).
- Patzelt, G., 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftl. Forschung Bd.15: 248-259.
- Penck, A., 1892: Das Dachstein-Plateau. Ausland Bd.42: 667-669.
- Penck, A., 1898a: Friedrich Simony (Leben und Wirken eines Alpenforschers). Penck's Geogr. Abhdl. Bd.6: 1-115.

- Penck, A., 1898b: Die Tiefen des Hallstätter und des Gmundner Sees. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.24, N.F.14: 112-113,123-125.
- Penck, A. und Richter, E., 1903: Glazialexkursion in die Ostalpen. IX. Intern. Geologenkongreß. Führer für die Exkursion Nr. XII. Wien: 97 S.
- Penck, A. und Brückner, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig. 1199 S.
- Pfeffer, F., 1947: Zur Erschließungsgeschichte des Dachstein-Gebietes. Oö. Heimatblätter Jg.1: 193-208.
- Pichl, E., 1956: Hoch vom Dachstein an! München (F. Bruckmann): 319 S.
- Richter, E., 1888: Die Gletscher der Ostalpen. Handbücher zur Deutsch. Landes- u. Volkskunde 3. Stuttgart (J. Engelhorn): 306 S.
- Richter, E., 1891: Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.22: 1-75.
- Richter, E., 1895: Bericht über die Schwankungen der Gletscher der Ostalpen 1888 -1892. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.24: 473-485.
- Schadler, J., Preißegger, H. und Weinmeister, B., 1937: Studien über Bodenbildungen auf der Hochfläche des Dachsteinplateaus. Jahrb. d. Oö. Musealvereines Bd.87: 313-368.
- Schauberger, O., 1973: Die Waldbachursprung-Höhlen im Dachstein-Gebiet. Die Höhle H.2, Juni 1975: 78-83.
- Simony, Fr., 1868: Moränenablagerungen zwischen dem Hohen und dem Niederen Gjaidstein. Anz. d. Akademie d. Wissensch., Math.- Naturwiss. Kl. 1868: 189.
- Simony, Fr., 1869: Gletscherschliffe im oberen Trauntal. Verh. d. Geol. Reichsanstalt 1869: 296-298.
- Simony, Fr., 1871a: Die Gletscher des Dachsteingebirges. Sitzungsberichte d. Math.- Naturwiss. Klasse d. Akademie d. Wissensch. Wien Bd.63: 501-537.
- Simony, Fr., 1871b: Die erosierenden Kräfte im Alpenlande. Jahrb. d. Österr. Alpenvereins Bd.7: 1-48.
- Simony, Fr., 1872: Gletscher und Flußschutt als Objekt wissenschaftlicher Detailforschung. Mitt. D. k. k. Geogr. Ges. in Wien Bd.15: 252-275, 327-333.
- Simony, Fr., 1881: Die Dachsteingruppe. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.12: 217-239.
- Simony, Fr., 1883: Über die Gletscher des Dachsteingebirges. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.9: 138-139.

- Simony, Fr., 1884a: Photographische Aufnahmen und Gletscheruntersuchungen im Dachsteingebirge. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.10: 314-317.
- Simony, Fr., 1884b: Anzeichen secularer klimatischer Schwankungen am Karls -Eisfeld. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.10: 51-52.
- Simony, Fr., 1885: Über die Schwankungen in der räumlichen Ausdehnung der Gletscher des Dachsteingebirges während der Periode 1840 - 1884. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien Bd.28: 113-135.
- Simony, Fr., 1886: Neuerlicher Rückzug der Dachsteingletscher. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd. 12: 264-265.
- Simony, Fr., 1891; Das Schwinden des Karls-Eisfeldes nach fünfzigjährigen Beobachtungen und Aufnahmen. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins Bd.17: 43-48.
- Simony, Fr., 1895: Das Dachsteingebiet. Wien (E. Hölzl): 152 S.
- Spengler, E., 1918: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges im Salzkammergut .Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt Bd.68, H.3/4: 285-474.
- Steinhauser, P., 1968: Seismische Untersuchungen zur Gletscherforschung in den österr. Alpen. 63. - 65. Jahresbericht d. Sonnblick-Vereins f. d. Jahre 1965-1967. Wien: 51-72
- Steinhauser, P., 1974: Seismisch bedingte Eigenschaften des Eises der Dachsteingletscher. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd.10: 101-109.
- Stifter, A., 1955: Bunte Steine. Bergkristall. (Ullstein-Verlag).
- Tollner, H., 1948: Zum Eisschwund der Alpengletscher. Wetter und Leben Jg.1, Juni 1948: 63-69.
- Wagner, B., 1952: Die Randeinmessung des Hallstätter Gletschers. Jahrb. d. Oö. Musealvereines Bd.97. Linz: 208-211.
- Weinberger, L., 1955: Exkursion durch das österr. Salzachgletscher-Gebiet u. d. Moränengürtel der Irrsee- und Atterseezweige des Traungletschers. Verh. Geol. Bundesanstalt Sonderheft D. Wien: 8-34.
- Wendelberger, G., 1962: Die Pflanzengesellschaften des Dachstein-Plateaus. Mitt. Naturwiss. Vereins f. Steiermark Bd.92 (Beiträge zur alpinen Karstforschung 50): 120-178.
- Wiche, K., 1949 s Glazialmorphologische und -geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut. Geogr. Jahresbericht aus Österreich Bd. 23: 125-145.
- Wilthum, E., 1952 und 1955; siehe Arnberger, E. und Wilthum, E.

Wilthum, E., 1954: Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe, Mitt. d. Geogr. Ges. Wien Bd.96: 257-307.

Zoller, H., 1977; Alter und Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. Erdwissenschaftliche Forschung Bd.13: 271-281.

KARTENVERZEICHNIS

Das Karlseisfeld (Hallstätter Gletscher) Topographische Aufnahme im Maßstab 1:12.500 im Jahre 1896 von Max Groller v. Mildensee. In: Mitteilungen der Geogr. Ges. Wien, 1897: 25-98; Beilage.

Die topographische Aufnahme des Karlseisfeldes in den Jahren 1899 und 1901. Von A. v. Hübl. Maßstab 1:10.000; In: Abh. d. Geogr. Ges. Wien, 1901; Beilage.

Alpenvereinskarte Dachsteingruppe. Aufnahme von L. Aegerter, 1:25.000; Hrsg. vom D. u. Ö. Alpenverein. Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A.G.; Wien, 1915.

Geologische Karte der Dachsteingruppe. Hrsg. vom D. u. Ö. Alpenverein unter der Leitung von E. Spengler von O. Ganss, F. Kümel und G. Neumann in den Jahren 1936 bis 1940. 1:25.000, Berlin, 1944.

Alpenvereinskarte Dachsteingruppe. Aufnahme: E. Schneider, 1:25.000; Beilage zum Jahrbuch des österreichischen Alpenvereines Bd. 83; Innsbruck, 1958. Neuauflage mit Wegmarkierungen und zusätzlichem Farbdruck 1975.

Katasterkarte Dachstein im Maßstab 1:10.000. Österreichischer Gletscherflug 1969 Stand Herbst 1969. Hrsg. von der Österreichischen Elektrizitätswirtschafts-AG Vermessungsabteilung.

GLETSCHERMESSBERICHTE des D. u. Ö. AV, D. AV und des ÖAV

In: Zeitschrift für Gletscherkunde (Hrsg. von R. v. Klebelsberg) bzw. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (ab 1950) (Hrsg. von R. v. Klebelsberg; ab 1962/65 von H. Kinzl und H. Hoinkes; ab 1975 von H. Kinzl)

Ostalpengletscher:

N. Lichtenecker (Berichterstatte	1927	Bd. 16, 1928: 147-148
N. Lichtenecker	1930	Bd. 19, 1931: 127-129
H. Thalhammer	1933	Bd. 22, 1935: 180-183

W. Thalhammer	1935	Bd. 24, 1936: 157-158
H. u. W. Thalhammer	1936	Bd. 25, 1937: 190-192

Die Gletscher der Öst. Alpen

H. Senn, R. Wannemacher	1942-46	1.H. 1, 1949: 84-97
R. Wannemacher	1947-49	1, 2, 1950: 204-212

Ergebnisse der Gletschermessungen des ÖAV:

R. Wannemacher	1950	2, 1, 1950: 126-134
R. Wannemacher	1951 u.52	2, 2, 1953: 331-343
R. Wannemacher	1953	3, 1, 1954: 99-105
R. Wannemacher	1954 u.55	3, 3, 1956: 371-377
R. Wannemacher	1956 u.57	4, 1-2, 1958: 121-129
R. Wannemacher	1958	4, 3, 1961: 241-252
R. Wannemacher	1958/59	5, 1, 1964: 107-110
R. Wannemacher	1959/60	5, 1, 1964: 110-115
R. Wannemacher	1960/61	5, 1, 1964: 115-118
R. Wannemacher	1961/62	5, 1, 1964: 118-119
R. Wannemacher	1962/63	5, 1, 1964: 120-121
R. Wannemacher	1962/63	6, 1-2, 1970: 215-218
R. Wannemacher	1964 u.65	5, 1, 1964: 121-124
R. Moser	1965/66	5, 1, 1964: 125-128
R. Wannemacher, R. Moser	1966/67	6, 1-2, 1970: 219-223
R. Wannemacher	1967/68	6,1-2, 1970: 225-232
R. Wannemacher, R. Moser	1968/69	6, 1-2, 1970: 233-239
R. Wannemacher, R. Moser	1969/70	7, 1-2, 1971: 185-192
R. Wannemacher	1970/71	8, 1-2, 1972: 295-302
R. Wannemacher	1971/72	9, 1-2, 1973: 261-267
R. Wannemacher, R. Moser	1972/73	9, 1-2, 1975: 269-275
R. Wannemacher, R. Moser	1973/74	10, 1974: 235-242
R. Wannemacher, R. Moser	1974/75	11, 2, 1975: 257-264
R. Wannemacher, R. Moser	1975/76	
R. Wannemacher, R. Moser	1976/77	

ANHANGVERZEICHNIS

(Originale z.T. im Geograph. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Univ. Bibliothek Innsbruck)

Katasterkarte Österr. Gletscherflug 1969: Gletscherstände der Dachsteingletscher seit 1850, ältere Gletscherstände und Moränen	I
Karte 1 - Dachsteingletscher 1:50.000. Rekonstruktion alter Gletscherstände [digitalisiert; angeführt am Ende des Kap. 5.8.3]	II
Karte 2 - Dachsteingletscher 1:50.000, Gletscherrand und Isohypsen; Hochstand 1850; Versuchsflächen: Taubenkarstand	III
Karte 3 - Dachsteingletscher 1:50.000, Längsprofile	IV
Alpenvereinskarte 1915 (Fotokopie, Gletscherstand 1913)	V
Längsprofile 1-10	VI-IX
Darstellungen: Vergletscherte Flächen: 1-6	X-XIV
Hypsographische Kurven 1-20	XV-XXI
Flächen- und Schneegrenzberechnungen	XXII-XXVI
Statistische Daten der kleinen Dachsteingletscher	XXVII
Vergleich der Flächenwerte der Dachsteingletscher 1850-1977	XXVIII-XXIX
Zusammenstellung: tiefste Höhe des Gletscherrandes 1850-1969	XXX-XXXI
Wetterbeobachtungen im Sommer 1977	XXXII-XXXIX

FOTOKOPIEN

(Originale z.T. im Geograph. Institut der Univ. Innsbruck bzw. Univ. Bibliothek Innsbruck)

- Gletschermessmarken des Großen Gosaugletschers und des Schneelochgletschers.
- Messmarken und heutiger Stand des Hallstätter Gletschers
- Panoramaaufnahme des Großen Gosaugletschers 1977
- Längsprofil: Hallstätter Gletscher und Großer Gosau Gletscher
- Das Karls-Eisfeld im September 1884
- Abfall des Karls-Eisfeldes zu seiner untersten Stufe im August 1885
- Der mittlere Teil des Großen Gosaugletschers von dessen rechtsseitiger Ufermoräne
- Ansicht des unteren Teiles des Großen Gosaugletschers 1893
- Ansicht des mittleren Teiles des Schladminger Gletschers 1893