

A scenic landscape photograph showing a calm lake in the foreground, reflecting the surrounding environment. The middle ground is dominated by a dense, dark green forest of coniferous trees. In the background, a large, rounded mountain range stretches across the horizon under a clear, light blue sky. The foreground consists of dark, jagged rocks. The overall mood is serene and natural.

MAX H. FINK

DER DÜRRENSTEIN

Gefördert aus Mitteln des Verbandes der wissenschaftlichen
Gesellschaften Österreichs auf Antrag des Landesvereines
für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich.

Titelbild: Obersee mit Dürrensteingipfel.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Landesverein für
Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, A-1020 Wien.
Obere Donaustraße 99/7/1/3.

Satz: Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich.

Druck: Offsetdruckerei P. Strubreither, A-1090 Wien, Seegasse 10.

I N H A L T

Vorwort	5
I. Einleitung	7
II. Zur Geologie und Tektonik	9
III. Klimatische Verhältnisse	13
IV. Formen der eiszeitlichen Vergletscherung	17
V Die Karstlandschaft	20
A) Die oberirdischen Karstformen	21
1. Die Karsttäler	21
2. Karstmulden und Karstwannen	25
3. Dolinen	39
4. Karstgassen	50
5. Karren	53
B) Die unterirdischen Karstformen	61
1. Die Höhlen des Dürrensteingebietes	61
2. Zur Genese von Karsthöhlen	106
C) Zur Karsthydrographie	116
1. Schwinden	117
2. Karstgerinne	120
3. Karstquellen	126
4. Seen und Karsttümpel	133
D) Gesamtbild und Typisierung der Karstlandschaft ..	137
Literaturhinweise	141

Mit 37 Abbildungen, 16 Lichtbildern,

1 Karten- und 3 Planbeilagen

V o r w o r t

Nach einer Forschungstätigkeit, die seit dem Jahre 1962 alljährlich eine Woche hindurch vom Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich durchgeführt wurde und zusätzlichen geomorphologischen Geländeaufnahmen des Verfassers, werden die Ergebnisse der Öffentlichkeit vorgelegt. Sie knüpfen an die speläogenetischen Untersuchungen an, die 1967 als Band 11 dieser Reihe unter dem Titel "Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen" veröffentlicht wurden.

In der vorliegenden Studie wird die Gesamtheit des Karstphänomens im Dürrensteingebiet erfaßt, da die einseitige Betonung des oberirdischen Formenschatzes dem Wesen und der Bedeutung der Karstlandschaft nicht gerecht wird.

Verfasser und Herausgeber erachten es als eine angenehme Pflicht, Herrn Forstmeister Dipl. Ing. Peter KUPELWIESER für die Förderung der Geländearbeiten auch an dieser Stelle den ergebensten Dank zum Ausdruck zu bringen.

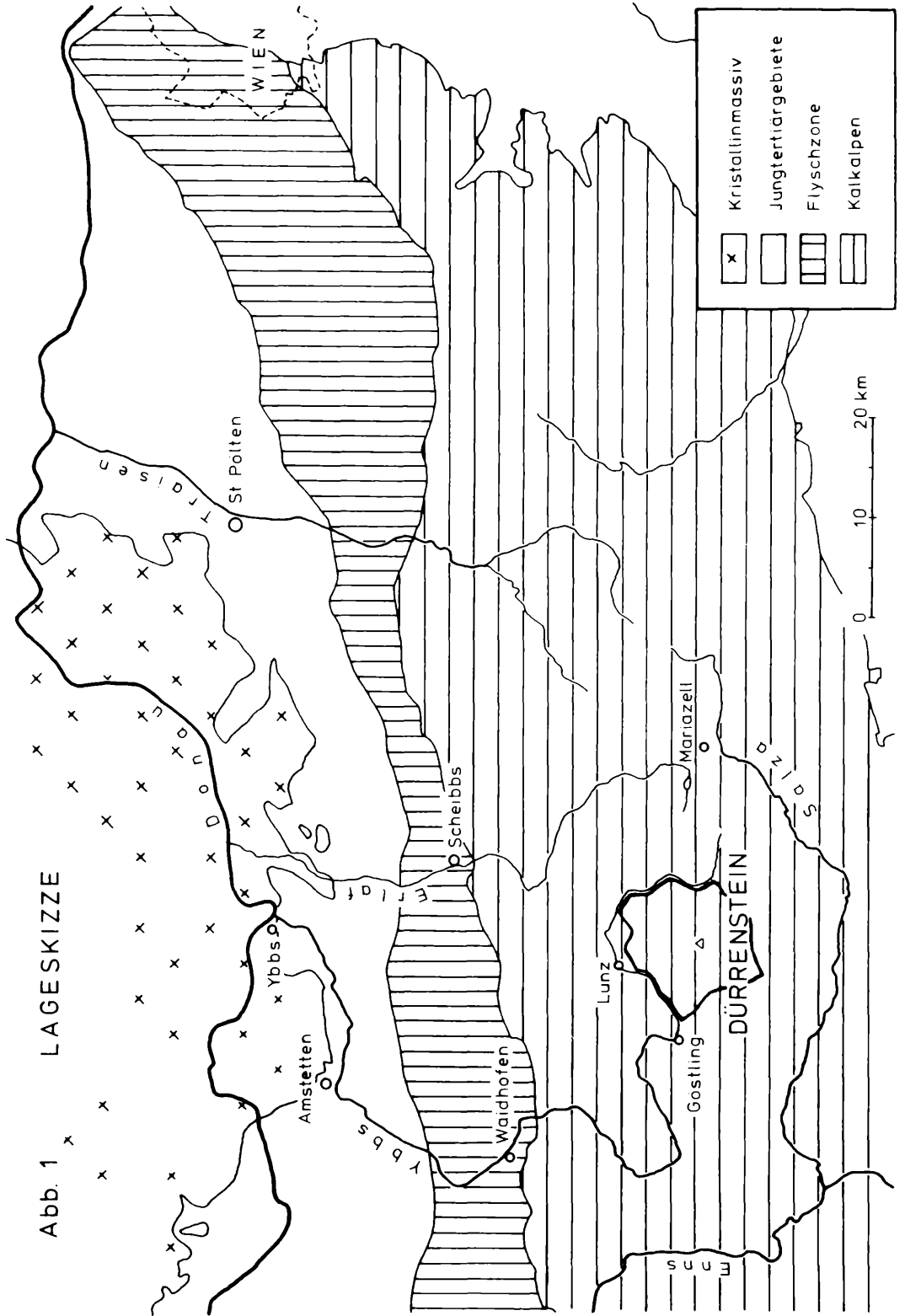
Ferner darf dem Verband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs sowohl für die Unterstützung des Forschungsvorhabens als auch für die Gewährung eines namhaften Druckkostenzuschusses sehr herzlich gedankt werden.

Mit besonderer Freude und Dankbarkeit gedenke ich der aufopferungsvollen Tätigkeit jener Kameraden des Landesvereins für Höhlenkunde, die zum Teil in schwierigen Schachthöhlenbefahrungen und mehrtägigen Forschungsvorstößen in die geheimnisvolle unterirdische Welt des Dürrensteins vordrangen. Aus der Schar der Unentwegten darf ich Heinz ILMING und Ernst SOLAR meinen besonderen Dank für ihre unentbehrliche Mitarbeit seit Beginn des Forschungsvorhabens aussprechen. Darüber hinaus sei allen, die am Zustandekommen dieser Veröffentlichung mitgewirkt haben, herzlichst gedankt.

Die bisher durchgeführten umfangreichen Studien im Dürrensteingebiet, sowohl an der Oberfläche als auch unter Tag, rechtfertigen es, deren Ergebnisse vorzustellen. Es sei jedoch der Vermerk gestattet, daß die Forschungen - vor allem auf höhlenkundlichem Gebiet - keineswegs abgeschlossen sind und daß gerade hier noch weitere Erfolge zu erwarten sind. In diesem Sinne möge das vorliegende Werk als ein Zwischenbericht aufgefaßt werden.

Dr. Max H. Fink

Abb. 1 x LAGESKIZZE



I. EINLEITUNG

Der Dürrenstein gehört zu jenem Teil der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen, die als Lassingalpen oder auch als Ybbstaler Alpen bezeichnet werden. Die Ybbs, der bedeutendste Fluß des westlichen Niederösterreichs, umschließt im Norden in einem weiten Bogen das Gebirge und zeigt einen merkwürdigen, ja bizarren Lauf, der ihm von Gebirgsbau und Landformung aufgezwungen wurde, und dessen Eigenwilligkeit im Flußnetz von keinem anderen Fluß der Kalkalpen erreicht wird. Im Süden des Bergstockes stellt der in die Salza einmündende Lassingbach die Hauptsammelader dar.

Der Dürrenstein bildet ein geschlossenes und gut abgrenzbares, 133 km² großes Bergmassiv im Verlauf der Lassingalpen, das im Südwesten von den Göstlinger Alpen (Hochkar, 1808 m), im Nordosten hingegen vom mächtigen Ötscher (1894 m) begrenzt wird.

Die Gebirgsgrenze gegen die Göstlinger Alpen verläuft im Steinbachtal, von wo sie über den Tremml (1201 m), der tiefsten Einsattelung des 10 km langen, verbindenden Kammes, ins Lassingtal zieht. Die Südbegrenzung des Dürrensteins ist durch die Lassing entlang aufwärts bis zum Bärenrißsattel (1069 m) gegeben, wo das Quellgebiet der Ybbs, im Oberlauf Ois genannt, erreicht wird. Im Osten und Norden fließt die Ois am Rand des Gebirgsstockes; unweit Langau verläßt die Grenze den Fluß und zieht über den Durchlaß (775 m) zum Lunzer Untersee und von hier über den Seekopfsattel (786 m) zur Einmündung des Lechnergrabens, von wo die Ybbs bis zur Mündung des Steinbaches knapp vor Göstling die Nordwestbegrenzung bildet. Zwischen Langau und Kasten fällt somit der Rand des Dürrensteins nicht mit der Tiefenlinie des Ybbstales zusammen, was durch den Gebirgsbau begründet werden kann. Zwischen Durchlaß und Seekopf verläuft die markante antiklinale Stirn der Ötscher-Decke mit ihrer starren Kalk-Dolomit-Masse, womit in diesem Bereich die Grenze zwischen den Kalkhochalpen und den weiter nördlich befindlichen Kalkvoralpen zusammenfällt. Südlich dieser Linie finden wir deutliche Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung, die in den Voralpen fehlen. Ebenso sind die Kalkhochalpen durch bedeutendere relative Höhenunterschiede gekennzeichnet, die im Bereich des Dürrensteins mehr als 1000 m erreichen, womit dieser eindeutig dem Hochgebirge angehört. Auch der Formenschatz der Verkarstung unterscheidet sich in der Art seiner Ausbildung deutlich von dem der anschließenden Voralpen.

Der Dürrenstein besteht aus zwei Hochplateaus, die im Süden vom deutlich höheren Gipfelmassiv verbunden werden und die das mächtige Seetal umschließen. Das westliche Plateau ist mit 11,8 km² Fläche die ausgedehnteste Hochzone des Gebietes. Es setzt im Norden mit dem 1 km breiten und 3 km langen Abschnitt Kleiner Hetzkogel (1493 m) - Großer Hetzkogel (1582 m) - Prettereckalm ein und bildet hier ein sehr bewegtes Relief, das vor allem durch tiefe Dolinenreihen betont wird. Südlich des Großen Hetzkogels, der infolge seiner Höhenlage aus dem Waldbereich herausragt, verbreitert sich das Gebiet und weist im Grünloch eine zentral gelegene große, oberirdisch abflußlose Einmuldung auf, deren Boden 1270 m hoch liegt. Im Westen wird diese eindrucksvolle Mulde vom Rücken des Hierzecks (1564 m), im Osten von der flachen Kuppe des Stainzenkogels (1509 m) begrenzt. Südlich vom Grünloch und von der Mulde der Seekopfbalm folgt eine weitere Hochzone, die vom Großen Hühnerkogel (1651 m)

und Schwarzkogel (1598 m) eingeleitet wird. Sie setzt sich südwärts als breit entwickelter Rücken zum "Hansl" (1614 m) und zum beherrschenden Roßbeck (1661 m) fort und entsendet gegen das Seetal zu eine Reihe von weiteren Rücken, die durch Trockentäler voneinander getrennt werden. Südwestlich dieser Hochzone ist eine breite Talung eingesenkt, die von Kammern über die Legsteinalm und Wiesenalm zum Plateaurand verläuft und die in eine Reihe von Karstmulden aufgelöst ist. Den Abschluß des Plateaus im Süden bildet der Hüttenkogel (1410 m) und vor allem der markante Klotz des Notten (1639 m), der unvermittelt zum tief eingeschnittenen Hundsgraben abfällt.

Das östliche Plateau, das insgesamt eine Fläche von 6,1 km² einnimmt, gliedert sich in die Gebiete Scheiblingstein-Bärenleitensattel, Herrenalm und Grubwiesalm.

Das Scheiblingsteingebiet beginnt im Norden mit der typischen "Scheibe" (1602 m) und dem Scheiblingsteingipfel (1622 m), verbreitert sich anschließend zu einem kaum 1 km breiten, kuppigen Plateau, das neben Karsthohlformen auch größere Ebenheiten aufweist. Gegen Süden hin verschmälert sich das Gebiet beim Bärenleitensattel (1395 m), wölbt sich am Hochreiserkogel (1484 m) noch einmal auf und geht beim Lehardikreuz (1407 m) in das Gebiet der Herrenalm über. Die wasserreiche Alm steigt südwestwärts gegen das Gipfelmassiv an und erreicht im jäh gegen den Großen Urwald abfallenden Hochalpl (1547 m) seine höchste Erhebung. Die Verbindung zum Plateau der Grubwiesalm ist zwischen Kegelstadtkogel (1439 m) und Alpleiten gegeben. Das durch zahlreiche Dolinen unübersichtliche Gebiet des Feuersteinkogels setzt sich gegen Südosten in die Mulde der Grubwiesalm (1397 m) fort, von der sich das flachwellige Plateau vom Gsollriedel (1460 m) über das Grazerock (1423 m) bis zum Goldspitz (1471 m) erstreckt. Nordöstlich der Grubwiesalm stellt das Alpl (1434 m) einen Auslieger des Plateaus dar.

Das Gipfelmassiv verbindet im Süden beide Plateaus und nimmt eine Fläche von rund 2 km² ein, wobei nur die flacheren Teile über 1600 m berücksichtigt sind. Die höchste Erhebung des Gebirgsstockes ist der Dürrensteingipfel mit 1878 m, der als Plateau nach drei Seiten hin steil abfällt. Die höchsten Teile des Massivs werden von eindrucksvollen Karsthohlformen geprägt.

Die zentrale Tiefenlinie des Dürrensteins ist das Seetal, das vom Gipfelmassiv als Lueg seinen Ausgang nimmt, nach einer Steilstufe den idyllischen Obersee birgt und nach einer weiteren Steilstufe, die vom Ludwigsfall überwunden wird, zum felsenumsäumten Mittersee absinkt. Von hier aus weitet sich das Seetal und erreicht den Rand des Gebirgsstockes, um an seinem Fuß den größten See des Gebietes, den Lunzer Untersee, aufzunehmen.

Das Dürrensteingebiet ist schon seit langem dank seiner einzigartigen Natur ein wichtiges Forschungsgebiet, vor allem für bestimmte Bio-Wissenschaften, insbesondere für die Limnologie, was sich bereits im Jahre 1906 in der Gründung der Biologischen Station Lunz manifestierte. Im Jahre 1912 erschien die erste geomorphologische Studie über das Gebiet der Lunzer Seen, verfaßt von G. GÖTZINGER, dem nicht nur die Kartierung der Seen zu verdanken ist, sondern der auch erste Hinweise auf das Karstphänomen des Dürrensteins gegeben hat. Die geologisch-tektonische Neuaufnahme des Gebietes von A. RUTTNER (1948) und die intensive speleologische Tätigkeit des Landesvereines für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich (M. H. FINK 1967) gaben den Anstoß zu einer umfassenden karstmorphologischen Bearbeitung des Dürrensteins.

II. ZUR GEOLOGIE UND TEKTONIK

Das Dürrensteingebiet gehört fast zur Gänze der Ötscherdecke an, deren Nordrand als gut erhaltene Deckenstirn von der Klamm "In der Not" im Steinbachtal über den Goldaugraben, den Westhang des Großkopfes, über den Pauschenberg und den steilen Nordhang des Kleinen Hetzkogels zum Seetal und von hier über den Durchlaß-Sattel zum Ybbstal bei Langau zieht. Die Rudenauer Berge sowie die unteren Hangteile des Großkopfes und des Kleinen Hetzkogels gehören der Lunzer Decke an, die von der relativ starren Ötscherdecke überschoben wurde. Die Überschiebungsfläche der Ötscherdecke streicht im Untersuchungsbereich Südwest – Nordost und fällt verhältnismäßig steil gegen Südosten ein. Die starre Schubmasse ist nach A. RUTTNER (1948) tief in ihr nördliches Vorland, die Lunzer Decke, eingesunken. Gegenüber den stark gefalteten und verschuppten Schichtgliedern der Lunzer Decke ("Lunzer Musterfalte") erscheint der geologisch-tektonische Bau des Dürrensteinmassivs viel einheitlicher. Die Ötscherdecke ist hier durch eine dolomitisch-kalkige Schichtfolge, zu der Werfener Schichten (Skyth), grusig verwitternder Ramsaudolomit (Ladin), ein schmales Band Raibler Schichten (Karn), mächtiger Dachsteindolomit (Nor), gut gebankter Dachsteinkalk (Nor) und bunte Hierlatzkalke (Lias) gehören, sowie durch einen verhältnismäßig ruhigen Bau ausgezeichnet.

Die wasserstauenden, nicht verkarstungsfähigen Werfener Schichten treten lediglich in einem schmalen Streifen zwischen Goldaugraben und Großkopf an die Oberfläche. Der Ramsaudolomit (= Wettersteindolomit) mit seinem typischen, feingrusigen Zerfall tritt im Talzirkus des Lechnergrabens, in der "Höll", dem imposanten Talschluß des Goldaugrabens, ferner im Gebiet des Steinbachtals und seiner Seitengraben auf, wo er durch seine Formen der Rinnenspülung und Massenabwanderungen leicht kenntlich ist. Der Ramsaudolomit weist fast keine (oberirdischen) Karstformen auf. Durch ein schmales Band von Raibler Schichten getrennt, entlang denen sich auch tektonische Bewegungen abgespielt haben, setzt im Hangenden der norische Dachsteindolomit (= Hauptdolomit) mit großer Mächtigkeit an, der vor allem die Hänge des Gebirgsstockes bis zum Plateaurand aufbaut. Im Bereich des Grünloches und der Wiesenalm erreicht er an der Basis von Karstmulden das Plateau selbst.

Das Zentrale Massiv und der überwiegende Teil des westlichen und östlichen Plateaus wird vom deutlich gebankten Dachsteinkalk aufgebaut, der als wichtiger Träger des Karstphänomens fungiert. A. RUTTNER (1948) betont, daß die Grenze Dachsteindolomit – Dachsteinkalk kein stratigraphischer Horizont ist; sie durchschneidet die Schichten schräg gemäß einer ungleichmäßigen Dolomitisierung des Dachsteinkalkes. Dies kann besonders deutlich im Bereich Legsteinalm - Wiesenalm beobachtet werden, wo die Kalk/Dolomitgrenze sehr unscharf mit dolomitischen Zwischenlagen innerhalb der Dachsteinkalkbänke in Erscheinung tritt. Im zentralen Bereich ist der Dachsteinkalk meist flach gelagert, lediglich im Seetal fällt dieser - bedingt durch einen weitgespannten Querfaltenbau - bis zu 60° gegen Westen ein. Der Dachsteinkalk ist neben seiner charakteristischen Bankung an vielen Stellen auch an seinem Fossilinhalt, dem massenhaften Auftreten seines Leitfossils *Megalodus triquetus*, kenntlich.

Ein für die Verkarstung ebenfalls wesentliches Bauelement sind die dem Dachsteinkalk auflagernden Liaskalke. Wie bereits aus den weiter westlich gelegenen Kalkhochalpen bekannt, stellt auch in unserem Gebiet die Grenze Dachsteinkalk - Lias eine Transgressionsfläche dar, d.h. die Lias-Schichtkomplexe erfüllen ein Relief, das z. T. aus Karsthohlformen besteht, die an der Wende Trias/Jura entstanden sein müssen. Der Lias ist vertreten durch den Hierlatzkalk (Crinoidenkalk), der als hellgrauer, vielfach auch rötlicher, dünnplattiger, hornsteinführender Kalk in Erscheinung tritt, der durch mergelige Zwischenlagen und durch bunte, hornsteinreiche Breccien gekennzeichnet wird, die neuerdings durch den Straßenbau beim Ludwigsfall aufgeschlossen wurden. Im Bereich des Stainzenkogels ist eine größere geschlossene Lias-Masse erhalten, ferner im äußeren Seetal am NW-Abfall des Scheiblingsteins. Die größte Verbreitung haben die Liagesteine im Gebiet des Obersees, von wo sie sich über den Rosengarten (Kl. Dürrenstein) und die Herrenalm ostwärts zur Grubwiesalm verfolgen lassen.

Die Störungen, die in der Ötscherdecke parallel zur Stirn verlaufen, hängen zweifellos mit dem postgosauischen Deckenschub ursächlich zusammen. Sie sind in Form von WSW-ENE sowie SW-NE streichenden Verwerfungen, Zertrümmungszonen und Kluftsystemen ausgebildet, die geomorphologisch und speläogenetisch als Dolinenreihen, Karstgassen, Kluftkarren, Raumfolgen usw. deutlich wirksam sind. Die Anlage des Seetales als zentrale Tiefenlinie des Gebirgsstockes erfolgte an die im wesentlichen Süd - Nord verlaufende "Seetalstörung", die, unmittelbar östlich des Gipfels ansetzend, ab dem Obersee an der orographisch linken Talflanke verläuft.

Die einheitliche Dolomit-Kalkmasse des Dürrensteingebietes hat sich gegenüber dem Deckenschub relativ starr verhalten; A. RUTTNER, dem die geologische Aufnahme zu verdanken ist, konnte Reste eines vermutlich älteren Bewegungsbildes nachweisen, das als weitgespannter Querfaltenbau im Bereich zwischen Scheiblingstein und Dürrenstein in Erscheinung tritt. Die Verwerfungen und Kluftsysteme, die parallel zum Nordrand der Ötscherdecke verlaufen, durchsetzen annähernd rechtwinkelig die Querfalten, die besonders deutlich am rechten Gehänge des Seetales zu erkennen sind.

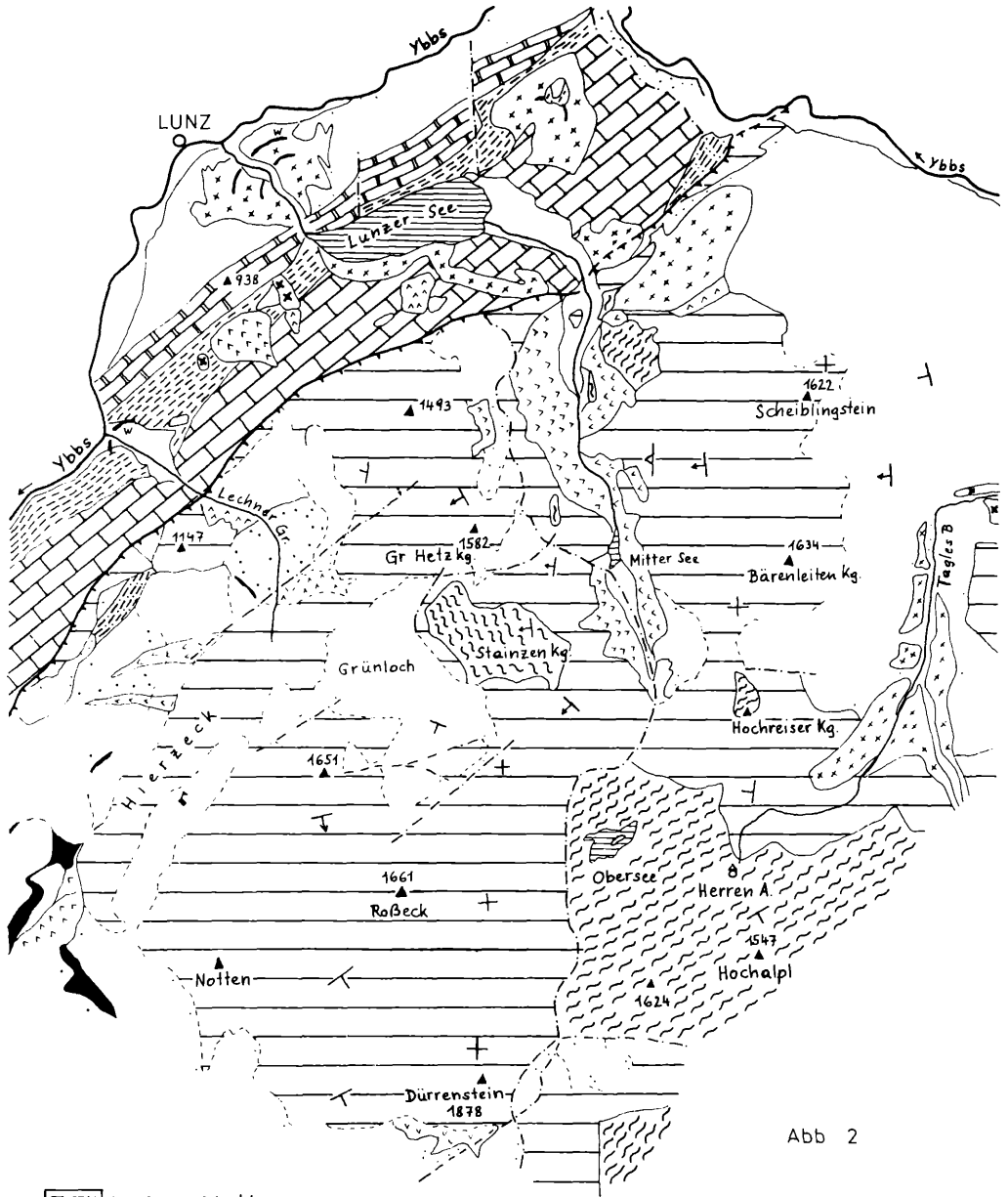


Abb 2

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

nach A RUTTNER

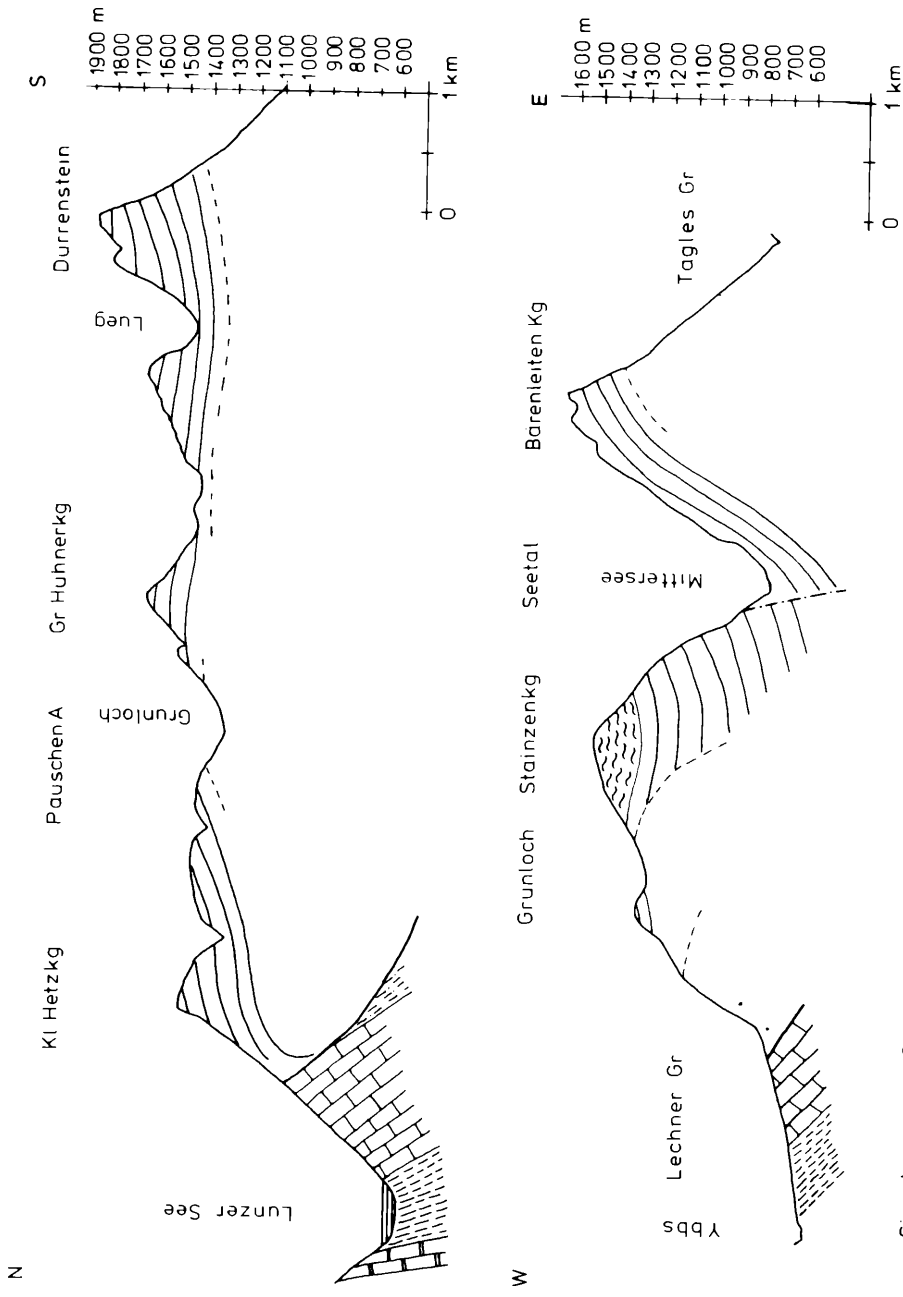
- Werfener Schichten
- Gutensteiner Kalk
- Wettersteindolomit
- Lunzer Schichten
- Raibler Schichten
- Opponitzer Kalk
- Hauptdolomit
- Dachsteinkalk

- Lias, vorw. Kalkig
- Rib-Moräne
- Würm-Moräne
- Hangschutt

- Stirn der Ötscher-Decke
- Störungen

0 1 2 km

Abb. 3 PROFILE DURCH DAS DÜRRENSTEINGEBIET



Signaturen wie Geologische Übersichtskarte

III. KLIMATISCHE VERHÄLTNISSE

Das Dürrensteingebiet gehört nach der Darstellung von H. BOBEK, W. KURZ und F. ZWITTKOVITS (1971) innerhalb der alpinen Klimaprovinz drei höhenzonal gebundenen Klimatypen an.

Der untere Talraum der Ybbs aufwärts bis etwa Langau, der Bereich des Seetales um den Lunzer Untersee, ferner das Steinbachtal bis zur Engstrecke der "Not" zählen zur *Subalpinen* Klimastufe mit Jahresniederschlägen zwischen 1500-2000 mm, Temperaturmittel des Juli zwischen 15 und 17 Grad, Jännermittel zwischen -3 und -5 Grad und durchschnittlich mehr als 130 Tagen mit Niederschlag. Für diese Klimastufe sind die Werte der Biologischen Station Lunz signifikant, die in Form eines Klimadiagrammes nach WALTER-LIETH (Abb. 4) den Jahresgang von Temperatur und Niederschlag erkennen lassen.

Die Flanken des Dürrensteingebietes und die beiden Hochplateaus gehören zur *Alpinen* Klimastufe; die Niederschlagswerte betragen im allgemeinen über 2000 mm pro Jahr, die Juli-Mitteltemperaturen zwischen 10 und 15 Grad, die Jännermittel zwischen -2 und -6 Grad und die Zahl der Tage mit mindestens 1 mm Niederschlag ebenfalls mehr als 130. Daß diese Werte lokal eine große Abwandlung erfahren können, zeigt die Station Neuhaus am Zellerrain, deren Temperatur- und Niederschlagswerte ebenfalls in einem Klimadiagramm zusammengestellt werden (Abb. 4).

Das Gipfelmassiv gehört der *Hochalpinen* Klimastufe an; die Jahresniederschlagswerte sind mit über 2000 mm zu erwarten (bei mehr als 130 Tagen mit Niederschlag), die Juli-Mitteltemperaturen betragen 5-10 Grad, die Jännermittel zwischen -5 und -10 Grad.

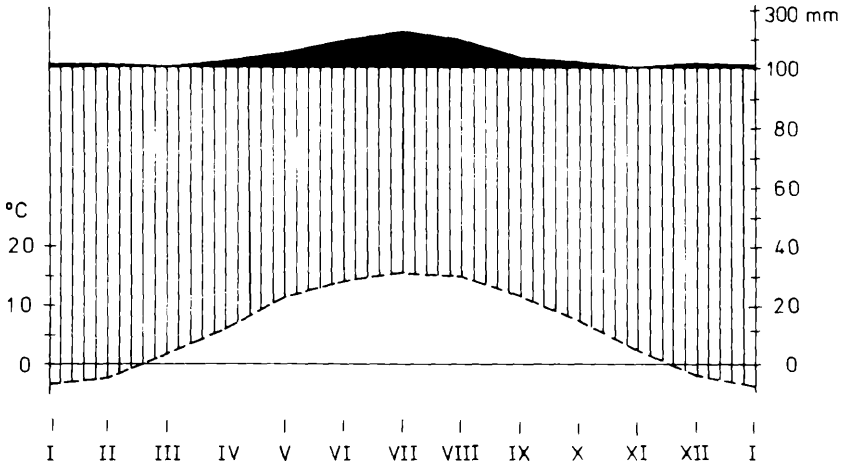
Die beiden gewählten Stationen Lunz und Neuhaus sind in Bezug auf das eigentliche Gebiet peripher gelegen und nur bedingt aussagekräftig; jedoch die einzigen, von denen die Werte langjähriger Meßreihen veröffentlicht sind. Die im Rahmen des Forschungsprogrammes der Biologischen Station Lunz seit 1928 durchgeführten kleinklimatischen Untersuchungen brachten überraschende Ergebnisse, die von den allgemeinen schematischen Vorstellungen bedeutend abweichen. Durch Klimastationen in drei Meßreihen wurden alle Höhenstufen bis zum Dürrensteingipfel erfaßt, wodurch der besondere Einfluß von Geländeform und Exposition auf Klima und Vegetation deutlich wurde. Die erste Reihe von Registrierpunkten verlief vom Seekopfsattel ausgehend über den Lechnergraben, das Grünloch (Gstettneralm), querte das westliche Plateau und erreichte über den Höherstein das Seetal beim Mittersee. Die zweite Meßreihe führte im Seetal aufwärts über den Mittersee zum Obersee und weiter über das Lehardkreuz bei der Herrenalm und den Rosengarten (Kl. Dürrenstein) zum Dürrensteingipfel. Die dritte Meßreihe schließlich wurde über den Maßzinken und den Durchlaß auf den Scheiblingstein gelegt. Von besonderem physiogeographischem Interesse sind die dabei entdeckten Unterschiede in den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen.

Die Einrichtung der ersten Meßreihe erbrachte u. a. den Nachweis der tiefsten Temperaturminima von Mitteleuropa in der großen, geschlossenen Karstmulde "Grünloch", die in der Literatur als "Gstettneralm" bekannt wurde. Hier wurden im Verlauf von 14 Jahren nach klaren Ausstrahlungsnächten im Spätwinter mehr-

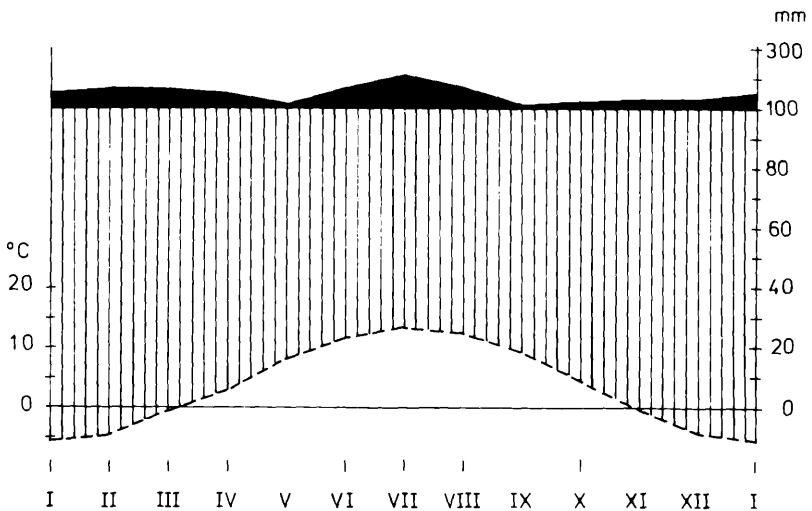
Abb 4

KLIMADIAGRAMME

LUNZ - Biolog. Station (615 m) JAHR 6,4°C / 1630 mm



NEUHAUS a. Zellerrain (1002 m) JAHR 3,9°C / 1782 mm



mals Extremwerte um -50°C und einmal sogar -52°C festgestellt. Hier und in anderen großen Karsthohlformen und Becken ist infolge der Bildung von Kaltluftseen mit einer häufigen Temperaturumkehr (Inversion) zu rechnen, was sich auch in einer Umkehr der Vegetationsstufen bemerkbar macht. Betrachtet man das Gebiet im Überblick, können folgende wahre Jahresmittel der Lufttemperatur angegeben werden:

Ybbstal, der Bereich des Lunzer Untersees und des unteren Seetales $6-7^{\circ}\text{C}$ (Biologische Station: $6,4^{\circ}\text{C}$); die Hänge und das mittlere Seetal $5-6^{\circ}\text{C}$; das westliche und östliche Plateau unter 1600 m zwischen 3 und 5 Grad und schließlich das zentrale Massiv und die höheren Teile des Plateaus unter 3°C .

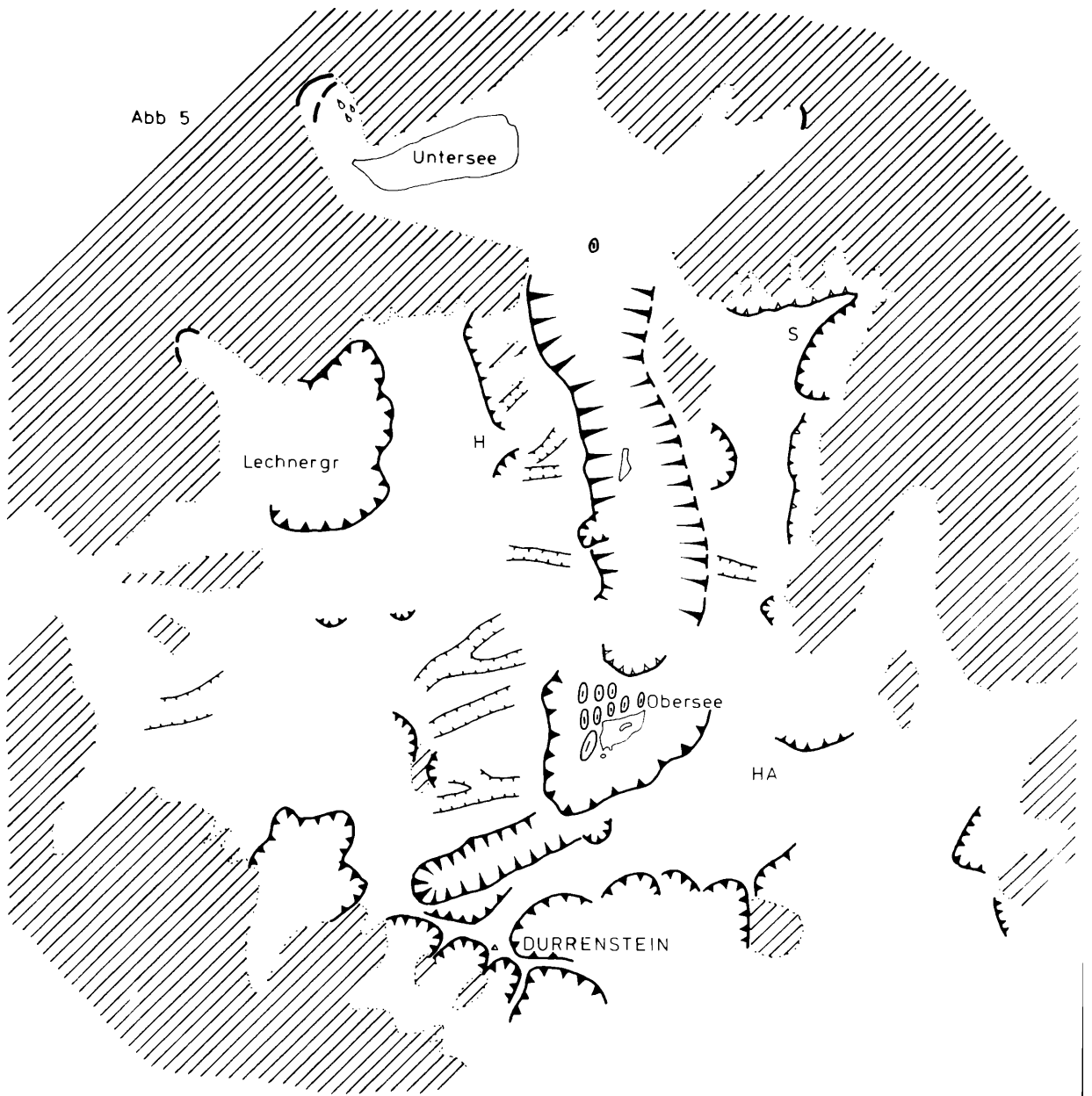
Das Dürrensteingebiet ist durch besonders große Niederschlagsunterschiede gekennzeichnet, die vor allem reliefbedingt sind. Weist die Biologische Station am Rand des Massivs ein Jahresmittel von rund 1600 mm auf, kann in den höheren Lagen des Gebirgsstockes eine beträchtliche Zunahme festgestellt werden. Auf der Pauschenalm (1438 m) am westlichen Plateau wurde ein Jahresniederschlag von 2000 mm ermittelt (nach E. STEPAN 1951). Die höchsten Niederschlagswerte werden allerdings vom tiefer gelegenen Obersee (1113 m) mit 2700 mm pro Jahr angeführt (A. RUTTNER 1950). Somit ergibt sich zwischen dem Obersee und der nur 5 km nördlich davon befindlichen Biologischen Station eine Differenz von mehr als 1100 mm! Diese hohen Niederschlagswerte für das Oberseegebiet lassen sich auf verschiedene Ursachen zurückführen. Einerseits wirkt sich der Stau- und Steigungseffekt des unmittelbar aufragenden Gipfelmassivs, andererseits die Beckenlage, die ein längeres Festhalten der Bewölkung begünstigt, aus. Darüber hinaus konnte F. SAUBERER (1948) am Nordhang des Kl. Hetzkogels ein Niederschlagsmaximum bei etwa 1100 Meter nachweisen, das mit einem häufig auftretenden Kondensationsniveau in dieser Höhenlage im Zusammenhang steht.

Für die Entwicklung der Oberflächenformen ist der Jahresgang des Niederschlages, vor allem jedoch die Form des Niederschlages von Bedeutung. Bezüglich des Jahresganges mit einem Juli-Maximum geben die Klimadiagramme Aufschluß.









Ein beträchtlicher Teil der Niederschläge fällt als Schnee, der jedoch, mit Ausnahme von tiefen Dolinen, nirgends den Sommer überdauert. Der Beginn der winterlichen andauernden Schneebedeckung, die sogenannte "Winterdecke", fällt im Normaljahr in Lunz am 20. Dezember und endet durchschnittlich am 3. März. Doch ist hier mit einer ersten Schneebedeckung um den 1. November zu rechnen, die bis Mitte April zu erwarten ist. Somit ergeben sich für Lunz im Normalwinter 109 Tage mit Schneebedeckung, davon 76 in der WinterdeckENZEIT. (F. LAUSCHER-M. ROLLER 1952).

Im Oberseegebiet beginnt die Schneebedeckung bereits in der zweiten Oktoberhälfte und reicht bis Anfang Mai, in den höheren Gebieten von Anfang Oktober bis in die zweite Maihälfte. Die Summe der Neuschneehöhen wird für die Biologische Station im Durchschnitt mit 266 cm angegeben, auf das Oberseegebiet entfallen rund 700 cm, auf die Hochplateaus zwischen 750 und 1000 cm und auf das Gipfelmassiv mehr als 1000 cm. Die mittlere maximale Schneehöhe beträgt in Lunz 67 cm, beim Obersee zwischen 150 und 200 cm, auf den Hochplateaus zwischen 200 und 250 cm und am Gipfelmassiv sind mehr als 250 cm zu erwarten.

Abb 5



FORMEN EISZEITLICHER VERGLETSCHERUNG

- | | | | |
|---|-----------------|---|------------------------------------|
|  | Kar |  | Rundhöcker u glazigene Rücken |
|  | glazigene Stufe |  | Drumlins |
|  | Trogtal |  | Würm - Gletscher [z T nach H Nagl] |
|  | Eisgasse |  | Würm - Endmoräne |
| | | H | Gr Hetzkogel |
| | | HA | Herrenalm |
| | | S | Scheiblingstein |

1 km

IV. FORMEN DER EISZEITLICHEN VERGLETSCHERUNG

In den pleistozänen Kaltzeiten wurde das vornehmlich auf Erosion und Flächenspülung zurückzuführende Mittelgebirgsrelief durch den Gletscherschurf modifiziert und zum Teil sogar gänzlich zerstört. Infolge Glazialerosion kam es zur Ausbildung von Karen und Trogtälern, zu einer Verstärkung der Talstufen und zur Schaffung von Rundhöckerlandschaften und Riegelbergen sowie zu einer Ablagerung des ausgeschürften Materials im randlichen Talraum.

Der Dürrenstein trug in den vier Haupteiszeiten (Günz, Mindel, Riß, Würm) eine mächtige Plateauvergletscherung, die in die umgebenden Täler, hauptsächlich in das Ybbstal Eisströme entsandte, von denen der Seetalgletscher der bedeutendste war. Seine Ausdehnung läßt sich nur für die beiden letzten Vereisungen auf Grund der Moränenablagerungen ziemlich genau angeben.

Die Vergletscherung der Riß-Eiszeit, die infolge der großen Schneegrenzdepression ein weitaus größeres Areal als im Würm bedeckte, bildete im Ybbsgebiet ein dem Gelände noch größtenteils untergeordnetes Eisstromnetz. Dieses regionale Eisstromnetz kann durch Moränen belegt werden und wies einen großen, bis nach Göstling reichenden Ybbsgletscher auf, der neben Zuflüssen vom Ötscher und vom Gebiet Feldwiesalm-Zellerhüte (mit Ferneis vom Hochschwab!) hauptsächlich vom Dürrensteingebiet genährt wurde. Das vom zentralen Massiv herabkommende Eis bedeckte beide Plateaus und strömte durch die größeren Täler wie Taglesgraben, Seetal, Lechnergraben, Höllgraben ab, um sich mit dem unser Gebiet bogenförmig umschließenden Ybbsgletscher zu vereinigen. Dabei kam es zu Überflüssen, u. a. beim Durchlaßsattel, am Rechberg und am Seekopsattel. Somit erreichte der Eisstrom des Seetales, einschließlich seiner Vereinigung mit dem Ybbsgletscher, eine Länge von 22 Kilometer, was für den Ostteil der Nördlichen Kalkalpen einen beachtlichen Wert darstellt. Die Schneegrenze wird für die Riß-Eiszeit mit rund 1050 m angegeben.

Der Würm-Gletscher hingegen fand bereits nach 11 Kilometer Länge bei Lunz sein Ende, wo er Endmoränen-Amphitheater in Form eines doppelten Moränenwalles hinterlassen hat. Die Vereisung des Würm reichte in unserem Gebiet nur bis zum Fuß des Gebirgsstockes. Die Eismassen der Plateaus strömten seitwärts durch Tiefenlinien ab, überschritten jedoch an keiner Stelle den Gebirgsrand. Dies trifft besonders für die Gletscher im Lechnergraben, Höllgraben und im Taglesgraben zu. Die Gletscher der Südflanke fanden infolge der Exposition bereits in größerer Höhe ihr Ende. Die Ausdehnung der würmzeitlichen Vereisung des Dürrensteinstockes, wie sie bis vor rund 12.000 Jahren vorhanden war, ist auf der Karte Abb. 5 dargestellt, wobei im wesentlichen die Kartierungen von H. NAGL (1968, 1972) herangezogen werden konnten.

H. NAGL (1972) rekonstruierte die pleistozäne Vereisung des alpinen Ybbstaales und konnte feststellen, daß hier der Dürrenstein das Gebiet der größten Lokalvergletscherung war. Dieses Phänomen kann mit der größeren Massenerhebung des Gebirgsstockes und mit den hohen Niederschlagsverhältnissen im Vergleich zu benachbarten Gruppen erklärt werden. Die Schneegrenze im Würm lag bei rund 1200 m Höhe.

Die erodierende Tätigkeit des Gletschereises hat im Dürrensteingebiet zahlreiche markante Spuren hinterlassen; so sind vor allem die schroffen Hochgebirgsformen des Gipfelmassivs darauf zurückzuführen. Hier verdienen die *K a r e* als Ausgangsstellen der Gletscher besondere Erwähnung. Besonders gut ausgeprägt sind sie an den Südabstürzen des Gipfelmassivs, wo sie deutliche Wandnischen bilden. Mit Ausnahme der Kare im Ätztal, wo ein Zusammenspiel von Glazialerosion und Verkarstung zu flacheren Karböden und zum Auftreten von Karriegeln geführt hat, weisen die sonstigen, vor allem gegen das Steinbachtal gerichteten Kare steile Böden auf. Dies trifft auch für die Kare des östlichen Dürrensteinplateaus (Scheiblingstein) zu.

Die besondere Ausprägung der Kare an der Süd- und Südostseite der hohen Aufragungen des Gebirges ist ohne Zweifel dem Einfluß der Exposition zuzuschreiben. Dabei spielte die mächtigere Schneeakkumulation im Windlee der vorherrschenden West- bis Nordwestwinde eine größere Rolle als die stärkere Einstrahlung auf den südseitigen Hängen.

Von anderer Art sind die Talschlußkare oder Ursprungskare, die durch den Talschluß des Lueg repräsentiert werden, aus dem der mächtige Seetalgletscher seinen Ausgang genommen hat. Als Durchgangskar fungierte schließlich das übertiefte Obersee-Becken, das sich auf die auskolkende Wirkung mehrerer sich hier vereinigender Eisströme zurückführen läßt, der "Hund" zwischen Notten und Eisenstatt und in gewissem Sinne auch der obere Höllgraben und der imposante Lechnergraben, von denen die letztgenannten auch als trogschlußähnliche Formen bezeichnet werden können.

Der Dürrenstein weist im Seetal ein eindrucksvolles *T r o g t a l* auf, das die Trogform sowohl im Lueg als auch im Bereich zwischen Obersee und dem Massivrand beim Untersee gut erkennen läßt. Es ist sicher, daß das Seetal eine präglaziale fluviatile Vorform besessen hat, die durch Gletscherschurf umgestaltet worden ist. Steilstufen mit anschließenden Becken oder Flachstrecken wurden durch die glaziale Übertiefung gebildet oder verstärkt, was teilweise auch durch seitliche Zuflüsse aus trogförmigen *E i s g a s s e n* bewirkt wurde. Solche typischen Eisgassen, zumeist als Hängetäler in das Seetal einmündend, sind am westlichen Plateau u. a. der Lärchengraben, das Ritzetal, das Mautental, der Luckenbrunngraben und der Gamsecker Graben, am östlichen Plateau das Reisertal mit dem anschließenden Plattengraben.

Durch Verstärkung des Seetalgletschers durch diese seitlich herabkommenden Gletscherströme und andere Eisrinnen, die von der Plateauvergletscherung genährt wurden, reichte sein Nährgebiet bis in den Bereich des heutigen Mittersees, wo er eine Eismächtigkeit von etwa 400 Meter aufwies, so daß die Gletscheroberfläche das Niveau des Höhersteins erreichte (H. NAGL 1968).

Der typische Stufenbau des Seetales ist mit der glazialen Übertiefung zu erklären. Das oberste Talstück mit relativ flach geneigter Tiefenlinie ist das Lueg, das als Hängetal zum 200 m tiefer gelegenen Kessel (= Durchgangskar) des Obersees (1113 m) abbricht. Der Obersee selbst geht auf glaziale Übertiefung zurück, die Lotungen von G. GÖTZINGER (1912) ergaben das Vorhandensein von mindestens fünf Teilbecken mit maximal 15 m Tiefe. Das Oberseebecken wird im Norden vom Karriegel der Ellmauer (1175 m) abgeschlossen, die als prächtiger Trogschluß zum flachen Ellboden abstürzt. Die Entwässerung geht teilweise unterirdisch vor sich, doch wird die abschließende Felswand vom mächtigen Ludwigsfall überwunden.

Der Ellboden (früher auch als "Erlboden" bezeichnet) ist glazial übertieft und vermutlich durch fluviatile Akkumulation des Seebaches, aber auch von einem Wildbach aus dem unteren Mautental, ferner durch Massenabwanderungen vom rechten Hang (Schutthaldden) aufgefüllt worden. Es ist nicht ausgeschlossen,

daß hier nach dem Eisrückgang ein kleiner See bestanden hat. Nach einer weiteren Talstufe bei der "Klausen" folgt talauswärts das Becken des Mittersees (760 m), das durch Zuflüsse vom östlichen Plateau, so vornehmlich vom Reiertal-Plattengraben, übertieft wurde. Der größte Teil des Beckens ist durch Wildbachschotter aufsedimentiert worden, nur der seichte Mittersee ist durch seine zahlreichen Quellaustritte erhalten geblieben. Die natürliche Abdämmung des Mittersees erfolgt durch einen eisüberschliffenen Felsriegel. Die anschließende Steilstufe wurde durch eine Reihe kleinerer Eiszuflüsse sowohl vom Hang des Hetzkogels als auch von den Hackermauern des Scheiblingsteines verursacht. Schließlich folgt am Rand des Dürrensteingebietes die Flachstrecke der "Länd" und des Seehofes. An jener Stelle, wo die wenig widerstandsfähigen und daher leicht ausräumbaren Lunzer Schichten das Seetal queren, hat der eiszeitliche Gletscher die große, rund 34 m tiefe Wanne des Lunzer Untersees geschaffen, die von harten Opponitzer Kalken im Westen begrenzt wird, wie dies beim Ausfluß des Seebaches gut zu erkennen ist. Erst außerhalb dieser glazialen Wanne befinden sich die Endmoränen von Lunz, die das ehemalige Gletscherende in der Würm-Eiszeit anzeigen.

Spuren der erodierenden Tätigkeit des Seetalgletschers finden sich zum Beispiel in Form von Gletscherschliffen bei der Ellbodenklause.

Vom Eisstrom ausgeschürfte, langgestreckte Wannens und zwischengeschaltete Rundhöcker sind im Gebiet des Rotmooses, westlich des Obersees, landschaftsprägend. Die langgestreckten glazialen Rücken und Wannens sind hier parallel zueinander gegen Norden orientiert und lassen die ehemalige Fließrichtung des Eises erkennen.

G. GÖTZINGER (1912) beschrieb den Felskopf 635, der das Ländhäuschen trägt, ferner das Gebiet des Kazim südlich des Seehofes als Rundhöcker bzw. als Rundhöckerlandschaft.

In der Karte (Abb. 5) sind die Trogtäler des Seetales eingezeichnet, wobei zu bemerken ist, daß das Lueg eher den Typus eines ganztaligen Troges zeigt, und daß sich eine Trogschulter erst nördlich des Obersees erkennen läßt. Dabei ist die Trogschulter am linken Hang deutlicher entwickelt als am rechten, was auf die überaus steile Schichtlagerung des Dachsteinkalkes gegen das Seetal hin, ferner auf die sehr starke Auflösung der Hackermauern durch Rinnen und Steilschluchten zurückgeführt werden kann und wohl weniger auf die von G. GÖTZINGER (1912) vermutete intensivere Eiserosion an dieser Flanke.

Die pleistozäne Vergletscherung ist für die Ausbildung des Karstformenschatzes von großer Bedeutung gewesen. Viele der großen Karstformen waren sicherlich schon im Präglazial vorhanden, erfuhren jedoch durch die Eisüberformung eine wesentliche Umgestaltung. Andererseits sind viele glaziale Erosionsformen, vor allem die Kare, in das Karstphänomen einbezogen worden. Eine nicht geringe Bedeutung ist außerdem den Schmelzwässern zuzuschreiben, die vor allem in den Früh- und Spätglazialen beträchtliche Wassermengen darstellten, die sehr lange Zeiträume hindurch mit ihrer Lösungskraft auf die Kalke und Dolomite einwirken konnten. Ebenfalls von Bedeutung ist die Freilegung von Felsflächen durch die Glazialerosion, die im Postglazial Ausgangsflächen für die Entwicklung der Kleinformen des Karstes waren.

V. DIE KARSTLANDSCHAFT

Der Dürrenstein wird praktisch zur Gänze von verkarstungsfähigen Karbonatgesteinen aufgebaut, so daß man diesen Gebirgsstock als ein geschlossenes und durch Tiefenlinien gut abgrenzbares Karstgebiet bezeichnen kann. Die Untersuchung einer Karstlandschaft soll sich nicht nur auf den oberirdischen Formenschatz beschränken, sondern das gesamte Karstphänomen mit den unterirdischen Formen und den hydrographischen Erscheinungen umfassen.

Die in einem mehrzyklischen Zusammenspiel von endogenen und exogenen Kräften entstandenen jungtertiären Altlandschaften in Form einer Flurentreppe sind zum Teil abgetragen, zum Teil lediglich umgestaltet worden. Neben der glazialen Überformung stellt im Dürrensteingebiet unzweifelhaft die *V e r - k a r s t u n g* den wichtigsten Umgestaltungsfaktor dar. Man versteht darunter gemäß dem Obertrauner Protokoll 1971 "den Entwicklungsvorgang der Landformung in löslichen Gesteinen, der zu einem ober- und unterirdischen Formenschatz führt, zu dessen Erklärung vor allem die Korrosion herangezogen werden muß". Ein wesentliches Merkmal der Verkarstung besteht in der vorherrschenden unterirdischen Entwässerung mit ihrer eigenen Gesetzmäßigkeit. Die Löslichkeit der verkarstungsfähigen Gesteine in kohlenensäurehaltigem Wasser führt zur Entstehung eines eigentümlichen Formenschatzes, wodurch die Oberfläche zu einem Karstrelief umgestaltet wird. Die besonderen Abflußbedingungen der unterirdischen Entwässerung und die Lösungsverwitterung (Korrosion) beeinflussen neben der Entwicklung von Oberflächenformen und Hohlräumen im Gebirgsinneren auch Bodenbildung und Pflanzenwelt, so daß ein eigener Landschaftstyp, die Karstlandschaft, zur Ausbildung gelangt. Im Rahmen dieser Studie wird die Verkarstung als geomorphologischer Prozeß aufgefaßt.

Neben dem für die Verkarstung unerläßlichen Vorhandensein eines wasserlöslichen, verkarstungsfähigen Gesteins kommt den sedimentären und tektonischen Inhomogenitäten desselben grundlegende Bedeutung zu. Gesteinsfugen, wie Klüfte, Verwerfungen und Schichtfugen, sind für das Eindringen des Wassers von der Oberfläche in die Tiefe des Gebirges notwendige Voraussetzungen. Ohne diese wäre eine karsthydrographische Entwässerung nicht möglich, und das Wasser könnte lediglich an der Gesteinsoberfläche lösend und modellierend wirken.

Bezüglich der Genese der ober- und unterirdischen Karstformen bestehen folgende Beziehungen zum verkarstungsfähigen Gestein:

1. Lithologische Gegebenheiten
 - a) das Gestein nach petrographischen Gesichtspunkten und unterschiedlichem Verhalten gegenüber der Korrosion
 - b) die stoffliche Inhomogenität des Gesteins (sedimentäre Fugen, wie Schichtfugen und Schichtgrenzen)
2. a) bruchhafte Verformungen (Klüfte, Verwerfungen, Schichtgleitflächen)
 - b) bruchlose Verformungen (Schichtlagerung infolge Faltung).

Nach der Bedeutung für das gesamte Karstphänomen des Dürrensteingebietes steht der chemisch sehr reine, gut gebankte Dachsteinkalk eindeutig an erster Stelle und ist zudem auch flächenmäßig am weitesten verbreitet. Danach ist der Hierlatzkalk und mit Abstand der nur wenige Karstformen aufweisende Dachsteindolomit anzuführen.

A) DIE OBERIRDISCHEN KARSTFORMEN

1. DIE KARSTTÄLER

Die Täler des Dürrensteingebietes sind innerhalb des Massivs fast zur Gänze zu Karsttälern umgestaltet worden, lediglich randlich finden sich Täler mit "normaler" oberirdischer Entwässerung. Wie auch andere Karstformen, sind die meisten Karsttäler des Gebietes ebenfalls polygenetische Formen. Ursprünglich rein fluviatil-denudativ unter anderen klimatischen Verhältnissen angelegt, sind sie im Pleistozän vom Gletschereis zu Trogtälern und Eisgassen umgestaltet worden, erfuhren aber auch durch die Verkarstung eine entscheidende Veränderung in ihrer Formung, vor allem aber in ihren Abflußverhältnissen. Dabei ist es nicht immer einfach, eine zeitliche Differenzierung der beiden letztgenannten Formungsprozesse durchzuführen. Es ist aus verschiedenen hochalpinen Gebieten nachgewiesen worden, daß z. B. die großen Karstformen präglaziales Alter aufweisen und daß sicherlich auch während des Pleistozäns, vor allem am Ende der Kaltzeiten eine fortschreitende Verkarstung anzunehmen ist. Die Untersuchungen von A. GERSTENHAUER und K. H. PFEFFER (1966) über die Lösungsfreudigkeit von Karstwässern ergaben, daß kalte Wässer eine größere korrosive Wirkung aufweisen als höher temperierte. Somit kommt den kalten Schmelzwässern im Pleistozän sicherlich eine große Bedeutung für die Entwicklung der Karstformen zu. Die morphogenetischen Prozesse haben sich teils nacheinander, teils synchron abgespielt, so daß die alpinen Karsttäler nicht nur polygenetische, sondern auch Mehrzeitformen sind. Die heute erkennbaren inaktiven Talungen der Hochplateaus entsprechen den breiten Abflußbahnen des jungtertiären Reliefs, die sich durch die Verkarstung bis in die Gegenwart erhalten konnten; freilich handelt es sich um Taltorsi, die das ehemals aktive Gewässernetz nur unvollständig rekonstruieren lassen.

Vielfach sind die Talungen derart stark verkarstet, daß sie - häufig in Reihenanordnung - Karstmulden und große Dolinen bergen und zur Gruppe der **K a r s t t r o c k e n t ä l e r** gehören. Es handelt sich dabei um Täler, die ursprünglich durch oberirdischen Abfluß entstanden sind und in der Folge durch Verkarstung trocken gefallen sind. Eine weitere Gruppe der Karsttäler sind die **K a r s t s a c k t ä l e r**, die unmittelbar, meist in der Form eines steilwandigen Talschlusses, ihren Anfang nehmen. In unserem Gebiet kommen ferner **B l i n d t ä l e r** vor, es handelt sich um Täler, die an einem Gegenhang enden. Sie weisen kein gleichsinniges Gefälle auf, Gerinne versinken nach kurzem oberirdischem Lauf in Schwinden. Im Dürrensteingebiet sind alle genannten Karsttalungen anzutreffen, häufig sogar als kombinierte Formen, modifiziert durch andere Karsthohlformen.

Dazu gehören die drei zueinander parallel verlaufenden, das Plateau querenden Talungen im Bereich der Prettereckalm. Diese von großen Dolinen durchsetzten Furchen, von denen die nördliche zwischen Karlhöhe und Bildbaum, die mittlere bei den ehemaligen Almhütten und die südliche unterhalb des Hetzkogelplan verläuft, queren in Richtung Nordost-Südwest das Hetzkogelplateau und werden vom glazial bestimmten, jüngeren Ausraum des Lechnergrabens unvermittelt abgeschnitten. Südwestlich des Gr. Hetzkogels streicht eine dolinenbesetzte Trockentalung zur Karstmulde Grünloch. Den höheren Plateauteilen gehört ferner die Karsttalung zwischen Schwarzkogel und Hühnerkogel an, die zwei große Karstmulden und mächtige Dolinen bergend, gewunden über den Schwarzkogelboden zum "Hansl" zieht und im Norden vom Grünloch, im Süden hingegen vom Tal-schluß des Ritzeltales gekappt wird.

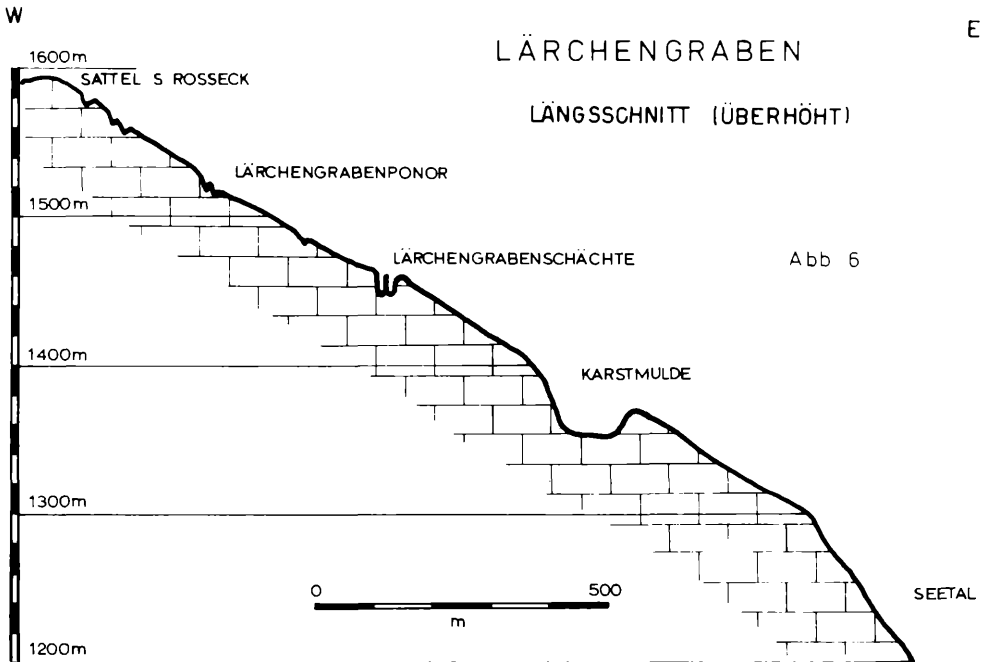
Zu den bedeutendsten Karsttrockentälern zählt die flachmuldenförmige Talung Legsteinalm - Vorderer Legstein - Wiesenalm. Die Karsttalung führte zur Anlage von großen Karstmulden und zwischengeschalteten Dolinen, wodurch sich mehrfach ein gegensinniges Gefälle ergibt. Die oberste Karstmulde, die Legsteinalm, weist ein Gerinne auf, das in einem Ponor versinkt; eine Steilstufe trennt diese Hohlform von der westlich anschließenden Karstmulde Vorderer Legstein. Die Verbindung zur noch weiter westlich anschließenden Karstmulde der Wiesenalm wird durch einen dolinenreichen Abschnitt der Karsttalung vermittelt, die sich bei der "Zerschbichblöß" gabelt, sich jedoch knapp vor der Wiesenalm wieder vereinigt. Das alte, heute inaktive Gewässernetz wird im Bereich der Wiesenalm besonders deutlich, wo sich die von der Legsteinalm und vom Hierzecksattel herabkommenden Talungen vereinigen und gegen Südwesten dem Plateaurand zustreben. Nach dem geringen Gegengefälle am Rande der Wiesenalm führt das Karsttrockental auf rund 500 m Länge mit gleichsinnigem Gefälle abwärts, bis eine größere Doline an der Tiefenlinie einen durchgehenden oberirdischen Abfluß unmöglich macht. Knapp danach beginnt der Steilabfall zum jungen Ausraum des oberen Höllgrabens. Der letzte Abschnitt der Karsttalung von der Wiesenalm zur Enddoline am Plateaurand läßt an der Sohle erkennen, daß sie episodisch von einem Gerinne durchflossen wird, das in der erwähnten Doline versinkt. Somit kann sie auch als Blindtal bezeichnet werden (vgl. Abb. 10).

Die nördlich des Notten westwärts verlaufende Großau-Rudenauer Almtalung ist ebenfalls durch große Karstformen markiert und endet heute abrupt am Rand des Plateaus gegen das Steinbachtal (Almwaldgraben). Das Trockental ist in allen Abschnitten inaktiv und weist infolge Zerstückelung durch Karsthohlformen kein gleichsinniges Gefälle auf.

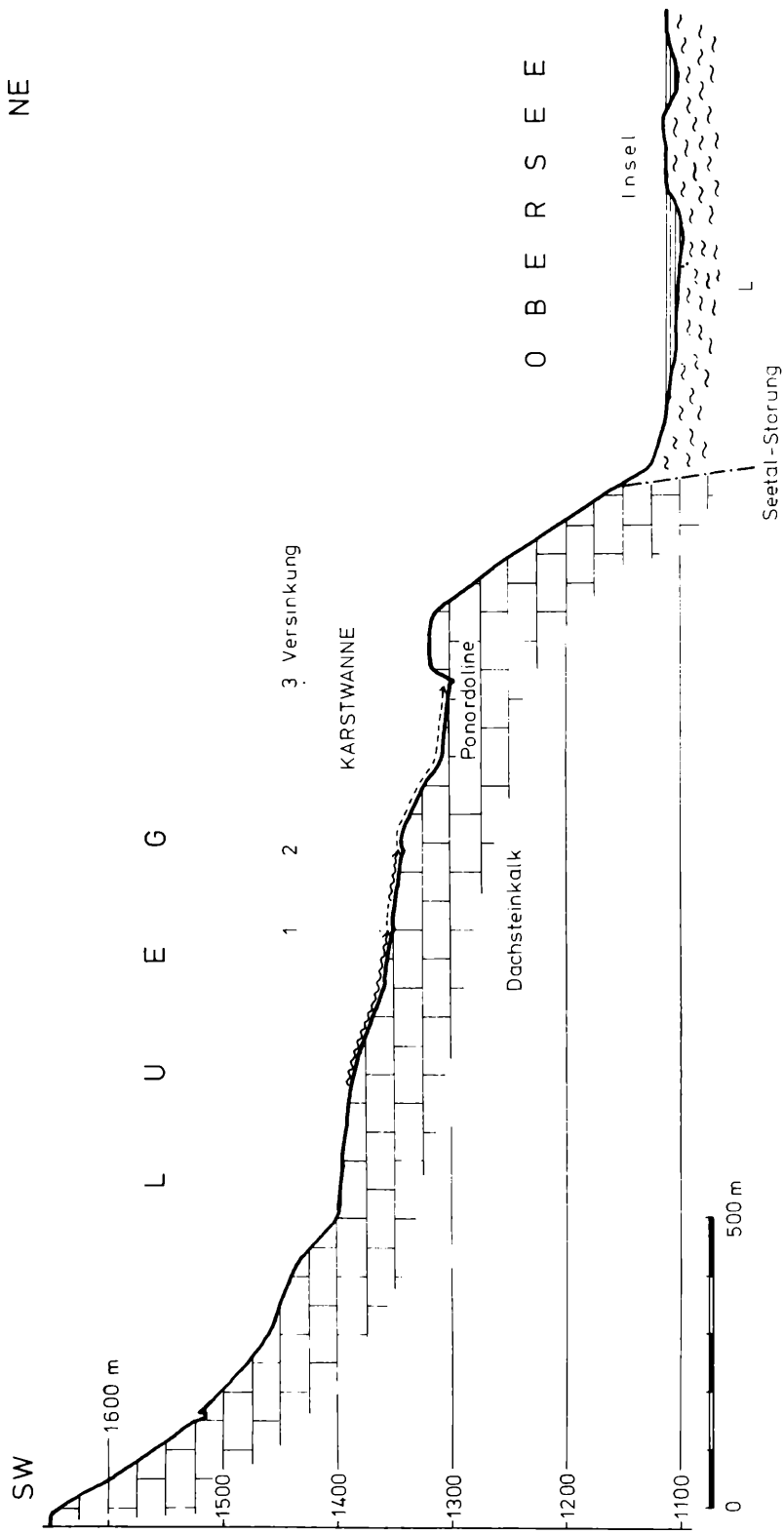
Eine etwas andere Formung weisen die Karsttrockentäler auf, die vom Plateau vornehmlich zum Seetal hinabziehen. Sie weisen ein größeres Gefälle auf und sind daher stärker vom abfließenden Eis überprägt worden.

Im Norden ist es derungemein dolinenreiche, steilabwärts führende Gamsecker Graben, dessen Begehung auch durch zahlreiche Schachthöhlen erschwert wird. Von den Hochböden des Stainzenkogels ist der stufenförmig absinkende Luckenbrunngraben deutlich glazial überprägt. Der oberste Talschluß tritt an der Kante der Hochböden als Karstsacktal mit zahlreichen Dolinen in Erscheinung; nach einer Steilstufe verflacht sich der Graben und weist zwei Gerinne mit Schwinden quer zur Tiefenlinie auf. Nach einer weiteren Steilstufe öffnet sich an der Grabenflanke das bedeutendste Höhlensystem des Gebirges, die Lechnerweidhöhle, und die Karsttalung weist bis zur wasserführenden Doline "Luckenbrunn" gleichsinniges Gefälle auf. Danach versteilt sie sich und bricht schrofig zum Seetal ab.

Das Mautental ist eine aus verschiedenen Karstformen zusammengesetzte Tiefenzone. Im obersten Teil, der vom Schwarzkogelboden zur Ofenlochmulde hinabzieht, handelt es sich um ein trockenes Kerbtal mit episodisch aktiven Schwinden. Nach der Karstmulde beim Ofenloch teilt sich die Talung, der nördliche Ast zieht nach einer stark verkarsteten Schwelle zu einer Großdoline hinab und leitet über ein flacheres Dolinengebiet zum Seetal beim Ellboden; der südliche Ast birgt westlich des Reitsteiges die Untere Mautentalmulde, von der er als Trockental ebenfalls steil zum Seetal hinabführt. Das Ritzeltal beginnt als polygenetisches Karstsacktal, stark glazial überprägt und ist zunächst als Trockental, weiter talab aber auch durch eine Karstmulde und eine Großdoline als Blindtal entwickelt. Ähnlich liegen die Verhältnisse beim Lärchengraben, der im oberen Teil noch Kerbtalcharakter aufweist, dessen episodisch abfließende Wässer in offenen Ponor und Dolinen an der Grabensohle versinken. Nach einer Verflachung mit mehreren Schachthöhlen versteilt sich der Graben und führt zu einer tiefen Karstmulde, die ihn mit ihrem Gegenhang zu einem Blindtal macht.



Zu den eindrucksvollsten Karsttälern zählt das obere Seetal und hier vor allem das Lueg (vgl. Abb. 7 und 16). Dieses Tal stellt mit seiner Mannigfaltigkeit der Formen und hydrographischen Erscheinungen ein Musterbeispiel für die Polygenese im alpinen Karst dar. Östlich des Springkogels (1685 m) als Karstsacktal beginnend, zu dem der großartige Trogschluß des glazial geformten Tales umgestaltet wurde, zieht das Lueg zunächst als Trockental Richtung Nordost, bis nach der ersten Stufe der Talboden ein perennierendes Gerinne aufweist, welches in einem Ponor versinkt. Ein episodisch aktives Trockenbett erhält nach rund 100 m das Wasser einer ständig fließenden Karstquelle, das nach kurzem oberirdischem Lauf im Bachbett versinkt. Die nun folgende, nur episodisch aktive Klammstrecke mündet in eine große Karstmulde mit flachem Boden, die in einen Felsriegel eingetieft ist und das Lueg zu einem deutlich ausgeprägten Blindtal macht. Von der breiten, ebenfalls verkarsteten Schwelle erfolgt der 200 m tiefe Steilabfall zum Becken des Obersees (1113 m). Dieser Steilabfall weist zwei inaktive Kerbtäler auf. Das Becken des Obersees, eine breit entwickelte glaziale Wanne, rezent zu einer Karstmulde mit vorwiegend unterirdischer Entwässerung umgestaltet, weist komplizierte hydrographische Verhältnisse auf, die im Abschnitt über die Karsthydrographie näher erläutert werden. Im Anschluß an den Obersee wird der Bereich bis zur Ellmauer mit dem Ludwigsfall teils oberirdisch, teils unterirdisch entwässert. Nach einer Versinkung im Schutt des flachen Ellbodens folgt eine Klammstrecke, die "Klause", die vom Seebach durchflossen wird, der bald danach in der jungen Talverschüttung erneut versinkt. Der Austritt des Wassers erfolgt im Mittersee, der an seinem Grund zahlreiche Quelltrichter aufweist. Vom Mittersee an ist ein ständiger oberirdischer Abfluß gegeben und es hört somit der Karstcharakter des Seetales auf.



LÄNGSSCHNITT LUEG - OBERSEE

Abb. 7

Im Bereich des östlichen Plateaus sind schon allein infolge der geringeren Fläche Karsttäler nicht so häufig.

Das Scheiblingsteingebiet weist eine größere Karsttrockentalung auf, in der die Durchlaßalm (1497 m) liegt und die beim östlichen Plateaurand mit einer tiefen Trichterdoline ansetzt, nach den Almhütten sich versteilt und schließlich nach insgesamt 1 km Länge von den Felswänden und Steilrinnen des Seetales abgeschnitten wird.

Vom Rosengarten (Kl. Dürrenstein) zieht im Bereich der Liaskalke ein Karsttrockental mit tiefen Dolinen durchsetzt, nach Osten hinab und mündet in eine Karstmulde beim Toten Mann. Von hier setzt es sich gegen Nordosten, eingetieft zwischen Totem Mann und Hochalpl, ebenfalls als Trockental fort, bis ab der starken Quelle des Herrenalmbaches die oberirdische Entwässerung einsetzt. Der Wechsel von Karsttrockental und oberirdisch entwässertem Tal spiegelt sich auch in den Profilen der Herrenalmtalung wider. In der Längsprofilentwicklung ist der Trockentalabschnitt durch ein mehrfach gegensinniges Gefälle gekennzeichnet, der normal-oberirdisch entwässerte Teil weist naturgemäß gleichsinniges, wenn auch unausgeglichenes Gefälle auf. Bezüglich der Talquerschnitte weist das Karsttal, im großen gesehen, muldenförmige Profile auf, die auf glazialen Schurf hinweisen und die durch die sekundären Karsthohlformen modifiziert werden; der aktive Talabschnitt hingegen V-förmige Querschnitte, wodurch die glaziale Vorform verwischt wird.

In der Umgebung dieses Trockentales sind weitere verkarstete Talungen und Gräben vorhanden, so die Talung der Kuhalm und die östlich des Rosengartens, an denen auch Karstmulden angelegt sind und die mit der Herrenalmtalung morphologisch in Verbindung stehen, ferner die beiden zueinander parallelen Trockentäler der Alplleiten, nördlich des Hochalpls, die beide Spuren episodisch abkommenden Wassers in Form von tobelartigen Anrissen aufweisen.

Weiter östlich sind als Trockentäler die Talung der Feuersteinmulde, der obere Teil der Kuhalptalung, die von der Grubwiesalm in nordöstlicher Richtung abwärts zieht und ferner die einfach geformte, von flachen Karstmulden gegliederte obere Rotmäuertalung, südlich des Gsollriedels, zu erwähnen.

Schließlich sind der großartige Talschluß des Höllgrabens ("Die Höll") im Ramsaudolomit und der mächtige Talzirkus des Lechnergrabens im Ramsau- und Dachsteindolomit, der Rotmauer-Talschluß sowie das obere Ätztal in gewissem Sinne als polygenetische Karstsacktäler anzuführen, wobei hier sicherlich der glazigenen Überprägung eine Dominanz zukommt.

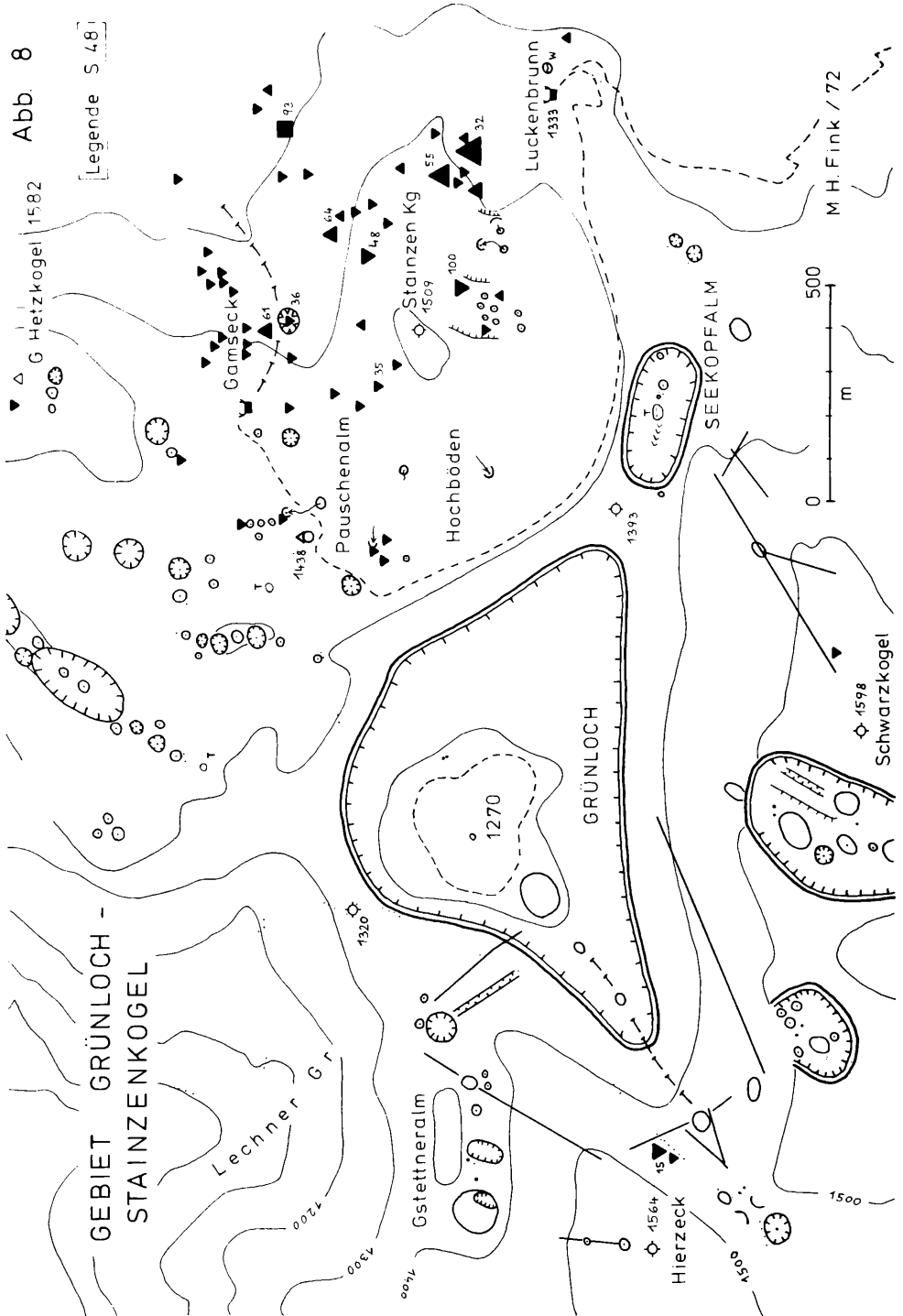
2. KARSTMULDEN und KARSTWANNEN

Zu den Großformen der Karstlandschaft des Dürrensteins gehören die Karstmulden und Karstwannen. Man versteht darunter geschlossene, schüsselförmige oder längliche Karsthohlformen, die oberirdisch abflußlos sind und die - im Gegensatz zu den Poljen - nicht an einen Gesteinswechsel gebunden sind. Im folgenden wird die Bezeichnung *K a r s t m u l d e* für schüsselförmige oder langgestreckte Hohlformen mit unebenem, z. T. von Dolinen gegliederten Boden verwendet, der Ausdruck *K a r s t w a n n e* hingegen für Karsthohlformen mit annähernd konzentrischer Form und ebenem Boden aus Sedimenten, der sich mit scharfem Knick von den Seitenflanken absetzt. Im karstkundlichen Schrifttum ist für die genannten Karstformen auch der im wesentlichen synonyme Begriff "Uvala" eingeführt, der hier jedoch bewußt vermieden wird.

Abb. 8

G Hertzkegel 1582

[Legende S 48]



Nachstehend wird eine Übersicht über die Karstmulden und Karstwannen des Dürrensteingebietes gegeben, wobei nach regionalen Gesichtspunkten vorgegangen wird.

Grünloch ("Gstettner Alm", Lederer-Alpe).

Die Karstmulde "Grünloch" ist die größte derartige Form im Dürrensteingebiet. In der wissenschaftlichen Literatur ist sie zumeist unter der allerdings nicht ganz zutreffenden Bezeichnung "Gstettner Alm" bekannt, vor allem wegen ihrer eigenartigen klimatischen Verhältnisse. (Die eigentliche Gstettner Alm befindet sich westlich davon, am Nordabfall des Hierzecks).

Das Grünloch erstreckt sich nahezu 1,5 km weit in Richtung Südwest-Nordost vom dolinenbesetzten Hierzecksattel bis knapp vor die Pauschenalm; rund 1 km weit in Richtung Nordwest-Südost vom Sattel 1320 ("Almgatterl") oberhalb des Lechnergrabens bis zum Sattel 1393 vor der Seekopfalm. Die Mulde wird im Norden von den flacheren, z. T. tiefe Dolinen aufweisenden Vorlagen des Großen Hetzkogels, im Osten von der flachen Lias-Kuppe des Stainzenkogels, im Süden vom Schwarzkogel und Hühnerkogel sowie im Westen vom Hierzeck umgeben. (Vgl. Abb. 8: Gebiet Grünloch-Stainzenkogel). Die tiefste Stelle liegt 1270 m hoch, 50 m unter der tiefsten Stelle der Umrandung beim Sattel 1320 ("Almgatterl").

Der Boden der riesigen Karstmulde ist im Verhältnis zur Größe relativ flach, zum Teil jedoch in einzelne dolinenartige Teilvertiefungen aufgelöst. Die Hänge sind mit zwei Ausnahmen durchwegs steil gebösch. Einerseits zieht eine flachere verkarstete Talung vom Hierzecksattel zum Boden des Grünloches, ferner streicht eine weitere inaktive Talung vom Sattel 1393 bei der Seekopfalm zum Zentrum hinab. Eine dritte, dolinenreiche Talung verläuft vom Gr. Hetzkogel Richtung Südwest, streicht jedoch bei 1400 m Höhe in die Luft aus, wodurch ersichtlich ist, daß sie keinen rezenten Anteil an der Formung der Karstmulde besitzt.

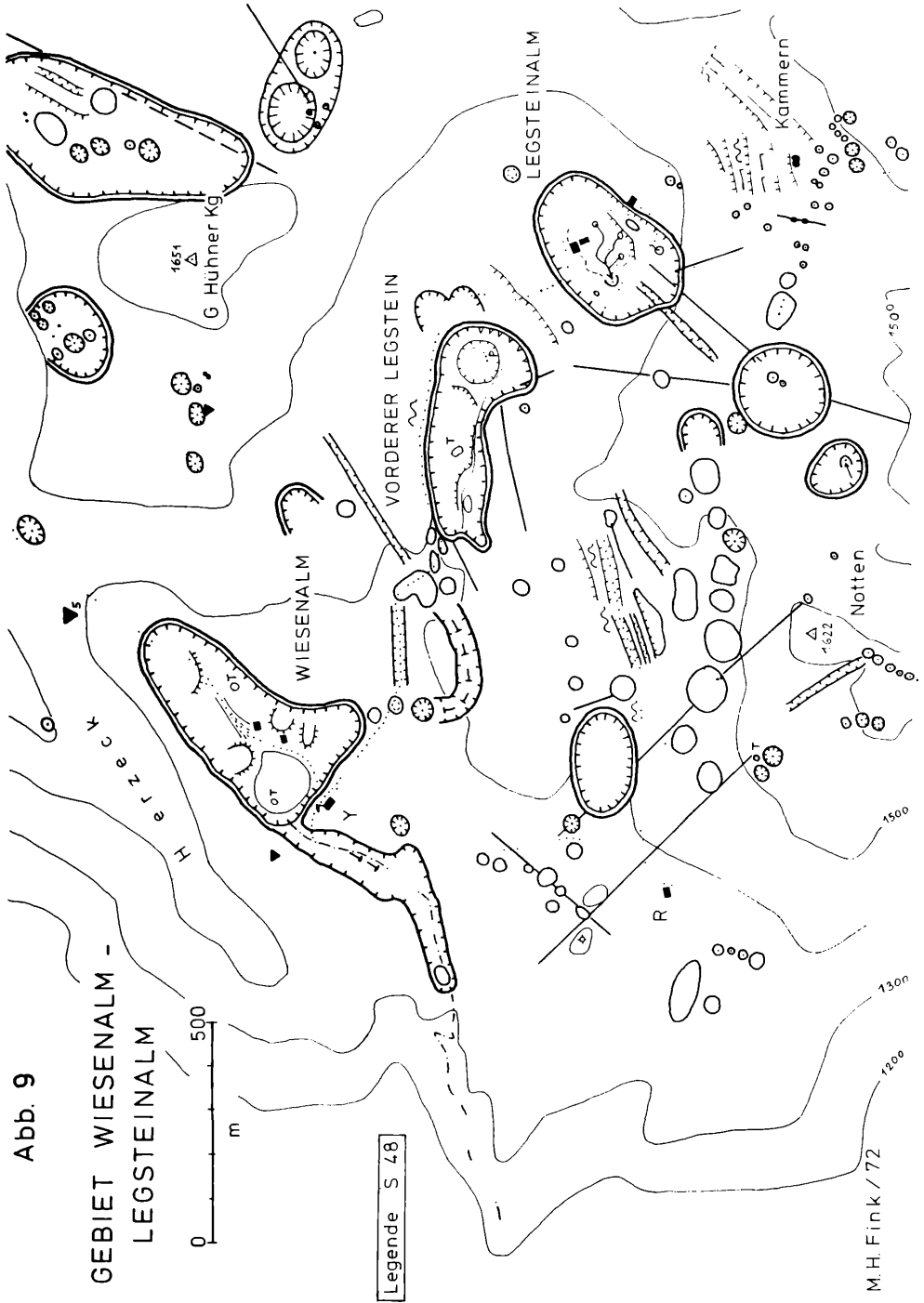
Die Umrahmung des Grünloches besteht aus Dachsteinkalk, im Bereich des Stainzenkogels aus Hierlatzkalk. Die Karstmulde selbst schließt den liegenden Dachsteindolomit auf, in dem auch ihr größter Teil zu liegen kommt. Es ist nicht gerechtfertigt, von einer Großdoline (wie dies zumeist in der bisherigen Literatur der Fall war) zu sprechen, sowohl die Größe als auch die Form selbst entspricht der Definition einer Karstmulde (bzw. Uvala).

Die Anlage erfolgte primär an Talungen der Altlandschaft, die sich im Bereich des heutigen Grünloches vereinigten und vermutlich gegen Nordwesten hin entwässerten. Durch Hebungsvorgänge im Jungtertiär wurde das alte Talnetz zerstückelt und durch die Verkarstung inaktiv. Im Pleistozän war die Karstmulde vom Eis des Plateaus bedeckt und wohl zum größten Teil erfüllt, das hier zusätzlich von kleinen nischenartigen Karen am Nordabfall des Hühnerkogels genährt wurde. Eine Umformung der Hohlform im Pleistozän erfolgte wohl weniger durch Eiserosion als durch die kalten und daher lösungsfreudigen Schmelzwässer.

Östlich an das Grünloch anschließend, befindet sich die Karstmulde der **Seekopfalm**. Die Karsthohlform weist im Grundriß eine ellipsenförmige Gestalt auf, die Längserstreckung beträgt rund 400 m, die Breite bis zu 200 m. Die tiefste Stelle wird von einem bereits vegetativ verlandeten Tümpel eingenommen und liegt 1370 m hoch. Noch G. GÖTZINGER (1912) führt hier eine freie Wasserfläche an. Östlich des verlandeten Tümpels schließen einige kleinere Dolinen an. Die östliche Schwelle ist deutlich ausgeprägt und grenzt die Karstmulde gegen die steileren Hänge des oberen Seetales ab. Die Karstmulde ist in Fortsetzung der bereits oben angeführten, auch für die Primäranlage des Grünloches wirksamen ESE-WNW streichenden alten Talung im Dachsteindolomit

Abb. 9

GEBIET WIESENALM -
LEGSTEINALM



M.H. Fink / 72

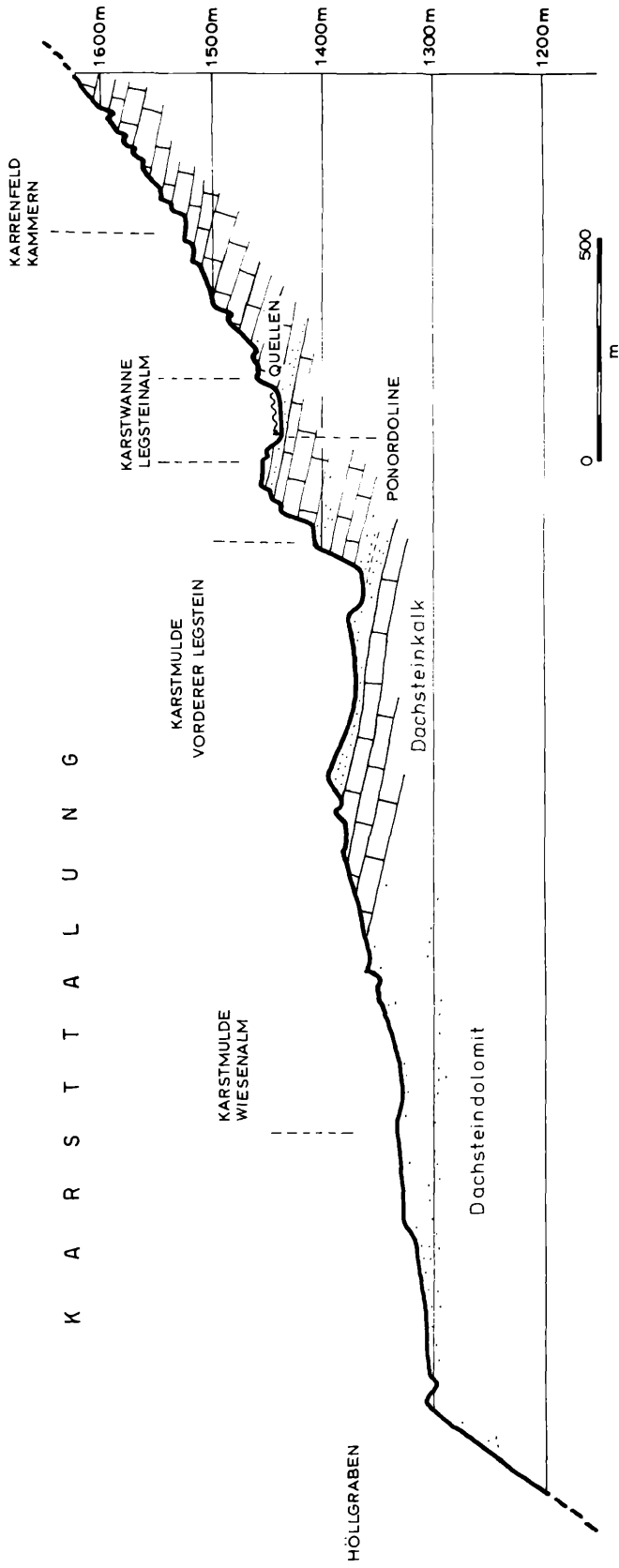
angelegt. Diese inaktive Talung wird im Osten vom glazial überformten Seetal unvermittelt abgeschnitten. Die Seitenhänge der Karsthohlform gehen ohne wesentlichen Knick in die Hänge des Stainzenkogels und des Schwarzkogels über.

Der Südwestteil des Dürrensteingebietes besteht aus einem kuppigen Hochplateau, das vom Hierzeck im Norden, der Höhenzone Hühnerkogel - Roßeck im Osten und von der Eisenstatt und dem Notten im Süden begrenzt wird. Gegen Westen ist das Gebiet offen, d.h. die von den genannten Erhebungen umschlossene Tiefenzone streicht sanft abfallend zum westlichen Plateaurand, wo sie vom jüngeren Ausraum des Höllgrabens unvermittelt abgeschnitten wird. Diese Tiefenzone, rezent von keinem durchgehenden Gerinne durchflossen, stellt eine alte, flachmuldenförmige Talung ursprünglich fluviatil-denudativer Genese dar und ist in ihrer ersten Anlage sicherlich präglazialen Alters. Dazu kommt, daß diese Talung im Pleistozän vom Eis der Plateauvergletscherung zur Gänze erfüllt war, das in ihr abfließen und somit auch eine gewisse, wenn auch nicht besonders intensive Glazialerosion ausüben konnte. Gebunden an diese Talung, die vollständig der Verkarstung anheimgefallen ist und die dadurch mehrfach ein gegensinniges Gefälle aufweist, erscheint eine Reihe von Karstmulden ("Uvalakette" nach K. HASERODT 1965), bestehend aus drei gesonderten Einzelhohlformen. (Vgl. Abb. 9 und 10). Die oberste Karstwanne ist die Legsteinalm, es folgt gegen Westen die langgestreckte Mulde "Vorderer Legstein" und schließlich noch weiter im Westen die ausgedehnte Karstmulde der Wiesenalm.

Der flach gegen SSW geneigte, ebene Boden der Karstwanne **L e g s t e i n - a l m** (Obere Stanglau-Alm) liegt 1440 m hoch und ist in die breite Talung zwischen Roßeck und Notten eingetieft. Die gesamte Karsthohlform nimmt eine Ausdehnung von 300 m in NE-SW-Richtung ein, wobei der scharf vom Gehänge abgesetzte Boden mit unregelmäßigem Umriß etwa 100 m im Durchmesser aufweist. Der Boden besteht größtenteils aus kantengerundetem Feinschutt und Grus und ist durch andersgeartete ökologische Verhältnisse, die sich gut in der Vegetation widerspiegeln, ausgezeichnet. Die Lage der Hohlform nahe der Schichtgrenze von Dachsteinkalk zu Dachsteindolomit bewirkt einen lokalen Quellhorizont an der Südostseite, dessen perennierende Wässer sich zu einem Gerinne vereinigen, das den Boden der Karstwanne durchströmt und an der Südwestumrahmung in einer größeren, trichterförmigen Ponordoline versinkt. Die Nähe der Kalk/Dolomitgrenze wird in diesem Bereich durch dolomitische Zwischenlagen innerhalb der Dachsteinkalkbänke angezeigt, die sich durch grusige Verwitterung kenntlich machen. Die an der Südumrahmung etwas höher entspringende Legsteinquelle ist ebenfalls auf diese Kalk/Dolomitgrenze zurückzuführen. Die Nordwest- und die Südostumrahmung wird von den ausstreichenden Schichten des flach SE-fallenden Dachsteinkalkes gebildet, was vor allem im Bereich der Legstein-Jagdhütte zum Auftreten eines Schichttreppenkarstes Anlaß gibt, der noch höher im Gebiet "Kammern" beispielhaft vorhanden ist. Von der südlich anschließenden Höhenzone streichen zwei kluftgebundene Karstgassen in nordöstlicher Richtung zur Karstwanne Legstein herab.

Gegen Nordwesten setzt eine breite Schwelle an, die von parallelen Schichtgassen quert wird und die steil in zwei Absätzen zur langgestreckten Karstmulde **V o r d e r e r L e g s t e i n** (Madenlehenalm) abbricht. Diese rund 500 m lange und bis zu 200 m breite Hohlform besteht aus zwei Teilbecken, die durch eine niedrige Schwelle (1378 m) voneinander getrennt sind (Abb. 9). Die östliche Teilhohlform weist annähernd konzentrische Form auf, ihre Basis ist flach-muldenförmig, größtenteils mit Terra fusca bedeckt und weist jüngere, teilaktive Trichterdolinen auf. Der schmalere, langgestreckte Westteil der Karstmulde liegt etwas höher als der östliche. Sein flacher Boden grenzt scharf an die Seitenhänge, die Terra fusca-Bedeckung neigt zum Tagwasserstau, was auch zur Entstehung eines größeren Tümpels Anlaß gibt.

Abb. 10 LÄNGSSCHNITT WIESENALM - LEGSTEINALM



Die Eintiefung der geschlossenen Hohlform erfolgte, wie an peripheren Verflachungen in unterschiedlicher Höhenlage ersichtlich ist, in verschiedenen Phasen. Ausgehend von einer präglazialen Talung mit oberirdischer Entwässerung kam es zu deren Inaktivsetzung infolge Verkarstung und schließlich zur Ausbildung eines "Korrosionsniveaus", das in 1400 m Höhe sowohl in der westlichen Randschwelle als auch in 1410 m an der Ostbegrenzung bei den ehemaligen Scheibhütten als Restform erhalten geblieben ist. Dieses Scheibhüttenniveau, das sich auch in Form von zwei kleinen Karsthalbmulden in das Gehänge des Hühnerkogels rückgetieft hat, stellt die Restform einer gegen Westen offenen großen Karsthalbmulde dar, die als Vorform der heutigen geschlossenen Karstmulde zu gelten hat. Eine weitere Eintiefung, vermutlich bereits kombiniert mit glazialer Übertiefung, führte in weiterer Folge zur Ausbildung eines tieferen Korrosionsniveaus, das in der Umrandung der östlichen Teilhohlform zu erkennen ist. Dabei kam es erst zur Umbildung der Karsthalbmulde zu einer geschlossenen Karsthohlform. Eine erneute glazigen-korrosive Eintiefungsphase führte zur Auflösung des tieferen Korrosionsniveaus und schließlich zur Bildung der rezenten Großform der Karstmulde mit zwei Teilhohlformen. Diese Großform wird durch junge Trichterdolinen mit episodischer Ponorfunktion umgestaltet.

Die westliche Schwelle der Karstmulde Vorderer Legstein ist in eine Reihe von flacheren Muldendolinen aufgelöst, ein inaktives Kerbtälchen sowie eine größere Karsttalung leiten zur anschließenden Karstmulde *W i e s e n a l m*. Ihre Anlage erfolgte an jener Stelle, wo sich die Talung von der Legsteinalm und die vom Hierzecksattel vereinigen. Die Karstmulde erstreckt sich rund 600 m in Richtung Nordost - Südwest und bis zu 300 m in Richtung Südost - Nordwest. Die tiefste Stelle befindet sich in 1330 m Höhe nördlich der Ybbstaler Hütte im flachen, wannenartigen Teil der Mulde, wo das undurchlässige Schwemmaterial zum Tagwasserstau und zur Tümpelbildung führt. Die Hohlform wird im NW vom Hierzeck, im Osten vom Hühnerkogel und im Süden vom Hüttenkogel begrenzt. Nach einem nur geringen Gegengefälle (2 m) geht die Karstmulde gegen SW in eine inaktive Karsttalung über. Die tieferen und flacheren Teile der Seitenflanken sind zum Teil gerundet und weisen auf eine glaziale Überarbeitung hin (Rundhöcker). Im Nordostteil, der gegen den Hierzecksattel zieht, sind gleichfalls zwei verschieden hohe Karstverebnungen vorhanden, von denen die tiefere einen großen Tümpel aufweist. Von dieser Verebnung leitet ein inaktives Tälchen mit ebenem, sich trichterförmig erweiterndem Boden zur tiefsten, wannenartigen Vertiefung der Karstmulde und hat früher eine Einschüttung vermittelt. Die Wiesenalm besitzt kein Gerinne und auch keinen oberirdischen Abfluß. Die Hohlform schließt bereits größtenteils den Dachsteindolomit auf.

In den südwärts anschließenden höheren Teilen des Gebietes bis zum Notten und dem südlichen Plateaurand beim "Hund", dem großen Durchgangskar zwischen Notten und Eisenstatt, kommen Karstmulden vor, die z. T. ebenfalls eine Bindung an eine Talung der Altlandschaft aufweisen.

Im höchsten Bereich dieses Gebietes ist eine konzentrische Karstmulde eingesenkt, die zwischen Legsteinalm und Notten in 1520 m Höhe liegt. Die sanft geböschte Mulde SW Legstein ist als Großform sehr regelmäßig entwickelt, ihr Durchmesser beträgt 200 m. Der Boden wird von zahlreichen Dolinen gegliedert, an der tiefsten Stelle befindet sich eine größere Trichterdoline.

Gegen Nordwesten folgt nach einer peripheren Trichterdoline eine Karsthalbmulde, von der eine durch Großdolinen gekennzeichnete, intensiv verkarstete Talung am Nordfuß des Notten zur Karstmulde *G r o ß a u - A l m* (rd. 1400 m) hinabzieht. Diese Mulde befindet sich nordöstlich der aufgelassenen Rudenauer Alm und südöstlich der ehemaligen Hütte der Großau-Alm. Sie weist einzelne

Teilvertiefungen auf und wird von einer großen, NW streichenden Störung, die vom Notten herabzieht, gequert.

Nordöstlich des Notten, auf dem höheren Plateaubereich zwischen der weiter oben angeführten konzentrischen Karstmulde in 1520 m SW Legstein und dem "Hund" liegt eine kleine Karstmulde in 1540 m Höhe, die asymmetrischen Querschnitt aufweist und von einem kleinen Gerinne, das in einer trichterförmigen Ponordoline versinkt, entwässert wird. Diese Karstmulde liegt außerhalb einer heute erkennbaren Talung, eingesenkt in die flachwellige Altlandschaft. Sämtliche zuletzt angeführten Karstmulden liegen im Dachsteinkalk.

Der Bereich des westlichen Plateaus zwischen Grünloch, Seekopfmalm, dem Oberseegebiet, dem Gipfelmassiv und dem Gebiet Legsteinalm - Wiesenalm stellt eine breit entwickelte Höhenzone dar, aus der Hühnerkogel (1651 m), Schwarzkogel (1598 m), Hansl (1614 m) und das beherrschende Roßbeck (1661 m) herausragen. Die dazwischen eingeschalteten Verflachungen sind bevorzugt durch große Karstformen umgestaltet worden, ferner sind die zum Seetal hinabziehenden Gräben, wie Mautental, Ritzeltal, Lärchengraben, besonders jedoch das Lueg der intensiven Verkarstung anheimgefallen (vgl. Abb. 9 und 16).

Zwischen Gr. Hühnerkogel und Schwarzkogel ist eine große Karstmulde eingetieft, die als Großform betrachtet, gegen Norden zu offen ist, jedoch durch zahlreiche Dolinen und Karstgassen stark gegliedert wird, wodurch sich ein mehrfach ungleichsinniges Gefälle ergibt. Der höhere Rand der Hohlform befindet sich 1550 m hoch im Süden; die nördliche Begrenzung kommt am Steilabfall gegen das Grünloch in 1510 m Höhe zu liegen. Diese mehr als 600 m lange, bis zu 250 m breite Karstmulde nimmt eine Talung ein, die sich S-förmig gewunden gegen Süden bis in den Bereich des "Hansl" verfolgen läßt, wo sie vom glazial übertieften Talschluß des Ritzeltales angeschnitten wird. Diese Karsttalung weist im Anschluß an die Karstmulde zwei mächtige Großdolinen auf und führt über den Schwarzkogelboden und vom jüngeren Ausraum des Mautentales randlich angeschnitten, zur Karstmulde H a n s l, unmittelbar westlich der Höhe 1614.

Diese Karstmulde mit relativ flachem Boden liegt 1570 m hoch und weist an der südlichen Begrenzung eine große Trichterdoline auf. Die rund 200 m Durchmesser aufweisende Mulde im Dachsteinkalk wird im Norden, gegen das Mautental zu, von einer niederen, stellenweise felsigen Schwelle begrenzt. Die Erfüllung des flachen Bodens mit Terra fusca verursacht die Bildung von zwei ständigen Tümpeln, von denen der größere im Norden durch eine episodisch aktive Schwinde entwässert wird.

Das Mautental, eine breite Karsttalung, die vom Schwarzkogelboden zunächst steil zum Ofenloch zieht und sich hier in eine nordöstliche und in eine südliche Furche teilt, ist im Bereich O f e n l o c h in eine größere Karstmulde umgestaltet. Zu dieser Hohlform, die südlich des Ofenloches seine tiefste Stelle in 1440 m in Form eines ovalen, ziemlich ebenen Bodens aufweist, mündet vom Schwarzkogelboden ein verkarstetes Kerbtal, das an seiner Tiefenlinie teilaktive Schwinden aufweist und bis in den Frühsommer hinein mit Schnee erfüllt ist. Der hier beginnende flachere, jedoch unregelmäßig geformte Teil der Karstmulde ist rund 250 m lang und bis zu 100 m breit. Die Ofenlochmulde liegt im Dachsteinkalk.

Die südliche Tiefenlinie des Mautentales biegt nach der Randschwelle der Ofenlochmulde nach Nordost um und führt, intensiv verkarstet, weiter abwärts zum Seetal. In rund 1310 m Höhe ist in ihr die regelmäßig geformte U n t e r e M a u t e n t a l m u l d e zur Ausbildung gelangt. Die 150 m Durchmesser aufweisende Hohlform besitzt einen flach-konkaven Boden mit Tümpel.

Das weiter im Süden befindliche Ritzeltal weist in seinem mittleren Abschnitt in 1400 - 1410 m Höhe ebenfalls eine Karstmulde auf, und zwar eine verhältnismäßig flache Hohlform mit unregelmäßigem Grundriß und vier größeren Teilvertiefungen, von denen die nordöstliche Hohlform am tiefsten gelegen ist. Die durchschnittliche Ausdehnung der Karstmulde beträgt rund 150 m.

Die unmittelbar südlich anschließende Hochalm (1502 m) weist eine Reihe von Karstmulden auf, die sich ebenfalls deutlich in Tiefenzonen des Altreliefs einfügen. Zu den bedeutendsten Karstmulden dieses Gebietes gehört die durch Teilvertiefungen unregelmäßig gestaltete Karstmulde *H o c h a l m - W e s t*, mit einer mittleren Höhenlage von 1480 m. Die 200 m lange und 100 m breite Hohlform befindet sich östlich des Roßecks.

Unmittelbar nördlich befindet sich die flach-konkave Karstmulde *H o c h a l m - N o r d* (rd. 1480 m) mit etwa 100 m Durchmesser und zwei Tümpeln. Sie geht ostwärts in die 200 m lange und 50 m breite Karstmulde *H o c h a l m - O s t* (1450 m) über, die sich selbst wieder in eine abschließende, flache Karstmulde am Plateaurand der Hochalm fortsetzt. Alle Karstmulden des Hochalmgebietes befinden sich im Bereich des Dachsteinkalkes.

An jener Stelle, wo der Lärchengraben den Bereich des westlichen Plateaus verläßt und das obere Seetal erreicht, ist eine eindrucksvolle Karstmulde im Dachsteinkalk zur Ausbildung gelangt. Die polygenetische Form, an deren Entstehung sowohl glaziale Übertiefung als auch die Verkarstung beteiligt waren, ist über 200 m lang und bis zu 100 m breit, die obere Begrenzung der Karstmulde liegt 1400 m, die untere 1360 m hoch.

Außerhalb des eigentlichen Plateaubereiches ist in den Formenkomplex der polygenetischen Talung *L u e g*, zwischen Predigtstuhl und Gipfelmassiv, auch eine große Karstwanne einbezogen. Ihre Eintiefung erfolgte in die flache Schwelle an der Ausmündung des Lueg zum Obersee-Becken, wo das durch Verkarstung umgestaltete glaziale Trogtal als Hängetal ausstreicht. Die Karstwanne bildet zugleich die Endform des rezent als Blindtal in Erscheinung tretenden Lueg. Der flache, gegen Nordost geneigte Boden der Karsthohlform, der eine teilaktive Wildbacheinschüttung in Form eines Schwemmfächers aufweist, wird von anstehendem Dachsteinkalk umrahmt. Die Ponore befinden sich am Nordostrand des Wannenbodens gegen die scharf ansetzende Schwelle. Die stellenweise vorhandene Abdichtung des Bodens mit Feinmaterial führte zu episodischer Tümpelbildung. Die 250 m lange und 120 m breite Karsthohlform liegt in einer Höhe von 1320 m.

Eine 200 m tiefe Steilstufe trennt das Lueg vom breiten Becken des *O b e r s e e s* (1113 m), das in seiner ursprünglichen Anlage ein großes Durchgangskar darstellt, in dem sich die verschiedenen, vom Plateau herabkommenden Eisströme vereinigten und gesammelt den großen Seetalgletscher bildeten. Die aus fünf glazigenen Teilbecken bestehende, maximal 15 m tiefe Wanne des Obersees nimmt den Karboden ein und wird im Norden durch den Riegelberg der Ellmauer (1175 m) begrenzt. Seine Entwässerung erfolgt größtenteils unterirdisch durch Ponore am Nordostende des Sees. Nur episodisch findet ein zusätzlicher oberirdischer Abfluß statt. Es ist somit gerechtfertigt, auch die Wanne des Obersees einschließlich der bereits verlandeten und von Mooren eingenommenen Teile im Süden und schließlich auch das Vordere und Hintere *R o t m o o s* rezent als Karstmulden zu bezeichnen, da es sich um geschlossene Hohlformen im Karstgestein handelt, die unterirdisch entwässert werden. Diese unterirdische Entwässerung trifft für das Rotmoos zur Gänze zu. Beim Obersee hingegen ist eine vollständige Karstentwässerung bei Nieder- und Mittelwasser gegeben; bei Hochwassersituation fließt ein Teil der anfallenden Wassermenge oberirdisch durch

eine Klammstrecke zur Schwarzlacke und zum Ludwigsfall ab (vgl. Kapitel Karsthydrographie und Plan: Gebiet Obersee). Sowohl der Obersee, als auch das westlich davon gelegene, aus zwei Teilbecken bestehende Rotmoos sind im Liaskalk angelegt.

Das Rotmoos, im wesentlichen aus zwei getrennten, langgestreckten Becken bestehend, verdankt seine Entstehung in erster Linie der selektiven glazialen Erosion, wobei die begrenzenden Schwellen in SSW-NNE-Richtung verlaufen und dem Schichtstreichen entsprechen, zugleich aber auch in der ehemaligen Strömungsrichtung des Eises liegen. Es handelt sich hier um eine Rundhöckerlandschaft, wobei die zwischengeschalteten Becken als glaziale Rinnen in Erscheinung treten. Der gesamte Bereich des Rotmooses ist vermutlich erst im Postglazial zu einem Karstrelief umgestaltet worden. Bereits G. GÖTZINGER (1912) vermutete, daß diese schmalen Becken nach dem Eisrückgang von einem oder mehreren Seen erfüllt waren, die heute von einem großen Hochmoorkomplex eingenommen werden. H. GAMS (1927) und F. RUTTNER (1931) beschreiben das Rotmoos ebenfalls als verlandete Seen, wobei festgestellt wird, daß das rund 6 m mächtige Moor auf glazialen Bänderton auflagert, der den stark verkarsteten Hierlatzkalk abdichtet.

Nördlich des Dürrensteingipfels befindet sich nach der großen asymmetrischen Doline und einem anschließenden größeren Karrenfeld in 1780 m Höhe eine Karstmulde, die eine eindrucksvolle Schachtdoline, das Schneeloch, birgt. Sie wird vom Steig, der von der Herrenalm zum Gipfel führt, gequert. Angelegt im flach gelagerten Dachsteinkalk, nimmt die ausgedehnte Karsthohlform das gesamte, an dieser Stelle jedoch nur schmale Plateau ein und reicht vom Steilabfall gegen das Trogtal des Lueg bis zum Rand des großen Kares östlich des Gipfels. Die Längserstreckung kann mit rund 250 m, die maximale Breite mit etwa 100 m angegeben werden.

Die Karsthohlform besteht im wesentlichen aus zwei Teilen: einem ovalen, muldenförmigen Abschnitt im Westen, der einige Dolinen und beachtliche Karren aufweist; ferner im Osten, im Anschluß an die zentral gelegene Schachtdoline, einen fast konzentrischen, wannenartigen Teil mit ebenem Boden und einem Tümpel. Gegen Osten geht die Karstwanne mittels einer kerbtalartigen Karstgasse in eine benachbarte Großdoline über. Bezüglich der Genese von Karstmulden und Karstwannen gibt die Schachtdoline "Schneeloch" einen hervorragenden Tiefenaufschluß, weil bei der Schachtform die Felsflanken unverhüllt zu Tage treten. Es wird hier deutlich, daß auch die Großform der Karstmulde im Anstehenden ausgebildet ist und daß hier die Sedimentfüllung (mit Terra fusca) nur sehr geringmächtig ist.

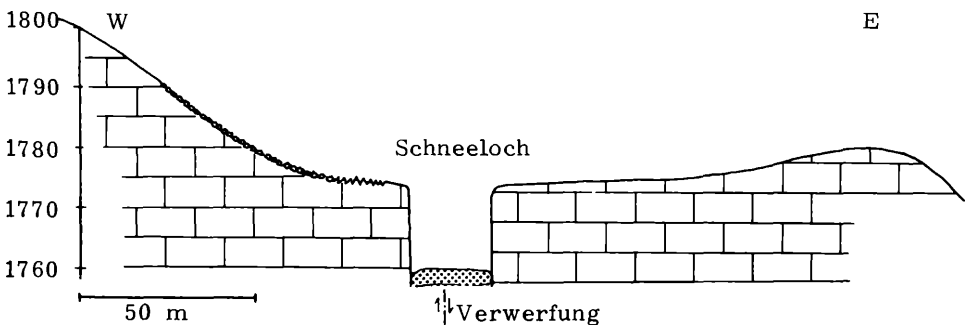


Abb. 11: Schnitt durch die Karstmulde Schneeloch

An der steilen Südostabdachung des Massivs gegen den Rotwald sind größere Karsthohlformen vorhanden, deren Genese nicht nur auf die Verkarstung allein zurückgeführt werden kann. Es handelt sich hierbei um Kare, also Formen des glazialen Erosionsreliefs, die zunächst als Ursache für die Bildung dieser Hohlformen in Frage kommen. Infolge Verkarstung haben diese Hohlformen keinen oberirdischen Abfluß und sind vielfach von kleineren Karsthohlformen, wie Dolinen, überprägt. Diese Klein- und Mittelformen der Verkarstung, von denen es sehr wahrscheinlich ist, daß sie erst nach dem Eisrückgang im Postglazial entstanden sind, führten zu einer weiteren Vertiefung der übergeordneten Hohlformen, die demnach rezent auch in den Formenkreis der Karstmulden einzureihen sind (polygenetische Formen).

Östlich des Dürrensteingipfels befindet sich unmittelbar n ö r d l i c h des R a u h e n K a m m e s eine 250 m lange und bis zu 200 m breite Karstmulde, die in das große Kar eingesenkt ist. Die Hohlform besteht aus zwei Teilvertiefungen, von denen die östliche die größere und tiefere Kavität (rd. 1530 m) darstellt. Die Karstmulde durchörtert den Dachsteinkalk und schließt in ihrem tieferen Teil bereits den Dachsteindolomit auf. Die Karsthohlform ist an jener Stelle zur Ausbildung gelangt, wo einerseits in etwa 1570 m Höhe der Boden des pleistozänen Kares vorhanden war, andererseits die gewaltige Seetalstörung ihren gesicherten Anfang nimmt. Auf diese tektonische Störung ist die gute karsthydrographische Wegsamkeit und somit die fortschreitende Vertiefung der eindrucksvollen Karstform zurückzuführen. Das Blockwerk der tieferen Teile stammt größtenteils von einem teilaktiven Schuttkegel, der vom Rauhen Kamm in die Hohlform eingeschüttet wird. Die Hohlform ist die meiste Zeit des Jahres von Schneemassen erfüllt, deren kalte, lösungsfreudige Schmelzwässer zur rezenten Weiterbildung beitragen.

Am Südostabhang des Rosengartens (Kl. Dürrenstein) gegen den Großen Urwald zu befindet sich ein kleines Kar, dessen 1410 m hoch gelegener Karboden zu einer Karstmulde umgestaltet wurde. Im benachbarten Kar westlich davon, das unterhalb des Sattels zwischen Rosengarten und der Höhe 1637 ansetzt, ist ebenfalls der Karboden zu einer Karstmulde umgewandelt ("O b e r e s Ä t z t a l"). Der östliche Teil dieser polygenetischen Hohlform weist einen flachen Boden auf, der gegen die südliche Schwelle und gegen die übrigen Hänge scharf abgesetzt ist; der westliche Teil hingegen ist felsig und wird vom Blockwerk der Schutthalde überformt.

Die Karstmulde Ä t z t a l (1280 m) zählt zu den größten derartigen polygenetischen Formen an der Südflanke des Dürrensteinmassivs. Durch Vereinigung der Eisströme aus dem Kar östlich des Dürrensteingipfels (= Karstmulde N Rauher Kamm), aus dem Kar südöstlich 1703, vom Nordhang des Gindelsteins und aus dem Kar bzw. der Karstmulde "Oberes Ätztal" kam es an dieser Stelle zu einer glazialen Übertiefung und in der Folge zur Entstehung einer geschlossenen Hohlform, die unterirdisch entwässert wird und somit rezent als Karstmulde zu bezeichnen ist.

Der B ä r w i e s b o d e n (1110 m) im Rotwald südlich des Dürrensteingipfels ist ebenfalls aus einer glazialen Wanne zu einer Karstmulde umgestaltet worden.

Am Nordrand des östlichen Dürrensteinplateaus (Scheiblingsteingebiet) befinden sich neben zahlreichen Dolinen auch drei Hohlformen im Dachsteinkalk, die als Karstmulden anzusprechen sind. Zwischen dem Scheiblingsteingipfel (1622 m) und der Durchlaßalm ist eine breite Verebnung, der sogenannte "Taglesboden", eingeschaltet. Im Nordwestteil dieser Verflachung liegt, in diese einige Meter eingesenkt, die annähernd kreisförmige Karstwanne T a g l e s b o d e n O s t. Der flache, rd. 80 m Durchmesser aufweisende Boden der

Karstwanne befindet sich in einer Höhe von 1540 m. Die zum Teil felsigen Seitenhänge setzen mit scharfem Knick an.

Westlich davon, durch einen Hügel getrennt, befindet sich die langgestreckte Karstmulde *T a g l e s b o d e n W e s t* (1540 - 1530 m). Ihre Längsachse verläuft 150 m in Richtung Nordwest - Südost, wobei der Nordwestteil höher liegt. Die durchschnittliche Breite der Hohlform beträgt 40 m. Auch hier sind die Seitenhänge, die aus Anstehendem bestehen, scharf vom flacheren Boden abgesetzt.

Noch weiter westlicher, unterhalb der Höhe 1541 am Plateaurand liegt die kleine Karstmulde *F u d e r h e u*. Sie weist einen flach-konkaven Boden auf, dessen Durchmesser rund 60 m beträgt. Der Boden der Karsthohlform liegt etwa 1520 m hoch.

Im höchsten Teil des Bärenleitenkogels (1634 m) ist eine Karstwanne mit ebenem Boden eingetieft, die *B ä r e n l e i t e n m u l d e*. Sie befindet sich 1590 m hoch zwischen dem Gipfel und der Höhe 1622. Der ebene, größtenteils mit Terra fusca bedeckte Boden weist eine Ausdehnung von 80 x 40 m auf. An allen Seiten, besonders ausgeprägt jedoch an der Westseite, setzen die begrenzenden Felsflanken mit scharfem Knick an. Dieser scharfe Hangknick wird hier an der Westseite durch periphere Trichterdolinen verstärkt. Diese Dolinen sind offensichtlich jünger als die eigentliche Karstwanne, sie führen zu einer fortschreitenden Umgestaltung der größeren, übergeordneten Hohlform. Südlich der Bärenleitenmulde schließt eine kleine Verebnung an, die als Restform einer weiteren Karstwanne aufgefaßt werden kann. Die korrosive Aufzehrung dieser ehemals geschlossenen Hohlform mit ebenem Boden erfolgte ebenfalls durch eine große periphere Trichterdoline im Westen. Die Begünstigung der Westseiten bei der Dolinenbildung kann hier auf die Wirkung der Nivation zurückgeführt werden. Die tonigen Sedimente dichten den flachen Boden der Bärenleitenmulde zum größten Teil ab, was zur Entstehung eines Tümpels führte. Die Karsthohlform ist im Dachsteinkalk angelegt.

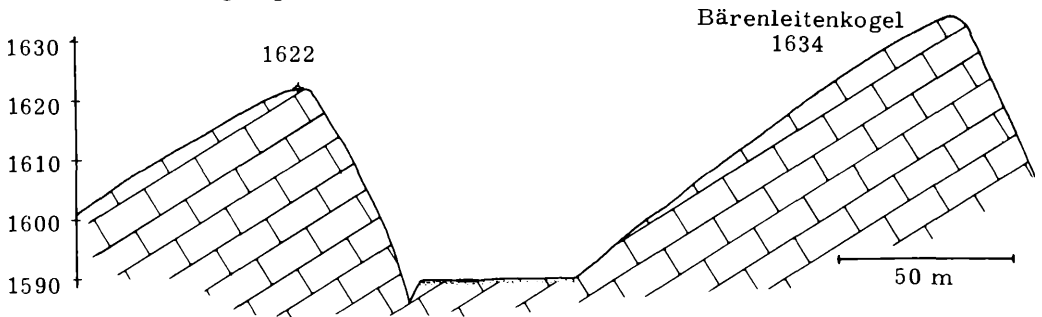


Abb. 12: Schnitt durch die Bärenleitenmulde

Im Gebiet des Hochalpls (1547 m) südlich der Herrenalm, sind im Hierlitzkalk eine Reihe von Karstmulden vorhanden.

Die nördlichste befindet sich am Südabfall vom *T o t e n M a n n*. Die 200 m Durchmesser aufweisende Karstmulde mit annähernd konzentrischer Form und unregelmäßig-muldenförmigem Boden liegt in einer Höhe von 1460 m. Von Südwesten, aus dem Bereich des Rosengarten (auf der Karte "Kl. Dürrenstein") zieht ein stark verkarsteter Graben mit zahlreichen Dolinen herab und mündet in die Karstmulde, die sich in nordöstlicher Richtung in einer großen Karsttalung fortsetzt. Die Karstmulde weist auch Dolinen auf, die muldenförmige Anlage erfolgte im Anstehenden.

Südlich davon ist eine weitere große Karstmulde östlich des R o s e n g a r t e n vorhanden, die aus zwei Teilhohlformen besteht. Vom R o s e n g a r t e n (1624) streicht ein infolge Verkarstung inaktiver Graben ostwärts zur westlichen, dolinendurchsetzten Teilhohlform (1500 m), die im Süden bereits vom Plateaurand begrenzt wird. Der Graben wird von einigen parallelen Rinnen, die in Fallrichtung verlaufen, gegliedert. Von der baumbestandenen Schwelle der oberen Hohlform setzt die östliche, tiefere Teilhohlform an, die einen flacheren Boden aufweist, der 1480 m hoch liegt. Auch hier sind einige Dolinen eingesenkt. Im Norden bildet die niedrige Erhebung 1490 die Begrenzung, östlich davon zieht ein inaktives Kerbtälchen zur bereits oben erwähnten Karsttalung zwischen Toten Mann und Hochalpl.

Ostwärts schließt am Fuß des Hochalpls die Karstmulde K u h a l m (1470 m) an, die ebenfalls an eine präexistente Talung gebunden erscheint. Die Längsachse der etwa 180 m langen Hohlform verläuft Nord - Süd. Ihr nördlicher Teil weist einen flacheren Boden auf, zu dem von Südwesten und Süden zwei kurze verkarstete Tälchen herabziehen.

Im Gebiet der Grubwiesalm, dem südöstlichen Ausläufer des Dürrensteinmassivs, können vier Hohlformen als Karstmulden bezeichnet werden.

Die nördlichste Hohlform, hier F e u e r s t e i n m u l d e genannt, ist in die flache Sattelverebnung zwischen Herrenalmgebiet (Feuersteinmauer) und der Vorderen Grubwiesalm bzw. Feuersteinkogel eingesenkt. Die fast 400 m lange und rund 120 m breite Hohlform liegt in einer Höhe von 1340 m. Sie befindet sich in einem der dolinenreichsten Gebiete des Dürrensteins und wird selbst von parasitären Dolinen aufgelöst und gegliedert. Zwei Lokven konnten festgestellt werden.

Die Hütten der G r u b w i e s a l m befinden sich in einer größeren Karstmulde, deren Längsachse 600 m in Richtung Südwest - Nordost verläuft und die eine durchschnittliche Breite von 150 m aufweist. Die Höhenlage beträgt 1400 m. An der Südostflanke entspringen zwei perennierende Quellen, deren Wasser nach kurzem oberirdischem Lauf in Ponordolinen versinkt. Westlich der Almhütte ist die Karstmulde gegen Nordwesten offen, ihre Sohle jedoch von Dolinen durchsetzt, so daß die gesamte Großform unterirdisch entwässert wird.

Diese Grubwiesalm i. e. S. wird im Süden von der Höhe des G s o l l - r i e d e l s (1460 m) begrenzt. Sie fällt gegen Südosten steil zu einer weiteren Karstmulde ab, die deutlich an eine inaktive Talung geknüpft ist. Die verkarstete Talung verläuft im Bogen gegen Osten und geht am Plateaurand unvermittelt in den obersten, glazial geformten Teil des Rotmauergrabens über. Die Talung sowie die eingeschaltete Karstmulde wird von zahlreichen Dolinen durchsetzt.

Zum Formenkreis der Karstmulden gehört außerdem eine Hohlform, die sich am Nordwestrand des Dürrensteingebietes befindet. Es handelt sich um die oberirdisch abflußlose Wanne am S e e k o p f s a t t e l (786 m), südlich des Lunzer Untersees. Sie wurde von G. GÖTZINGER (1912) als ein durch Moränen des eiszeitlichen Seetalgletschers abgedämmtes Tälchen beschrieben, und er nahm an der Stelle des heutigen Moores einen kleinen Eisstausee an. Unabhängig davon erkannte J. MAYER (1915) bereits richtig den Karstcharakter der Hohlform und nennt diese "das merkwürdigste Dolinenfeld", was GÖTZINGER (1916) zu einer Stellungnahme veranlaßt, worin er nochmals betont, daß es sich um "Pseudodolinen" handle, die nichts mit dem Karstphänomen zu tun hätten. Doch schon 1917 sah sich GÖTZINGER auf Grund eines "nochmaligen Besuches des Seekopfsattels" gezwungen, seine früheren Ausführungen zu revidieren und dabei zwischen Glazial- und Karsterscheinungen

zu unterscheiden, die beide an der Genese der Hohlform beteiligt sind, wobei auch bereits der Terminus "Karstmulde" Verwendung findet.

Beim Seekopfsattel handelt es sich um eine sehr interessante polygenetische Hohlform, an deren Zustandekommen glaziale, karstmorphologische und hangdenudative Formungsprozesse beteiligt waren. Die Hohlform ist in den nichtverkarstungsfähigen Lunzer Schichten angelegt, die als schmaler Streifen vom Ybbstal bei Kasten in nordöstlicher Richtung über den Seekopfsattel zum Lunzer See streichen. Sie werden beidseitig von Karstgesteinen begrenzt und zwar im Nordwesten vom Opponitzer Kalk des Seekopfes (938 m) und im Südosten vom Gutensteiner Kalk des Pauschenberges. Gegen den Steilabfall zum Lunzer See wird die flache Hohlform von rißzeitlichen Ufermoränenwällen des Seetalgletschers begrenzt; im Südwesten hingegen von einem Lappen Solifluktionsschutt und Blockwerk, der vom Pauschenberg (Kl. Hetzkogel) abgegangen ist, abgedämmt. Das Moor, das den größten Teil der Wanne bedeckt, ist über den wasserstauenden Lunzer Schichten entstanden. Seine Entwässerung erfolgt gegen Nordost durch ein Gerinne, das an der Schichtgrenze zwischen Lunzer Schichten und Gutensteiner Kalk in einer trichterförmigen Ponordoline versinkt, wodurch rezent eine vollkommene karsthydrographische Entwässerung gegeben ist. Ein inaktives Kerbtälchen im Südwesten deutet darauf hin, daß früher ein zumindest teilweiser oberirdischer Abfluß der polygenetischen Karsthohlform in Richtung Kasten erfolgt ist. Vom geologischen Bau her betrachtet, könnte man diese Karsthohlform sogar als Kleinpolje bezeichnen.

Fast allen Karstmulden des Dürrensteins ist gemeinsam, daß sie an alte, inaktive Talungen gebunden sind. Die Präexistenz einer fluviatil-denudativ gestalteten, oberirdisch entwässerten Vorform ist bei den meisten dieser Karstformen die Grundlage für die später erfolgte karstkorrosive Eintiefung zu einer geschlossenen Hohlform mit unterirdischer Entwässerung und somit zur Auflösung einer einheitlichen Talung in einzelne Abschnitte mit gegensinnigem Gefälle. Die Anordnung von Karstmulden und Karstwannen in einer verkarsteten Talung ist besonders deutlich im Abschnitt Legsteinalm - Vorderer Legstein - Wiesenalm ersichtlich, wo die einzelnen Karsthohlformen eine Karstmuldenreihe ("Uvalakette") bilden. Aber auch einzeln auftretende Karstmulden zeigen eine deutliche Bindung an größere Tiefenlinien, z. B. jene im Mautental, im Lärchengraben und im Lueg. An den Südadstürzen des Gebirgsstockes sind Karstmulden in die Karböden eingetieft, wodurch die Polygenese dieser Hohlformen besonders unterstrichen wird. Die Kombination von Verkarstung und glazialer Übertiefung ist für sämtliche dieser Großformen typisch. Die Anlage der meisten Karstmulden erfolgte - abgesehen von denen des Hochalpls und der Grubwiesalm - im Dachsteinkalk, wobei manche Karstmulden infolge ihrer Größe bereits den Dachsteindolomit aufschließen (z. B. Grünloch).

Bezüglich der Entstehung des flachen Bodens der Karstwannen konnte am Beispiel der Schneelochmulde gezeigt werden, daß der flache Boden des wannenartigen Teiles der Hohlform auch im Anstehenden vorhanden ist. Es handelt sich hierbei um lokale Korrosionsebenen oder Karstpedimente, wie sie auch außerhalb der geschlossenen Hohlformen vorwiegend am östlichen Dürrensteinplateau zu beobachten sind. Diese Korrosionsebenen sind auf die flächenhaft wirkende Korrosion unter Bodenbedeckung zurückzuführen und vergrößern sich durch korrosive Unterschneidung der Seitenhänge. Die tonigen, größtenteils allochthonen Bodensedimente und Einschwemmungen von den höheren Hangteilen spielen offensichtlich die Rolle der von H. LOUIS (1956) beschriebenen, aus undurchlässigem Material bestehenden Einschüttungen, die zur Karstpedimentierung (und Poljenbildung) Anlaß geben können. Von W. KURZ (1962) wurde der Bildungsvorgang der flachen Karstwannen anschaulich dargestellt: In Gebieten geringerer Zerklüftung führt die gleichmäßige Durchfeuchtung

des Bodens zu flächenhafter Korrosion des darunter befindlichen Gesteins. Die gelegentlich geäußerte Auffassung, daß sich Karstmulden durch "Zusammenwachsen" mehrerer benachbarter Dolinen entwickeln, trifft jedoch nicht zu.

Auf Grund der Größenverhältnisse der Karstmulden und der mittels Karstischen und Karrenrinnen durchgeführten Kalkabtragungsmessungen muß angenommen werden, daß diese Großformen des Karstreliefs bereits ein sehr hohes Alter aufweisen. Dabei ist der Eintiefungsbeginn der großen und stark eingetieften Karstmulden mit großer Wahrscheinlichkeit in das Pliozän zu verlegen. Ob dies allerdings für sämtliche derartige Karsthohlformen zutrifft, muß offen gelassen werden, doch sind auch diese sicher älter als die Würm-Eiszeit. Daß die Bildung der großen Karstmulden keineswegs kontinuierlich sondern phasenhaft vor sich gegangen ist, konnte am Beispiel der Vorderen Legsteinalm gezeigt werden.

3. DOLINEN

Als Doline wird in Übereinstimmung mit dem Obertrauner Protokoll 1971 bezeichnet: "Eine einfache, trichter-, schüssel- oder kesselförmige geschlossene Karsthohlform mit unterirdischem Abfluß, deren Durchmesser größer ist als die Tiefe. Dolinen können asymmetrischen Quer- oder Längsschnitt aufweisen. Sie werden nach Form und vermuteter Genese eingeteilt". Das Wort "Doline" kommt aus dem Slowenischen und bedeutet eigentlich "Tal", hat sich jedoch als geomorphologischer Fachausdruck international für geschlossene Karsthohlformen bestimmter Form und Größe eingebürgert. Im Sprachgebrauch der Alpenbewohner wurden und werden diese Hohlformen einfach als "Gruben", jene mit Schneepfropfen im Sommer auch als "Schneegruben" bezeichnet; jedoch setzt sich der wissenschaftliche Terminus Doline in zunehmendem Maße durch.

Für das Auftreten der Dolinen ist das Flachrelief von Altlandschaften besonders prädestiniert. Man findet diese Karstformen hauptsächlich auf den kupfigen Plateaus, auf Sattelverebnungen, ferner in funktionslos gewordenen Talungen.

Die Niederschlags- und Schneeschmelzwässer suchen sich ihren Weg in die Tiefe des Gebirgsstockes an sedimentär oder tektonisch vorgezeichneten Inhomogenitäten, wobei diese Gesteinsfugen, wie Schichtfugen, Klüfte und Verwerfungen durch Korrosion, sehr untergeordnet auch durch Erosion, zu Hohlräumen erweitert werden. Zu dieser morphogenetisch dominanten Kraft, der Korrosion, kommen verschiedene andere Formungsprozesse, die sich hauptsächlich bei den größeren Dolinen, je nach Höhenlage, im Erscheinungsbild bemerkbar machen. Formen der mechanischen Verwitterung, wie Temperatur- und Frostverwitterung, die daraus resultierende Bildung von mobilem Hangschutt, mit mannigfaltigen Formen der Massenabwanderungen und schließlich die Wirkung von Schnee und Firn als Nivation mögen als Beispiele dafür dienen.

Die überwiegende Zahl der am Dürrenstein auftretenden Dolinen sind Hohlformen im Fels, wobei, abgesehen von den steilwandigen Formen, die Grenzflächen durch Sedimente verhüllt werden.

An den mäßig steilen Hängen kommen gelegentlich Halbdolinen vor, flachere, zumeist muldenförmige Eintiefungen von 5 - 10 m Durchmesser, die hangabwärts zu offen sind. Sie treten gegenüber den allseitig geschlossenen Hohlformen zurück.

Weitaus häufiger sind die *Wannendolinen*, deren Seitenflanken mit scharfem Knick vom relativ flachen Boden ansetzen. Die flache Form des Bodens wird, wie bereits G. GÖTZINGER (1955) festgehalten hat, durch Einschwenkung von tonigen Verwitterungsrückständen und deren Überschüttung durch Kolluvien aus den Seitenhängen verursacht. Es kommt so zur partiellen Auffüllung einer tieferen, in den meisten Fällen trichterförmigen Hohlform und damit auch zur Abdichtung der wasserwegsamem Spalten an deren Basis. Die Oberfläche dieser undurchlässigen Sedimenterfüllung stellt ein lokales Korrosionsniveau dar, so daß an den Seitenflanken darüber die Denudation weiter wirken kann. Durch randliche Korrosion am Knick zwischen Dolinengang und Sedimentoberfläche entsteht oft eine Unterschneidung des Hanges bzw. bilden sich parasitäre Kleindolinen. In manchen Dolinen führt die Abdichtung durch den Sedimentpfropfen zum Tagwasserstau in Form von Tümpeln.

Zu einer anderen, ebenfalls häufig auftretenden Dolinenform gehören die *Muldendolinen*, flach-konkave Karsthohlformen, bei denen die Sedimenterfüllung entweder aus tonigen, wasserundurchlässigen Sedimenten besteht oder/und auch aus Schutt und Blockwerk. Die nur unvollkommene Abdichtung der Hohlform verhindert die Ausbildung eines flachen Bodens. Die Großformen der Muldendolinen erreichen im Dürrensteingebiet bis zu 100 m Durchmesser, bei nur wenigen Metern Eintiefung, wobei Übergangsformen zu den konzentrischen Karstmulden festzustellen sind. Eine Häufung von derartigen großen Formen ist im Bereich nördlich des Notten festzustellen. Diese Großformen sind häufig an mehrere hydrographisch wegsame Spalten angelegt, wodurch sich eine Kammerung der Hohlformen und die Anlage parasitärer Dolinen ergibt. G. GÖTZINGER (1957/58) verweist auf die muldenförmige Korrosionswirkung des "nassen Tontepfichs", der eine flächenhafte Benetzung des unterlagernden festen Gesteins bewirken soll. Diese muldenförmige Korrosion ist nach den Beobachtungen des Verfassers nur bei Hohlformen sehr geringer Dimension zutreffend, jedoch nicht für die Bildung größerer Muldendolinen. Wannen- und Muldendolinen, in denen parasitäre Hohlformen an der Basis einen Tiefenaufschluß ermöglichen, ferner Einsackungen des Sedimentpfropfens und teilweise Freilegung der Felsgrenzflächen weisen darauf hin, daß wohl zumeist die eigentliche Felsform als Trichterdoline anzusprechen ist.

Die Dolinen des Dürrensteins sind am häufigsten als *Trichterdolinen* ausgebildet, die in flacheren Geländeteilen als annähernd regelmäßige Formen, an den Hängen als asymmetrische Hohlformen, in Erscheinung treten. Die Größenordnung der Trichterdolinen umfaßt Durchmesser von wenigen Metern bis über 100 m, bei Tiefen im Meter- bis Dekameterbereich. Allen Trichterdolinen ist gemeinsam, daß an der tiefsten Stelle der Hohlform entweder die wasserwegsamem (teilweise sogar befahrbaren) tektonischen Fugen frei zu Tage treten oder diese lediglich von wasserdurchlässigem Blockwerk und Bruchschutt verhüllt sind. Dadurch wird die rezente karsthydrographische Funktion der basalen, morphogenetisch wirksamen Spalten und somit auch der gesamten Karsthohlform ausgewiesen. Auf die Morphogenese von Trichterdolinen wird weiter unten eingegangen.

Sehr große Trichterdolinen sind im Gipfelmassiv des Dürrensteins anzutreffen, ferner auf der Eisenstatt und im Gebiet der Prettereckalm. Sehr eindrucksvoll sind die gewaltigen Trichterdolinen im Mautental und im Ritzeltal. Erwähnenswert sind die großen Trichterdolinen des östlichen Plateaus im Gebiet Bärenleitenskogel - Durchlaßalm - Scheiblingstein.

Hauptsächlich in verkarsteten Gräben sind die den Trichterdolinen zugehörigen *Rinnendolinen* vorhanden, deren Rückwand allmählich in die Tiefenlinie des Grabens übergeht. Episodisch abkommendes Wasser aus dem

Graben führt zur Abflachung der bergseitigen Flanke, die zumeist aus Blockwerk besteht, der steile Gegenhang hingegen aus Anstehendem. W. KURZ (1962) hat diese Dolinenform anschaulich aus den Kalkalpen an der oberen Mürz beschrieben.

Zur Gruppe der Trichterdolinen gehören auch die eigentlichen *Ponordolinen*, die einen Zuflußgraben aufweisen, durch den ein episodisches oder perennierendes Gerinne in die Karsthohlform fließt und dort in einer Schwinde (= Ponor) versinkt. Durch diesen Zuflußgraben erhält die Doline eine Ponorfunktion für ein über die Hohlform hinausgreifendes Gebiet, da ansonsten die Dolinen nur das Areal der eigenen Kavität unterirdisch entwässern. Im Dürrensteingebiet sind folgende Ponordolinen mit Zuflußgräben hervorzuheben: Östlich der Herrenalm, auf der flachen Sattelwiese 1394 versinkt ein Gerinne knapp vor dem Steilabfall der Feuersteinmauer in einer Ponordoline (1380 m). In der Karstmulde der Grubwiesalm (1397 m) verschwindet das Wasser beider Quellen nach kurzem oberirdischem Lauf ebenfalls in Dolinen. Eindrucksvoll ist die mächtige trichterförmige Ponordoline der Legsteinalm (1440 m), wo die Quellwässer gesammelt an der Schichtgrenze Dachsteinkalk/Dachsteindolomit in die Tiefe abgeleitet werden. Nordöstlich des Notten weist die kleine Karstmulde oberhalb "Hund" (1540 m) ebenfalls eine trichterförmige Ponordoline mit Zuflußgraben auf. Im Gebiet des Stainzenkogels sind einige Ponordolinen vorhanden. Bei der Pauschenalm (1438 m) versinkt das perennierende Gerinne, das von der Pauschenquelle gespeist wird, an der Schichtgrenze Liaskalk/Dachsteinkalk in eine mächtige Doline mit offenem Ponor. Weitere Ponordolinen im Liaskalk befinden sich auf den Hochböden, wo episodisch aktive Gerinne in tiefen, z. T. schachtartig in die Tiefe fortsetzenden Dolinen versinken ("Hochbödenklüfte"). Die bedeutendsten

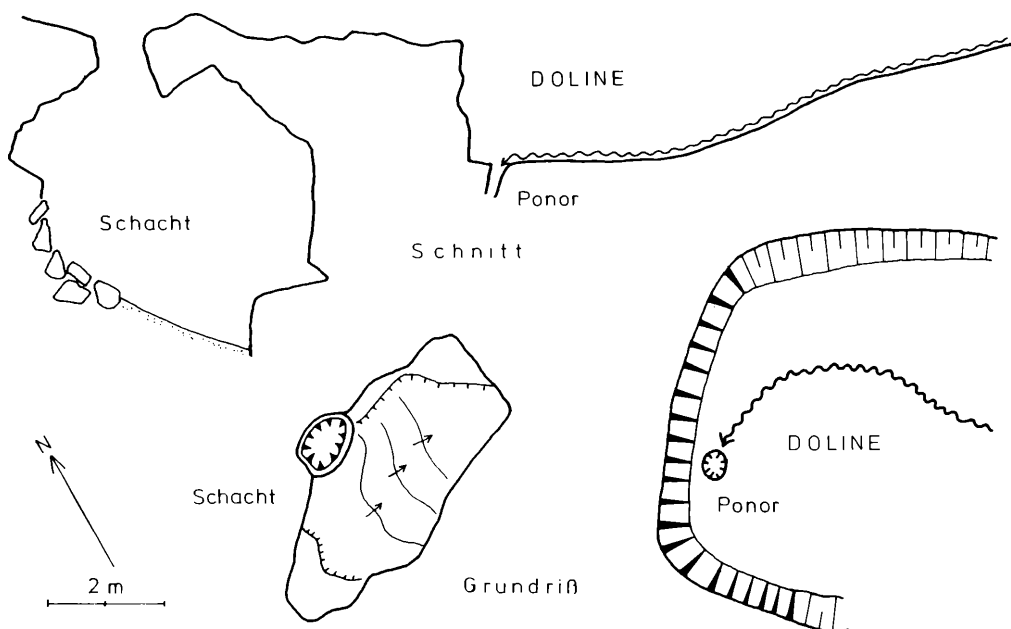
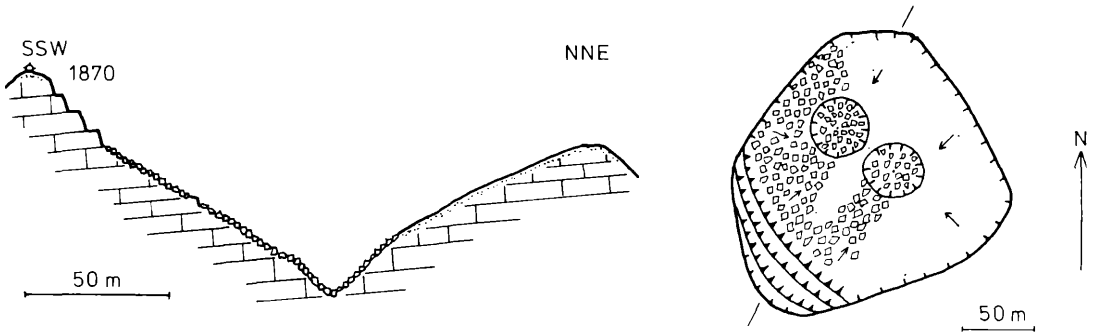


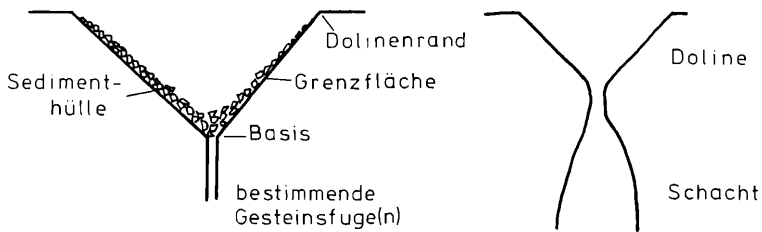
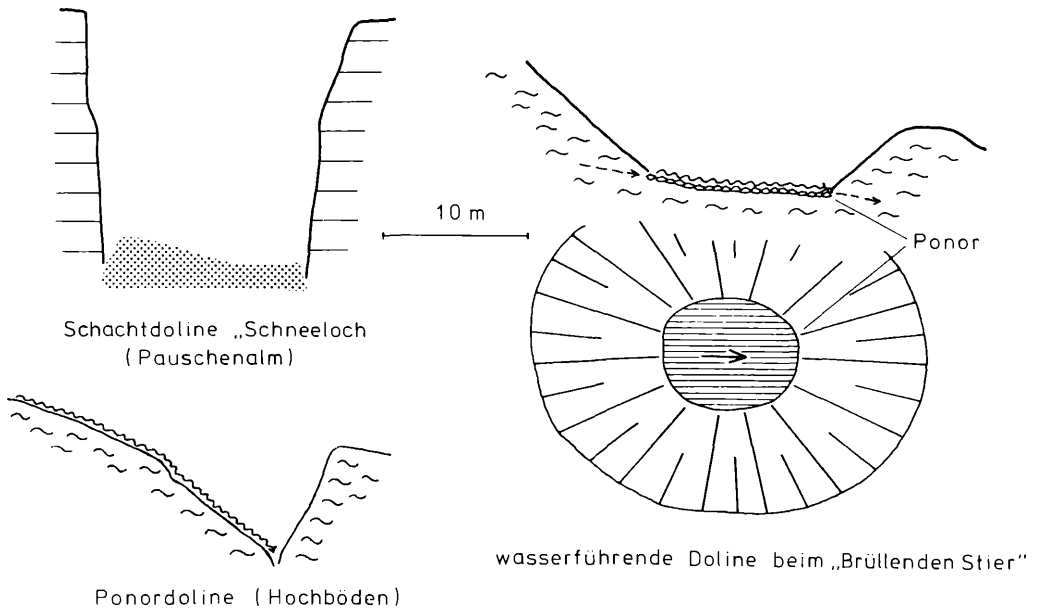
Abb. 13 PONORDOLINE beim Hüttenschacht

Abb. 14

DOLINEN



Asymmetrische Trichterdolone mit 2 Teilvertiefungen (W Gipfel)



Schemat Schnitt durch eine Trichterdolone

M. H. F.

Formen sind auf Abb. 8 eingetragen. Im Luckenbrunngraben befindet sich an der linken Grabenseite in 1430 m Höhe eine Ponordoline ebenfalls im Liaskalk. Schließlich sei die Ponordoline der poljenähnlichen Karstmulde am Seekopf (786 m) an der Schichtgrenze zwischen Lunzer Schichten und Gutensteiner Kalk angeführt.

Die Ponordolinen sind an Gesteinsgrenzen angelegt, wo oberirdische Gerinne entweder aus wasserstauenden, nicht verkarstungsfähigen Gesteinen oder aus solchen geringerer Verkarstungsfähigkeit in Form einer Doline in das Karstgestein eintreten. Im Dürrensteingebiet sind die Ponordolinen an der Grenze von tonigen, wasserundurchlässigen Füllungen der Karstmulden gegen das umgebende, unverhüllte Karstgestein und an den Grenzbereichen von Karstgesteinen verschiedener hydrologischer Wertigkeit (Lias/Dachsteinkalk) zur Ausbildung gelangt.

Dolinen mit besonders eigentümlicher hydrographischer Funktion sind die wasserführenden Dolinen, an deren Grund ein Gerinne fließt. Für diese Erscheinungen gibt es im Deutschen keinen speziellen Fachausdruck, im französischen Schrifttum werden sie als "regard" bezeichnet, und man versteht darunter eine tiefe Doline (oder einen Schacht), die einen direkten Blick auf einen unterirdischen Wasserlauf gestattet (Obertrauner Protokoll 1971). In unserem Gebiet sind folgende wasserführende Dolinen anzuführen: Auf den Hochböden, bei Luckenbrunn (Name!), das "Wasserloch" zwischen Rotmoos und Obersee, die Jagdhüttendoline beim Obersee und schließlich die mächtige Rainerdoline und die benachbarte Doline ob dem "Brüllenden Stier", in denen der Abfluß des Obersees erscheint. Alle diese wasserführenden Dolinen sind an das Gebiet der Liasschichten gebunden, deren lithologische Inhomogenität das Auftreten dieser Formen verursacht.

Zu den eindrucksvollsten Karstformen der Oberfläche gehören die Schachtdolinen. Es handelt sich um steilwandige Hohlformen von etwa 30 - 50 m Außendurchmesser und Tiefen bis zu 30 m. Kleinere steilwandige Formen wurden von F. ZWITTKOVITS (1962) aus dem Warscheneck als "Kesseldolinen" beschrieben. Um die Schachtdolinen gegenüber den Schachthöhlen abzugrenzen, wird vorgeschlagen, daß bei den Schachtdolinen das Verhältnis zwischen Durchmesser der Hohlform und Tiefe mindestens 1:1 betragen soll. Ist die Tiefenerstreckung größer als der Durchmesser, sollte man die Hohlform zu den Schächten zählen. Bei den Schachtdolinen ist die Anlage an das Klufnetz von großer Bedeutung. Die beteiligten steilstehenden tektonischen Flächen sind vielfach an den Wänden ausgeprägt und verursachen die polygonale Umrißgestaltung. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, daß die Mehrzahl auf den Einsturz eines großen Hohlraumes zurückzuführen sind, wenn diese Auffassung gelegentlich in den populären Bezeichnungen "Rieseneinsturz" oder "Rieseneinbruch" zum Ausdruck gebracht wird, vielmehr sind diese Formen im wesentlichen auf die Wirkung der Korrosion zurückzuführen, wobei die ganzjährige Schnee-Erfüllung eine große Rolle spielt.

Zu den bedeutendsten Schachtdolinen des Gebietes gehören: der Einstiegschacht des Gamsecker Rieseneinbruches, das Schneeloch auf der Prettereckalm und das nächst der Pauschenalm, die kleinere Schachtdoline im oberen Luckenbrunngraben und südöstlich der Seekopfalm, ferner die der Gstettneralm. Nördlich des Dürrensteingipfels ist das mächtige Schneeloch an einer Verwerfung im Dachsteinkalk entwickelt. Kleinere Schachtdolinen finden wir bei Kammern und östlich des Rosengartens (Kl. Dürrenstein). Häufig sind diese Formen im Gebiet des Predigtstuhles, vereinzelt auch im Lärchengraben und oberen Lueg. Am östlichen Plateau kommen Schachtdolinen am Bärenleitenkogel vor.

Betrachtet man die regionale Verteilung der Dolinen, so ergibt sich, daß das östliche Dürrensteingebiet, besonders der Bereich Scheibling-

stein - Durchlaßalm - Bärenleitenkogel, durch das Auftreten besonders großer Trichterdolinen gekennzeichnet ist. Diese sind - gebunden an eine alte, inaktive Talung - bei der Durchlaßalm und am Taglesboden anzutreffen. Eine Reihe weiterer Trichterdolinen befindet sich am Bärenleitenkogel. Der Hochreiserkogel weist an seiner Südflanke kleinere Dolinen mit deutlicher Trichterform auf. Ebenfalls kleinere Trichterdolinen kommen im Gebiet südlich der Herrenalm im Bereich Toter Mann - Hochalpl vor, einige sogar mit Zuflußgräben. In der Talung östlich des Rosengartens ist eine große Dichte von steilwandigen Dolinen festzustellen. Zu den dolinenreichsten Gebieten des Dürrensteins gehört das Gebiet zwischen Herrenalm und Grubwiesalm, das bereits von G. GÖTZINGER (1917) erwähnt wird. H. LECHLEITNER (1950) beschreibt das Gebiet als eine "Grünkarstwüste", die durch ein dichtes Gewirr von kleineren Dolinen und von Karstmulden, deren Wände und Böden von parasitären Dolinen gegliedert sind, verursacht wird. Flachere Dolinen befinden sich südöstlich der Grubwiesalm zwischen Grazereck (1423 m) und Goldspitz (1471 m).

Das Gipfelmassiv weist sehr eindrucksvolle Großdolinen auf, die zumeist asymmetrische Querschnittsgestaltung aufweisen. Es handelt sich fast ausschließlich um mächtige Trichterdolinen, die fast den gesamten Bereich nördlich und nordöstlich des Gipfels einnehmen und an denen der Aufstiegsweg vorbeiführt. Unmittelbar nördlich des Dürrensteingipfels befindet sich in rund 1820 m eine mächtige asymmetrische Trichterdoline, die im Norden in ein großes Karrenfeld übergeht und die, ebenso wie die anderen Karsthohlformen in dieser Höhenlage, eine fast ganzjährige Schneebedeckung aufweist. Nordwestlich des Gipfels, unmittelbar unter der Höhe 1870 liegt eine sehr große Doline, die mit 200 m Durchmesser hier die gesamte Plateaubreite einnimmt und die aus zwei trichterförmigen Teilhohlformen besteht. Die Schachtdoline "Großes Schneeloch" (1775 m) ist in eine Karstmulde eingetieft. Gegen Nordosten schließen gewaltige Trichterdolinen an, die sich z. T. verzahnen. Die Zone der großen Trichterdolinen reicht bis vor die Höhe 1637. Unmittelbar südlich hat sich am Karboden des oberen Ätztales eine Doline gebildet.

Westlich des Gipfelmassivs sind mächtige, tiefe Trichterdolinen im Gebiet der Eisenstatt anzuführen. Gegen Nordosten im Bereich "Kammern" nimmt, bei geringer Seehöhe, die Größe der Dolinen ab. Zwischen Notten und der Karstmuldenreihe Legsteinalm Wiesenalm kommen zahlreiche in ihrer Größe z. T. recht beachtliche muldenförmige Dolinen vor. Am Notten selbst befinden sich mehrere Trichterdolinen. Vom Hierzecksattel und Hierzeck sowie von der nördlich anschließenden Gstettneralm sind ebenfalls Trichterdolinen zu erwähnen.

Eine besondere Größe erreichen die zwei benachbarten regelmäßigen Trichterdolinen am Schwarzkogelboden südlich des Schwarzkogels. Eindrucksvolle Trichterdolinen befinden sich auch zwischen Großem und Kleinem Hühnerkogel und eine Großform am Südrand der Karstmulde "Hansl". Das nördliche Mautental weist eine sehr große, steil geböschte Doline mit flachem Boden auf. Eine Vielzahl von kleineren Trichterdolinen durchsetzt das Gebiet nordöstlich des Ofenlochs. Im Ritzetal ist die mächtige, steile Doline in 1360 m Höhe anzuführen. Das Gebiet der Hochalm wird von zahlreichen Mulden- und Wannendolinen gegliedert. Diese flacheren Hohlformen sitzen häufig den Karstmulden auf. Im südlich anschließenden Lärchengraben sind in dessen oberen Teil die episodisch aktiven Ponordolinen und Rinnendolinen erwähnenswert. Am Predigtstuhl kommen neben den zahlreichen Karstgassen hauptsächlich Schachtdolinen oder steilwandige Trichterdolinen vor, gegen den Springkogel zu sind auch Mulden- und Wannendolinen zu beobachten. Die flacheren Hangteile des Seetales zwischen Obersee und Luckenbrunn werden von einer Vielzahl von kleineren und mittleren Dolinen gegliedert; das Gelände wird dadurch sehr unübersichtlich gestaltet.

Schließlich ist das Gebiet des Hetzkogels und der Prettereckalm anzuführen, in dem sehr eindrucksvolle Trichterdolinen auftreten. Zwischen Pauschenalm und Gr. Hetzkogel sind es Dolinenschwärme, im Bereich der Prettereckalm aus mächtigen, tiefen Dolinen bestehende Dolinenreihen, die in Südwest-Nordost-Richtung das Plateau queren und die für dieses Gebiet charakteristisch sind.

Im Gegensatz zu den unregelmäßig geformten Karstmulden, die auf mehrere, die Eintiefung bestimmende Gesteinsfugen zurückzuführen sind, und den Karstwannen mit ebennem Boden, der eine gleichmäßigere Durchfeuchtung der Randpartien und unter Umständen eine gleich starke, flächenhafte Korrosion verursacht, ist für die Dolinentstehung i. a. eine dominante Gesteinsfuge entscheidend. Die Ausbildung einer Doline erfolgt jedoch nicht an einer beliebigen Stelle der (steilstehenden) Gesteinsfuge, sondern dort, wo eine bevorzugte Wasserwegsamkeit gegeben ist. Die bevorzugte Wasserwegsamkeit läßt sich entweder auf unterschiedliche Dimensionen einer einzigen Gesteinsfuge oder auf die Kreuzung von zwei oder mehreren Gesteinsfugen zurückführen. In den meisten Fällen konnte das Auftreten von Dolinen an jenen Stellen festgestellt werden, wo sich Klüfte und Verwerfungen kreuzen. Die (theoretische) Schnittlinie der steilstehenden tektonischen Flächen, die in der Natur ja bereits einen in die Tiefe orientierten Hohlraum darstellt, kann als die karsthydrographisch wirksame primäre Leitform für die Entwicklung einer Doline angesehen werden (Abb. 14). Dieser vertikale Hohlraum bestimmt die im Grundrißbild "punktförmige" Entwässerung der Karsthohlform. Es ist nicht selten, daß am Grunde von Dolinen befahrbare Hohlräume anschließen, vielfach wurden diese erst durch künstliche Freilegung zugänglich. Aus dem Dürrensteingebiet sind u. a. zu nennen: Wildunterstand, Morderschacht, Dolinenhöhle, Jubiläumshöhle (2. Tagöffnung), Daglucke (Scheiblingstein) und der Hüttenschacht.

Das allgemein übliche Einteilungsprinzip der Dolinen beruht im wesentlichen auf physiognomischen Verschiedenheiten der an der Oberfläche erkennbaren Formen, einschließlich der jeweiligen Sedimenterfüllung und läßt die Frage nach der eigentlichen Felsform der Doline unbeantwortet.

Im subsilvinen Bereich verhindert zumeist die Bodenbildung und Vegetation, im alpinen Hochkarst hingegen die Frostschuttbildung, teilweise sogar die perennierende Schneeakkumulation eine unmittelbare Beobachtung der Felsgrenzflächen der Trichterdolinen, von den übrigen Dolinenformen ganz zu schweigen, die ja alle einen Sedimentpfropfen aufweisen.

Es ist daher im (hoch)alpinen Bereich mangels an Aufschlüssen überaus schwierig, die Form der Grenzflächen von Dolinen zu studieren. Erst in neuerer Zeit bietet die Anlage von Straßen und Großbauwerken gelegentlich artifizielle "Tiefenaufschlüsse", die die Basis von Dolinen zugänglich machen. Besonders selten sind jene Dolinen, wo durch natürliche Vorgänge die Grenzflächen frei zutage treten. Darüber hinaus ermöglicht die mühsame speläologische Erkundungs- und Aufschließungstätigkeit in Dolinen wertvolle Hinweise auf die Gestaltung der unterirdischen Abflußbahnen.

Durch artifizielle Freilegung von Dolinenquerschnitten in anderen Gebieten, so im mittelsteirischen Karst, bei Pfennigbach unweit Puchberg a. Schneeberg und vor allem am Pfaffenberg bei Deutsch-Altenburg, konnte festgestellt werden, daß alle diese Karstformen an steilstehenden tektonischen Flächen angelegt sind, und daß alle Hohlformen eine Trichterform im Fels aufweisen, die überraschend scharf von der Sedimenterfüllung abgesetzt ist. Auch im Dürrensteingebiet kann an einer größeren Doline an der rechten Flanke des Luckenbrunngrabens die trichterförmige Gestaltung der Felsgrenzflächen erkannt werden, da die Sedimenterfüllung zum größten Teil in die klaffenden Spalten an der Basis ab-

gewandert ist. Es lassen sich die meisten Dolinenformen (wie "Wannen"-, "Schüssel"- und "Muldendolinen") im Fels auf eine einzige Grundform, nämlich die *Trichterdoline* zurückführen. Die wannen- oder muldenförmige Gestalt wird lediglich durch die unterschiedliche Oberfläche des Sedimentpfropfens bewirkt, die Grundform fast aller Felsdolinen scheint jedoch der Trichter zu sein. Damit ist schon ausgesagt, daß dies nicht unbedingt für die Dolinengeneese im Lockermaterial, wie kalkalpine Moränen und Schutt, zutreffen muß.

Bezüglich des Entwicklungsganges der Dolinen kommt, unabhängig von deren Höhenlage, wohl der Korrosion die größte Bedeutung zu. Daneben erfährt die Gestaltung der Hohlform eine klimamorphologische Abwandlung, wobei in größerer Höhe das Auftreten von Frostschutt und Solifluktionserscheinungen wirksam wird. Die Großdolinen des Gipfelmassivs - also in Höhen über 1600 m - weisen eine auffallende Asymmetrie auf. Dabei können zwei Arten der Asymmetrie unterschieden werden:

1. Eine Asymmetrie, die sich durch verschieden lange, jedoch gleich geböschte Dolinenflanken äußert und die auf die Neigung des Hanges zurückgeführt werden kann, und
2. eine Asymmetrie, die sich in ungleich steil geböschten Dolinenflanken bemerkbar macht und die klimamorphologisch zu erklären ist, wobei die Lagerungsverhältnisse des Gesteins keine Rolle spielen.

Die klimamorphologisch bedingte Asymmetrie äußert sich in steileren, z. T. felsigen Nord bis Ost exponierten und weitaus flacheren West und Süd schauenden Dolinenhängen. Die ungleich steilen Hänge sind auf die ungleich mächtige Schneeakkumulation bei vorherrschenden Westwinden zurückzuführen. An der Leeseite der Hohlformen erfolgt eine stärkere Einlagerung des Schnees, an der Luvseite hingegen eine größere Verwehung desselben. Somit bleibt an der Westseite der Dolinen ein zumeist ganzjähriger Schneefleck erhalten, der für die Formenentwicklung der Hohlformen von eminenter Bedeutung ist. Wenn K. HASE-RODT (1965) den eingelagerten Schneemassen an der Leeseite eine eher konservierende Wirkung (Schutz vor Frostverwitterung) zuschreibt, kann dieser Auffassung nicht beigepflichtet werden. Die Wirkung der kalten (lösungsfreudigen) Schmelzwässer über einen langen Zeitraum des Jahres hindurch, ferner die Rankluftverwitterung sind für die Eintiefung und für die Rückverlegung der leeseitigen Dolinenflanken bedeutsam. Für Dolinen, an deren Entwicklung in hohem Maße die Schneeakkumulation beteiligt ist, hat sich die Bezeichnung *Nivationsdolinen* durchgesetzt. Die Ausbildung eines Felskranzes und somit die Versteilung dieser Flanke wurde von K. SCHAPPELWEIN (1971) von der Veitschalpe beschrieben. Die den vorherrschenden Westwinden zugewandte Seite der Dolinen, die zudem eine intensivere Sonnenbestrahlung genießt, ist infolge der größeren Frostwechselhäufigkeit stärker abgetragen, flacher und in unserem Gebiet meistens von Vegetation bedeckt. Somit ist nicht nur in der Querschnittsgestaltung sondern auch in der Boden- und Vegetationsbedeckung der hochgelegenen Dolinen eine auffällige Asymmetrie festzustellen, die offensichtlich für die gesamten Nördlichen Kalkalpen zutrifft (F. ZWITTKOVITS 1962, W. KURZ 1962, K. HASERODT 1965, A. LECHNER 1969 u. a.). Die Beseitigung des abfallenden Schuttmaterials geht vornehmlich auf korrosive Weise vor sich und zwar infolge der größeren Oberfläche rascher als dies bei anstehendem Fels der Fall wäre.

Im Dürrensteingebiet ist das Auftreten von Dolinen als Einzelformen nur selten. Dieses gehäufte Auftreten erfolgt teils in Form von Dolinenreihen teils in Form von Dolinenfeldern.

Dolinenreihen entstehen durch die reihenförmige Anordnung von Dolinen entlang einer geradlinig streichenden Störung oder entlang einer steil-

gestellten Schichtfuge. Alle bedeutenden Dolinenreihen unseres Gebietes gehen auf tektonische Primäranlage zurück. Die wohl eindrucksvollsten Dolinenreihen kommen im Bereich der Prettereckalm vor, wo drei zueinander parallele Reihen zwischen Kleinem und Großem Hetzkogel in SW-NE-Richtung angeordnet sind. Die nördlichste Dolinenreihe ist zwischen Kleinem Hetzkogel und Karlhöhe, die mittlere bei den ehemaligen Hütten der Prettereckalm und die südlichste Reihe zwischen der Höhe 1448 und Gr. Hetzkogel zur Ausbildung gelangt. Wie die geologische Aufnahme von A. RUTTNER (1948) zeigt, sind diese Dolinenreihen an NE-orientierten Störungen angelegt, die parallel zum nahen Nordrand der Ötscherdecke verlaufen. Neben dieser tektonischen Anlage ist das Vorhandensein von alten, inaktiven Talungen nachgewiesen, deren Böden die Ausgangsflächen für die mächtige Dolinenbildung darstellten. Die Höhenlage der eindrucksvollen, bis über 200 m Durchmesser und 50 m Tiefe aufweisenden Trichterdolinen beträgt rund 1400 m.

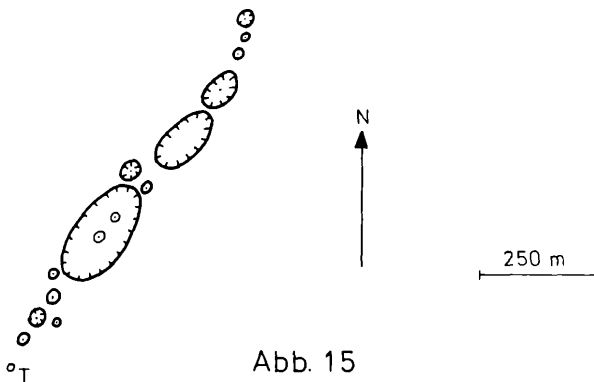


Abb. 15

Dolinenreihe Prettereckalm

Weitere Dolinenreihen, die in ihrer Größenordnung hinter denen der Prettereckalm zurückbleiben, weist der Bärenleitenskogel (1634 m), das Hochalpl (1547 m) und der Notten (1639 m) auf. Darüber hinaus sind Dolinenreihen aus dem Gebiet des Reitsteiges zwischen Kreuzfichte und Luckenbrunn, aus dem Gamsecker Graben und von der Grubwiesalm bekannt. Es zeigt sich, daß auch diese Dolinenreihen hauptsächlich an Nordost streichenden tektonischen Flächen angelegt sind. Die in einer Reihe angeordneten Dolinen weisen oft verschiedene Größe auf, gelegentlich kann eine fortschreitende Größenänderung beobachtet werden, wie dies z. B. am Notten der Fall ist. Hier spielt sicherlich die unterschiedliche Wasserwegsamkeit der dominanten Gesteinsfugen eine größere Rolle als etwa die Position der einzelnen Hohlformen am Hang.

L E G E N D E

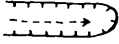

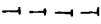











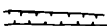




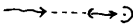







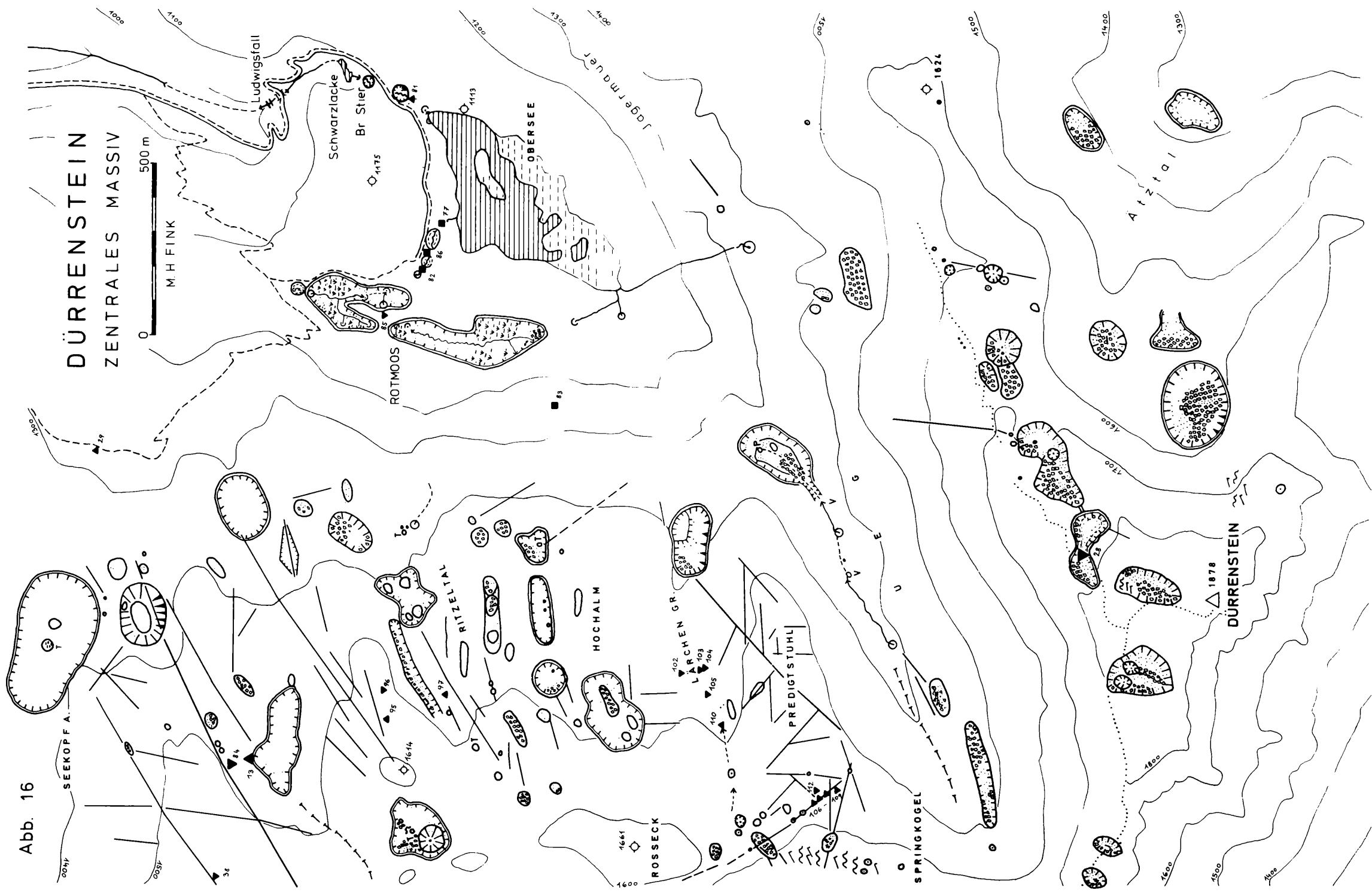
	Blindtal
	Karstsacktal
	Karstrockental
	Karstmulde
	Karstwanne
	Karsthalbmulde
	Dolinen
	trichterförmig
	muldenförmig
	wannenförmig
	Schachtdoline
	Dolinengelände
	Karsttümpel
	Doline mit Wasserlauf
	Halbdoline
	Karstgasse breit
	schmal
	Karren subkutan
	freiliegend gebildet
	Karstquellen
	Versinkung Ponor
	Höhlen
	vorwiegend kluft gebunden
	Schachthöhle (kluftgebunden)
	vorwiegend schichtgebunden
	Kleinhöhle (bis 50 m Gesamtlänge)
	Mittelhöhle (50 bis 500 m Gesamtlänge)
	Großhöhle (über 500 m Gesamtlänge)
	Wasserhöhle

Abb. 16



DÜRRENSTEIN ZENTRALES MASSIV

500 m
M. H. FINK

Vorherrschend ist das Auftreten von Dolinen in Form von Dolinenfeldern, die bei kleinerer Ausdehnung auch als Dolinenschwärme bezeichnet werden können. Auf den beigefügten Karten läßt sich unschwierig das masierte Auftreten von Dolinen in bestimmten Bereichen ablesen, die oft deutlich von Zonen geringerer Dolinendichte getrennt sind. Als ausgesprochene Dolinenfelder kann das Gebiet nördlich des Notten, die Eisenstatt, das Gipfelmassiv, der Bereich der Grubwiesalm und das Gebiet des Scheiblingsteins angegeben werden. Daneben ist auch der flachere Hang des Seetales zwischen Luckenbrunn und Obersee anzuführen.

Die Verbreitung der Dolinen im Dürrensteingebiet läßt erkennen, daß der lithologische Faktor eine große Rolle spielt. Der wichtigste Träger von Karsterscheinungen ist, nicht nur wegen seiner großen Verbreitung sondern auch wegen seiner Reinheit, der Dachsteinkalk. Es ist daher nicht verwunderlich, daß die Mehrzahl der Dolinen an dieses Gestein gebunden ist. Vor allem ist das fast ausschließliche Auftreten von Großdolin im Dachsteinkalk hervorzuheben.

Die Liaskalke sind ebenfalls gut verkarstungsfähig, die Größe der Dolinen tritt bei vergleichbarer Höhenlage gegenüber dem Dachsteinkalk zurück. Daß die große Dolinendichte nicht nur auf den Dachsteinkalk beschränkt ist, zeigt das Gebiet der Grubwiesalm. Auf die hydrographischen Besonderheiten des Hierlatzkalkes wurde schon bei der Besprechung der wasserführenden Dolinen hingewiesen. Die mergeligen Liasschichten führen dazu, daß der Bereich der Herrenalm praktisch frei von Dolinen und anderen Karstformen ist. Der Dachsteindolomit ist auf den Plateaus nur wenig verbreitet und weist demnach für die Dolinenentstehung nur geringe Bedeutung auf.

Für die Betrachtung der vertikalen Verteilung der Dolinen ist zu berücksichtigen, daß zwischen östlichem bzw. westlichem Plateau und dem Dürrensteingipfel eine Reliefenergie von etwa 550 m vorhanden ist, die sich auf zwei verschiedenen hohen Stockwerke der Landformung verteilen (M. H. FINK 1968). Abgesehen von den für die Dolinenentwicklung ungünstigen Steilhängen des Plateaubfalls und des Seetales verbleiben für das Auftreten von Dolinen das westliche und östliche Plateau und das Gipfelmassiv. Die Dolinen der beiden Plateaus sind größtenteils subkutane Formen, die des Gipfelmassivs ragen bereits in die Frostschutzzone und sind infolge ihrer lang andauernden Schneebedeckung an den Leeseiten frei von Vegetation. Die flacheren Luvseiten zeigen Bodenbildung und das Aufkommen von Vegetation in Form von alpinem Rasen. Die Großformen sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen, auf die krönenden Fluren des Dürrensteingebietes beschränkt, was für ihr hohes, unter Umständen sogar präpleistozänes Alter spricht, wobei betont werden soll, daß ihre Weiterbildung bis in die Gegenwart erfolgt. Wenn auch, wie bereits erwähnt, eine verkarstete Flurentreppe von den höchsten Teilen des Gebirges bis in Talnähe fehlt, so kann doch auf Grund der flacheren Hangabschnitte des Seetales, aber auch aus der Kenntnis des unmittelbar anschließenden voralpinen Karstes aus dem nordwestlichen Ötscher-Vorlagen (Gfälleralpe - Polzberg) gefolgert werden, daß eine sogenannte "Dolinenzone" innerhalb einer höhenzonalen Gliederung des Karstphänomens nicht besteht. Wohl aber weisen die Dolinen in ihrer Gestaltung und Größe eine gewisse Abwandlung der Höhe nach auf. Die Ausbildung parasitärer Trichterdolinen in Großdolin ("Dolinengenerationen"), ferner das Auftreten von größeren Dolinen innerhalb von Karstmulden macht die Annahme von verschiedenen alten Karsthohlformen sehr wahrscheinlich, wenn auch derzeit aus dem Dürrensteingebiet noch keine exakten Angaben über Alter und Dauer dieser Bildungsphasen vorgelegt werden können.

4. KARSTGASSEN

Die Karstgassen sind deutlich in der Landschaft auftretende Lineamente und stellen offene oder auch geschlossene, meist ziemlich geradlinige trockene Einschnitte im Karstgestein dar und weisen steile bis überhängende Seitenwände auf. Ihre Größenordnung kann für das Dürrensteingebiet mit Breiten und Tiefen von mehreren Metern und einer Längserstreckung von vielen Zehnermetern über Hunderte von Metern bis knapp über 1 Kilometer angegeben werden. Die mehrere Kilometer langen Karstgassen der größeren Kalkhochplateaus im Westen fehlen in unserem Gebiet. Sie weisen vielfach ungleichsinniges Gefälle auf und sind zum Teil mit anderen Karsthohlformen kombiniert. Vor allem in den höheren Gebirgstteilen sind die Karstgassen mangels der Vegetationsbedeckung gut kenntlich. Aber auch in dem vom Wald eingenommenen tieferen Gelände sind sie nicht selten. Hier sind die oberen, bereits flacheren Hänge des Seetales sowie das Gebiet zwischen Herren- und Grubwiesalm anzuführen. Karstgassen folgen entweder schmalen Störungszonen (Verwerfungen, seltener Klüfte) oder aber auch den korrosiv erweiterten Schichten bei geneigten Lagerungsverhältnissen. Für alle diese genetischen Typen von Karstgassen bietet das Dürrensteingebiet anschauliche Beispiele.

Am östlichen Dürrensteinplateau sind die kluftgebundenen Karstgassen östlich der Durchlaßalm anzuführen, die NE-orientiert, der großen Trichterdoline angehören, ferner jene nördlich des Bärenleitenkogels.

Der Gipfelbereich, ebenfalls aus Dachsteinkalk bestehend, weist Karstgassen auf, die NNE-Richtung besitzen und an die auch z. T. steile Dolinen geknüpft sind. (Nördlich P 1703 und westlich der Höhe 1637).

Das westliche Plateau ist durch eine große Zahl von Karstgassen gekennzeichnet. Das Gebiet Legsteinalm - Wiesenalm weist zwei verschiedene Typen von Karstgassen auf. Schichtgebundene Karstgassen, die infolge der geneigten Schichtlagerung asymmetrischen Querschnitt aufweisen, sind besonders häufig im Bereich "Kammern", der als Ganzes betrachtet, ein Schichttreppenkarst bei flach gegen Südost fallenden Dachsteinkalkbänken ist. Ebenso ist eine dichte Scharung von Schicht-Karstgassen im Gebiet zwischen Notten und Vorderem Legstein festzustellen. An kluftgebundenen Karstgassen sind anzuführen: zwei bedeutende, rund 600 m lange Lineamente in NW-Richtung von der Höhe des Notten gegen den Bereich der ehemaligen Großau-alm und schließlich zwei zueinander parallele Karstgassen am Hang südlich der Legsteinalm. Von der "Zerschbichl-Blöß" westlich des Vorderen Legsteins streicht eine bedeutende Karstgasse zum Gr. Hühnerkogel. Am Hierzeck streichen zwei Karstgassen in nördlicher und nordöstlicher Richtung zur Gstettner Alm. Am Nordost-Ausläufer des Hierzecks treten auch schichtgebundene Karstgassen in Erscheinung. Durch deutliche, bis zu 500 m lange Karstgassen ist das Gebiet des Hierzecksattels und der Südumrahmung des Grünloches gekennzeichnet. Von landschaftsprägender Bedeutung sind sie besonders am Schwarzkogel. Hier wird der Ostabfall von einem Bündel von Karstgassen durchzogen, wobei eine Dominanz der NE-Richtung festzustellen ist. Die längste Karstgasse des Dürrensteins streicht von der großen Doppeldoline des Schwarzkogelbodens nordostwärts hinab zum Ofenlochgebiet und von hier zur gewaltigen, steilwandigen Doline des nördlichen Mautentales. Der Bereich des "Hansl" (1614) sowie des südlich anschließenden Ritzeltales weist zahlreiche NE-orientierte Karstgassen auf, von denen jene, die vom Gipfel 1614 ihren Ausgang nimmt, bis zur Unteren Mautentalmulde mehr als 800 m lang ist. Das eindrucksvollste Gebiet, in dem Karstgassen und Schichttreppen eine beherrschende Rolle spielen, ist der Predigtstuhl, der Höhenrücken zwischen Lärchengraben

und Lueg. Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch flache bis sölige Lagerung der Dachsteinkalkbänke, was zu einem karrenzerfurchten Schichttreppenkarst Anlaß gibt. Die mächtigen Kalkbänke werden förmlich von einem Netzwerk von klufftgebundenen Karstgassen durchzogen. Eine dieser Karstgassen durchörtert auf rund 600 m Länge in NE-Richtung den Predigtstuhl und reicht bis zur großen Karstmulde im Lärchengraben. Von dieser bedeutenden Karstgasse setzt im rechten Winkel dazu gegen NW eine Schar paralleler Karstgassen von geringerer Länge an. Eine ebenfalls deutlich entwickelte Karstgasse verläuft in NW-SE-Richtung vom Sattel südlich des Roßecks etwa 500 m weit über das Plateau des Predigtstuhls. Daran und an benachbarte Karstgassen ist an den Kreuzungsstellen mit Querklüften eine Reihe von Schächten und Schachtdolinen geknüpft.

In den Karstgassen des Dürrensteins spiegelt sich deutlich das Netz der Verwerfungen und Klüfte des Gebietes und seine karsthydrologische Wertigkeit wider. Es handelt sich um ein gekreuztes Kluffsystem mit Dominanz der Südwest-Nordost-Richtung. Andere Kluffrichtungen spielen für die Karstgassen eine nur untergeordnete Rolle. Die unterschiedliche Länge der tektonischen Störungen bzw. deren unterschiedliche karsthydrologische Wegsamkeit wird durch die sehr unterschiedliche Längserstreckung der einzelnen Karstgassen angezeigt. An den Kreuzungsstellen von annähernd gleichwertigen klufftgebundenen Karstgassen entstehen vielfach weite, flache Hohlformen; hingegen an den Kreuzungsstellen von Karstgassen mit Querstörungen sekundärer (karsthydrologischer und morphologischer) Ordnung vorwiegend steilwandige Kavitäten, wie Schächte oder Schachtdolinen. Der rezent wirksame, korrosiv-denudative Eintiefungsvorgang entlang einer Störung zu einer Karstgasse ist auch im subkutanen Bereich durch das Fehlen oder das Zurücktreten der Bodenbedeckung und der Vegetation an der Tiefenlinie kenntlich. Bei geneigter Schichtlagerung eines deutlich gebankten und sehr gut verkarstungsfähigen Gesteines, wie dies für den Dachsteinkalk zutrifft, sind außerdem schichtgebundene Karstgassen ausgebildet. Eine besondere Häufung der schichtgebundenen Karstgassen ist am westlichen Plateau festzustellen, wo zwischen Hühnerkogel, Notten und Kammern die ausstreichenden Schichten besonders günstige Voraussetzungen dafür bieten. Bemerkenswert ist das Zurücktreten der Karstgassen im Bereich des Liaskalkes und schließlich das Fehlen dieser Formen im Dachsteindolomit, was ohne Zweifel lithologisch bedingt ist. Die harten, spröden Dachsteinkalkbänke sind offensichtlich für das Auftreten von Klüften und Verwerfungen und deren korrosive Umwandlung in Karstgassen von größerer Bedeutung als die weicheren, durch mergelige Zwischenlagen gekennzeichneten Lias-Schichten und der zu grusigem Zerfall neigende Dachsteindolomit.

DIE KARREN DES DÜRRENSTEINS

17	Freier Abfluß		Gebundener Abfluß	
	Freie Felsfläche		Strukturgebundene Korrosion	
FREIE FELSFLÄCHE	flach	Flächige Korrosion	Linienhafte Korrosion	Scharfgratige Kluft- bzw. Schichtfugen- karren, Korrosionsformen an anderen lithologischen Inhomogenitäten
	steil	Karrenbecken Trittkarren ---Grübchenkarren--- Firstrillen	Mäandrierende Rinnenkarren Rinnenkarren + in Falllinie	
BEDECKTE FELSFLÄCHE	flach	SKULPTURFORMEN	FREILIEGEND GEBILDETE KARENEN	Gerundete Kluft- bzw. Schichtfugenkarren, Korrosionsformen an anderen lithologischen Inhomogenitäten
	steil	(flächige Korrosion)	SUBKUTANE KARENEN	

5. KARREN

Die korrosiv entstandenen Kleinformen der Karstlandschaft werden als Karren bezeichnet. Schon früh zogen sie mit ihrem bizarren Formenreichtum, der die hochgelegenen und ansonsten ausdruckslosen Felspartien der Kalkalpen skulpturiert, die Aufmerksamkeit der Bergsteiger und Wissenschaftler auf sich. Bis in die jüngste Zeit stellten die Karren ein zentrales Forschungsanliegen der Karstkunde dar. Im Speläologischen Fachwörterbuch (1965) werden die Karren etwas ausführlicher definiert als: "Korrosionsformen, die auf verkarstungsfähigen Gesteinen bei flächenhafter Benetzung durch Niederschlags- und Schmelzwässer und auch durch das dabei ablaufende Wasser unter gelegentlicher Mitwirkung von Organismen entstehen".

Im Gegensatz zu den höheren Karststöcken der Nördlichen Kalkalpen, wie Dachstein oder Totes Gebirge, stellen die Karren in unserem Gebiet kein landschaftsprägendes Element dar, da infolge der geringeren Höhenlage nur wenige freie Felsflächen zutage treten.

a) Freie Karren (freiliegend gebildete Karren)

Man versteht darunter Karren, die auf freier Felsfläche, d.h. ohne Bodenbedeckung, entstanden sind, wobei die Lösungsfähigkeit des Niederschlagswassers nur vom atmosphärischen Kohlendioxyd abhängig ist. Je nach den Abflußverhältnissen auf der freien Felsfläche entstehen verschiedenartige Formen.

Bei vorwiegend flächigem Abfluß in Form eines Wasserfilms entstehen Karren, die zusammenfassend als Skulpturformen (F. BAUER 1958) bezeichnet werden.

Die häufigsten Formen dieser Art stellen die Firstrillen dar, die feine, zumeist fingerbreite und ebenso tiefe Kannelierungen sind, die stets vergesellschaftet auftreten. Am häufigsten treten sie an Rändern anderer Karren auf, gelegentlich auch an exponierten Aufragungen von flacheren Gesteinsflächen. Die einzelnen Rillen sind kaum länger als 20 cm und laufen in eine flache Felsfläche aus. Dieses Aufhören der Firstrillen wird verschieden gedeutet. F. BAUER (1958) begründet es mit einer Einebnung der trennenden Grate infolge seitlicher Korrosion bei zunehmender Wassermenge. W. KURZ und F. ZWITTKOVITS (1963) schließen aus dem Einmünden einzelner Firstrillen in unmittelbar anschließende Rinnenkarren ebenfalls auf seitliche Korrosion infolge Breitenzunahme des Wasserfadens, wobei dessen lösende Kraft weiter anhält.

A. LECHNER (1969) weist darauf hin, daß die Firstrillen nach unten hin nicht breiter werden, was auf ein Aufhören infolge Abnahme der Korrosion schließen läßt. Weiters wird von ihm die Bedeutung von Tau und Reif unterstrichen, da an den exponierten Aufragungen des Gesteins eine stärkere Ausstrahlung vorhanden ist, die eine Ausfällung dieser Kondensationsformen begünstigt, wodurch eine stärkere Benetzung entsteht. Das Zusammenfließen von Tautropfen und deren gesammelter Abfluß führt nach A. LECHNER zur korrosiven Eintiefung in Form von Firstrillen, indem dieser Vorgang sich vielfach wiederholt.

Im Dürrensteingebiet konnten Firstrillen von etwa 1400 m bis in die höchsten Teile beobachtet werden. In der Umgebung der Legsteinalm, bei Kammern, am

Notten, im Gebiet Springkogel - Roßbeck, am Predigtstuhl und am Gipfelmassiv sind diese Karren vorhanden, wobei sich ihr Vorkommen auf den Dachsteinkalk beschränkt.

Eine weitere kleine Korrosionsform stellen die *Karrenbecken* dar, die in der Literatur bisher unter der Bezeichnung *Kamenice* (Einzahl: Kamenica) beschrieben wurden (D. GAVRILOVIĆ 1968). Sie sind wohl zum größten Teil freiliegend gebildete Formen, können aber auch unter Bodenbedeckung eine Umgestaltung erfahren. Sie kommen auf ebenen oder sehr sanft geneigten Felsflächen vor und sind auf die lösende Wirkung des stehenden Wassers zurückzuführen. Damit sich ein Karrenbecken bilden kann, ist an der Gesteinsfläche eine primäre Vertiefung (Unebenheit) notwendig, die zu einer episodischen Wasseransammlung Anlaß gibt. In der Folge wirkt die seitliche Korrosion stärker als die eintiefende, so daß die Karrenbecken (Kamenice) einen zumeist ovalen Grundriß mit steilen Seitenwänden und flacher Sohle aufweisen. Die am Dürrenstein vorkommenden Formen sind etwa 30 cm lang, durchschnittlich 20 cm breit und bis zu 10 cm tief. Sie konnten am Notten in 1620 m, bei Kammern in 1520 m und am Springkogel in 1640 m Höhe beobachtet werden, hier wurde auch eine Kamenica auf geneigter Fläche mit Abflußrinne festgestellt. Da diese Formen in Verbindung mit eindeutig subkutanen Karren (siehe unten) auftreten, ist eine subkutane Vorform nicht auszuschließen, die gegenwärtig subaeril zu einem Karrenbecken umgestaltet wird.

Trittkarren und freiliegend gebildete *Trichterkarren* kommen am Dürrenstein nur vereinzelt vor. Sie sind in den höheren Kalkplateaus im Westen sehr häufig. Diese Formen treten gewöhnlich auf mäßig steilen Flächen auf und werden auf die Lösung des flächig abfließenden Wassers zurückgeführt, das infolge eines Gefällsknickes unterschiedliche Mächtigkeit, Durchmischung und somit auch unterschiedliche Lösungsfähigkeit aufweist. Dieser primäre Gefällsknick an der Gesteinsoberfläche kann z.B. durch eine Rauheit oder sonstige lithologische Inhomogenität verursacht werden. Durch korrosive Rückverlegung (rückschreitende Korrosion) kommt es zu einer Versteilung der Rückwand, durch seitliche Korrosion eines stärkeren Wasserfilms zur Ausbildung einer flachen Sohle und somit zur Entstehung von Trittkarren. F. BAUER (1958) hat diese Karrenform aus dem Dachsteingebiet anschaulich beschrieben, wobei die Trichterkarren z. T. als stationäre Vorstadien der Trittkarren eingestuft werden.

Bei *Linienhaftem* Abfluß über eine geneigte Felsfläche aus verkarstungsfähigem Gestein tieft sich durch die lösende Kraft des Wassers eine Ableitungsrinne ein, die nicht nur das im Bereich der Rinne anfallende Niederschlags- und Schmelzwasser ableitet, sondern darüber hinaus auch als Sammelgefäß für das flächig abkommende Wasser der unmittelbar anschließenden Felsflächen fungieren kann. Die Größenverhältnisse sind je nach Länge und Neigung der freien Felsfläche sehr verschieden, im Durchschnitt kann eine Tiefe und Breite von 5 - 10 cm angegeben werden, die Länge der am Dürrenstein anzutreffenden Karren erreicht selten mehr als 2 Meter. Auch diese *Rinnenkarren* sind eindeutig auf freier Felsfläche entstanden, sie sind durch ihren V-förmigen Querschnitt und ihre scharf abgesetzten Grate und Begrenzungsflächen deutlich von Karren anderer Entstehung zu unterscheiden. Bei steil geneigter Felsfläche verlaufen sie in Falllinie, bei geringeren Neigungsverhältnissen bilden sie Mäanderkarren.

Nördlich des Gipfels münden solche freie Mäanderkarren in große Kluftkarren; nach unten hin nimmt der Eintiefungsbetrag zu; kleinere "Nebenkarren" münden von der Seite her ein. Gelegentlich kann man Anzapfungen bei diesen Karren auf Grund der rückschreitenden Korrosion feststellen. In diesem Zusammenhang seien auch jene kleinen freiliegend gebildeten Sohlencanyons erwähnt, die als Folgeformen in größeren, subkutan entstandenen Rundkarren nach deren Frei-

legung entstanden sind (vgl. weiter unten). Diese halten sich nicht immer streng an den Verlauf der Vorform. Die Flanken der Canyons weisen häufig Firstrillen auf.

Auf steiler geneigten Felsflächen verlaufen die Rinnenkarren in der Fallinie, wobei sie durchwegs vergesellschaftet auftreten. Die zueinander parallelen Karrenrinnen schließen mit ihren korrosiv zugeschärften Graten unmittelbar an. In unserem Gebiet sind es hauptsächlich die steilen Schichtköpfe des Dachsteinkalkes, die von Rinnenkarren durchfurcht sind. Sie können am Karrenfeld Springkogel (um 1640 m), in der felsigen Flanke der großen Doppeldoline westlich des Gipfels (rund 1860 m) und am Notten im Bereich der Dolinenreihe (rund 1600 m) beobachtet werden. Die Rinnenkarren am Springkogel sind - entsprechend der Mächtigkeit der Dachsteinkalkbänke - bis zu 2 m lang und stellenweise mehr als 20 cm eingetieft. Dieser für den Dürrenstein große Eintiefungsbetrag ist umso bemerkenswerter, da die Karren auf sehr steiler Felsfläche zur Ausbildung gelangten, wo die eintiefende Komponente des frei abfließenden Wassers nur gering ist. Er wird jedoch verständlich, wenn man die Position dieser Karren ins Auge faßt. Auf der darüber befindlichen Schichtfläche ist ein latschentragender Boden vorhanden, der zusätzlich zum direkt anfallenden Niederschlag einen Teil der gespeicherten Feuchtigkeit in die anschließenden Karren entwässert, wo einerseits die längere Abflauddauer infolge langsamer Abgabe, andererseits die erhöhte Lösungsfähigkeit infolge Anreicherung mit biogenem CO₂ und Humussäuren zur verstärkten Eintiefung der Rinnen führt. F. BAUER (1958) räumt diesen Karren eine Zwischenstellung zwischen freiliegend gebildeten und unter Bodenbedeckung entstandenen Karren ein; der Nomenklatur von K. HASERODT (1965) gemäß könnte man sie auch als eine Art "Rinnsalkarren" bezeichnen. Ihrer Form und Anlage nach sind sie jedoch den freiliegend gebildeten Karren gleichzusetzen, ungeachtet des stärkeren Eintiefungsbetrages infolge besserer Lösungsfähigkeit und länger andauernden Wasserdargebotes.

Die Zone der Rinnenkarren liegt aus landschaftsökologischen Gründen im hochalpinen Bereich, der nach oben durch die Grenze der vorherrschenden mechanischen Verwitterung, der Frostschutzzone, nach unten hin durch das Einsetzen von Boden und Vegetation eingeengt wird. Die Ausbildung dieses Karrentyps ist an freie, möglichst homogene Gesteinsflächen gebunden, die am Dürrenstein infolge der geringen Höhenlage nicht allzu häufig sind. An Stellen, wo Felsflächen einen längeren Zeitraum hindurch (etwa von der Dauer des Postglazials) frei zutage treten, stellen sich auch in tieferen Höhen Rinnenkarren ein. Diese können z. B. am Abhang des Hierzecks in 1400 m Höhe an isolierten Felsblöcken und Schichtköpfen beobachtet werden, wo etwa 1,5 m lange Rinnenkarren in Fallinie ausgebildet sind. Ein anderes Beispiel des azonalen Auftretens von diesen Formen hat bereits G. GÖTZINGER (1912) vom steilen Westufer des Obersees (1113 m) beschrieben, wo die Karren auf freier Felsfläche knapp oberhalb des Seespiegels auftreten. Je nach der Dauer des Freiliegens der Ausgangsfläche und somit des Alters der Karren sind die Größenverhältnisse der Rinnenquerschnitte. Dabei kann unabhängig von der Größe stets das V-förmige Profil festgestellt werden.

b) Subkutane Karren (unter Bodenbedeckung entstandene Karren)

Eine bodenbedeckte Felsfläche in einem Karstgebiet unterliegt der Lösungsverwitterung in stärkerem Maße als eine freiliegende Fläche. Dabei spielt das Wasserregime des Bodens eine wichtige Rolle. Das Niederschlags- und Schmelzwasser gelangt erst nach dem Durchsickern des Bodens an das Karstgestein, wobei die Lösungsfähigkeit des Wassers durch Anreicherung mit Kohlendioxyd aus

der Bodenluft und mit Humussäuren beträchtlich erhöht wird. Daneben ist von größter Bedeutung, daß die permeable Bodenschicht ein Wasserspeichervermögen aufweist, wodurch die Abgabe von aggressivem Wasser an die darunter befindliche Gesteinsfläche über einen längeren Zeitraum hindurch gewährleistet ist. Die wohl eingehendsten Studien über das Speichervermögen der hochalpinen Bodentypen und die Lösungsabtragungsmessungen wurden im Bereich der Forschungsstation Oberfeld (Dachstein) des Speläologischen Institutes in Wien durchgeführt, über die F. BAUER (1958) publiziert hat. Es wurde festgestellt, daß die Latschenhumusböden und die Humuskarbonatböden (Rendsinen) die größte Lösungsfähigkeit des durchfließenden Wassers bewirken, wobei dem Latschenhumusboden infolge seiner geringeren Verdunstung (Evapotranspiration) die größere Bedeutung zukommt. Im Dürrensteingebiet werden infolge der geringeren Höhenlage die meisten Flächen von Rendsinen eingenommen. In Mulden, zum Teil aber auch in Hanglagen der höheren Gebirgsteile ist Terra fusca anzutreffen, ein schwerer, toniger Boden, der nicht besonders gut durchlässig ist und bei Verdichtung, z. B. auf den Weideflächen der Almen, sogar zum Tagwasserstau neigt. Unter Böden der Terrae calcis-Gruppe ist demnach keine besondere Karrenbildung zu erwarten. Dies konnte auch an den erst teilweise exhumierten Karren mit Bodenresten festgestellt werden, die fast durchwegs den Rendsinen angehörten.

Bei flächigem Abfluß an der Grenzfläche Boden/Gestein bilden sich keine spezifischen Karrenformen aus. Kleinflächige Aufschlüsse, wie sie durch Windwurf entwurzelter Bäume entstehen, zeigen eine flachwellig korrodierte Gesteinsoberfläche, an der die Inhomogenitäten des Gesteins, wie Hornsteinbänder oder Fossilien, herausmodelliert werden (Oberseegebiet, Reitsteig).

Erfolgt der Abfluß unter Bodenbedeckung gerichtet, d. h. annähernd linienhaft, so entstehen die *Rundkarren*, deren Verlauf von der Neigung der bedeckten Gesteinsfläche abhängig ist. Wie bereits die Bezeichnung andeutet, weisen diese Karren gut gerundete, U-förmige Querschnitte auf. Die scharf abgesetzten Zwischenstege fehlen, alle Rauigkeiten der Gesteinsoberfläche sind infolge der langwirkenden Korrosion geglättet und zugerundet. Scharfe Zacken sind nur dort vorhanden, wo sich die Rundkarren bei fortschreitender Korrosion verschneiden und Reste der Zwischenstege übriggeblieben sind. Vielfach weisen die Querschnitte der Rundkarren Übersteilungen auf, die nur bei langsamer Feuchtigkeitsabgabe aus einem die Rinne erfüllenden Bodenkörper an die Seitenflanken entstehen können. Alle diese Formen und die oft röhrenartigen Hohlkarren sind zum Teil auf natürliche Weise freigelegt und der Beobachtung zugänglich. Man kann an vielen Stellen beobachten, daß sich die rezent freiliegenden Rundkarren unter dem anschließenden bedeckten Bereich fortsetzen. Die teilweise Erfüllung dieser Karren mit Restkörpern des Bodens lassen erkennen, daß früher größere Areale von Boden und Vegetation bedeckt waren und daß sich vor allem an den Karren als Kleinformen der Karstlandschaft Klima- und Vegetationsveränderungen ablesen lassen. Diese Erkenntnis führte dazu, daß in der Literatur fast durchwegs behauptet wurde, daß die Rundkarren sich aus ehemals freiliegend gebildeten Karren entwickelt hätten. Eine genaue Untersuchung der Karren zeigt, daß schon allein aus den gravierenden Unterschieden in der Physiognomie und in der Anlage bzw. im Verlauf die subkutanen Karren *primär* unter Bodenbedeckung entstanden sind und sich keineswegs auf umgestaltete Rinnenkarren zurückführen lassen. W. KURZ und F. ZWITTKOVITS (1963), M. H. FINK (1969) und A. LECHNER (1969) sind unabhängig voneinander in den Nördlichen Kalkalpen zu diesem Ergebnis gelangt, so daß es heute gesichert ist, daß die Rundkarren eine primäre Form darstellen. Man kann sie mit F. ZWITTKOVITS (1969) sogar als Leitform für die subkutane Bildung bezeichnen. Die gerundete, andersartige Form der Karren, ihr Abstand und Verlauf zueinander, der in flacherem Bereich ein förmliches Labyrinth von Rundkarren verursacht, ferner die größere Dimension, was Breite und Tiefe betrifft, unterscheidet sie eindeutig von den freiliegend gebildeten Formen,

die stets enger geschart sind und niemals einen labyrinthartigen Verlauf zeigen. Nach Freilegung der Rundkarren sind diese den Atmosphärien ausgesetzt und unterliegen naturgemäß einer Umgestaltung. Einerseits führt das frei abfließende Wasser zu einer korrosiven Überprägung der primären Rundkarren in Form von Firstrillen und zur Eintiefung eines Sohlencanyons, andererseits zu einer teilweisen Zerstörung der Vollformen infolge mechanischer Verwitterung und Auffüllung der Hohlform mit Frostschutt.

Bei steilerer Neigung pendeln die Rundkarren nahe der Fallinie, bei flacheren Gesteinsflächen haben sie mäandrierenden bis unregelmäßigen Verlauf, was zu Verschneidungen Anlaß gibt, wodurch ein Karrenlabyrinth entsteht.

Im Dürrensteingebiet treten die subkutanen Karren ab einer Höhe von rund 1100 m auf und reichen bis in die höchsten Teile des Gebirges. Steigt man das Seetal aufwärts, so begegnet man den ersten Rundkarren oberhalb des Ludwigsfalles und findet sie bereits häufig in der Umgebung des Obersees. Der Bereich um 1200 - 1400 m ist gekennzeichnet als Intensivzone der subkutanen Karrenbildung. Wenn die Korrosion entlang von steilstehenden Strukturen in die Tiefe tastet, entstehen die mächtigen, mehr als metertiefen Rundkarren, wie sie beiderseits des Reitsteiges zwischen Buxbartmauer und Luckenbrunn auftreten und die Begehung des Stainzenkogel-Nordhanges sowie des Gamsecker Grabens erschweren. Die Flanke des Stainzenkogels zum Gamsecker Graben stellt eine "Musterlandschaft" für die subkutane Karrenbildung und darüber hinaus auch für andere Karstformen dar. Sind diese Bereiche größtenteils noch heute unter Boden und Vegetation und somit eine Zone der rezenten subkutanen Weiterbildung der Karren, so sind in den höheren Gebirgstteilen Rundkarren anzutreffen, die zur Gänze freigelegt und in Umformung begriffen sind. Besonders deutlich kann dies am Springkogel, bei Kammern und im Karrenfeld nördlich des Gipfels festgestellt werden. Nicht strukturgebundene Formen erreichen Tiefen bis zu 50 Zentimeter.

Der Dachsteinkalk weist am Dürrenstein neben seiner typischen Bankung gelegentlich auch dünnere Schichten auf, die von den subkutanen Karren korrosiv in Restplatten zerlegt werden, die nur locker an wenigen Punkten aufeinander liegen, wodurch sie sehr labil sind. Unter Mitwirkung von Spaltenfrost und Schneedruck entsteht Blockwerk und Bruchschutt, der sich in den Hohlformen ansammelt.

Eine Sonderform der subkutanen Karren stellen manche *T r i c h t e r - k a r r e n* dar, die auf Korrosion unter einzelnen Bodenpolster zurückgeführt werden können. Die größte Verbreitung weisen im Dürrensteingebiet die subkutan geformten Kluftkarren auf.

Die oben beschriebenen Karrenformen sind strukturunabhängig, wobei das flächig oder linienhaft abfließende Wasser sich lediglich nach den Gesetzen der Gravitation in eine annähernd homogene Fläche aus Karstgestein korrosiv eintieft. Von der Dynamik des Fließvorganges her gesehen, sind die dabei entstehenden Karren *f r e i e* Formen; hingegen die den Strukturen (die im übrigen zutreffender als Texturen zu bezeichnen wären) folgenden Karren *g e b u n - d e n e* Formen, deren Verlauf und Konfiguration von Raumlage und Wasserwegsamkeit der sedimentären oder tektonischen Inhomogenitäten aufgezwungen wird.

Die Klassifikation der Karren kann nach verschiedenen Kriterien vorgenommen werden, wobei es sich jedoch als zweckmäßig erweist, nach Bildungsbedingungen vorzugehen. Erst in zweiter Linie werden die Abflußverhältnisse herangezogen, wobei man zwischen flächigem, linienhaftem und strukturgebundenem Abfluß differenzieren kann. F. ZWITTKOVITS (1969) hat mit Recht betont, daß eine Systematik der Karrenbildung niemals vom Gestein und seinen Inhomogenitäten

her gewonnen werden kann, wenn dies auch gelegentlich in Verkenning der tatsächlichen Verhältnisse versucht wurde. Die Inhomogenitäten des Gesteins führten lediglich zu einer Modifizierung des Abflusses und der Formgebung. Schon in der älteren Karstliteratur finden wir die Betonung der Strukturen für die Formung der Karren, und die Systematik von H. CRAMER (1935) beinhaltet Karren an Kluft-, Schicht- und Bankungsfugen.

Im Dürrensteingebiet haben die Klüfte eine sehr große Bedeutung für die Karrenbildung; bei sehr dichter Kluftscharung wird der freie, strukturunabhängige Abfluß fast zur Gänze unmöglich gemacht und es dominieren die tiefen und zumeist mehrere Meter langen Kluftkarren, bei denen der Lösungsabtrag oft so groß ist, daß bei Verschneidung befahrbare Karrenschächte (z. B. Kammern, Springkogel) entstehen. Vor allem die flachgelagerten Dachsteinkalkbänke werden von einem dichten Kluftnetz mit dominanter NE-Richtung durchzogen, das praktisch überall zur Karrenbildung Anlaß gibt. Eindrucksvolle Beispiele dafür bieten die Karrenfelder nördlich des Gipfels, am Springkogel und bei Kammern. Sogar das engmaschige Netz der Kleinklüfte und die feinen, schichtparallelen Fugen sind in die korrosive Formgebung einbezogen. Dies kann besonders gut am Notten in 1620 m beobachtet werden, wo die Lösung auch den kleinsten Gesteinsfugen nachtastet. Daß die Kluftkarren des Dürrensteins zum überwiegenden Teil in den subkutanen Formungsprozeß einbezogen waren oder noch sind, wurde bereits an anderer Stelle betont. Dementsprechend sind die Querschnitte der Kluftkarren als gerundete und geglättete Formen gestaltet. Durch Verschneidung von Kluftkarren des freien Bereiches entstanden in der Schneelochmulde nördlich des Gipfels in 1790 m Höhe Spitzkarren, die als 1 m hohe Vollformen in Erscheinung treten.

An Sonderformen der Karrenbildung sind am Dürrenstein anzutreffen: **U f e r k a r r e n** auf vom Seebach bespülten Felsflächen unterhalb des Mittersees in rund 760 m Höhe. Es handelt sich dabei um etwa 1-2 cm breite und ebenso tiefe anastomosierende Rillen mit gerundetem Querschnitt, die sich auf rhythmische Wellenbewegung am Ufersaum zurückführen lassen. Sie kommen sowohl subaquatisch als auch über dem Wasserspiegel vor, allerdings nur so weit, als dies der höheren Wasserführung entspricht. Da sie auch in größeren Wassertiefen fehlen, läßt sich ihre Verbreitung unschwierig nur an dem Ufersaum erkennen. An der Formung selbst sind sowohl korrosive als auch erosive Kräfte (Evorsion) beteiligt.

An den Karrenfeldern des Dürrensteins kommen vereinzelt auch **K a r s t t i s c h e** vor, von denen der im Karrenfeld Kammern hervorzuheben ist. Karstische, z. T. früher auch als Karrentische benannt, sind sockelförmige Erhebungen über einer Fläche aus verkarstungsfähigem Gestein und tragen einen Deckblock, der das darunter befindliche Gestein vor der Abtragung schützt. Die umgebende, der Verwitterung voll ausgesetzte Felsfläche wird allmählich erniedrigt, die vom Deckblock geschützte Stelle hingegen behält die Höhe der Ausgangsfläche bei und ragt um etwa 10 bis 20 cm empor. Die Karsttische sind in den westlichen Kalkhochalpenstöcken nicht selten und werden zur Bestimmung des Kalkabtrages herangezogen. H. TRIMMEL (1971/72) hat eine Zusammenstellung der zerstreuten und bis zum Jahre 1883 zurückreichenden Literatur über diese Formen besorgt. Mit großer Übereinstimmung wird in den Kalkalpen die Sockelhöhe der Karsttische angegeben. Unter Berücksichtigung der in den Hochplateaus der nördlichen Kalkalpen erst seit dem Gschnitz bzw. Daun, in den niederösterreichischen Kalkalpen seit dem Würm, eisfrei gewordenen Felsflächen ergibt sich ein spät- bis postglazialer Lösungsabtrag auf homogenem Fels von durchschnittlich 15 cm, das entspricht einem Abtrag von rund 1,5 cm im Jahrtausend. Dieser Betrag konnte einerseits durch morphologische Untersuchungen an Karrenrinnen und Felsfußzacken (z. B. F. BAUER 1958), andererseits durch Lösungsmessungen (z. B. A. BÖGLI 1960, W. KURZ - F. ZWITTKOVITS 1963) bestätigt werden.

Abschließend sollen unter den Sonderformen der Karrenbildung die von G. GÖTZINGER (1912) beschriebenen Grübchenkarren aus 24 m Tiefe des Lunzer Untersees nicht unerwähnt bleiben.

Karren in größerer geschlossener Verbreitung, so daß man von Karrenfeldern sprechen kann, sind am Dürrenstein an einigen Stellen vorhanden. Die bedeutendsten sind:

1. Karrenfeld nördlich des Gipfels, Höhe um 1820 m.

Ausgangsfläche für die Karrenbildung ist hier eine durchschnittlich 10 Grad gegen Süd einfallende Dachsteinkalkbank, deren Dachfläche auf etwa 80 m Länge und 60 m Breite vollkommen vegetationslos zutage tritt. Das Karrenfeld geht nach einer Stufe zur tieferen Kalkbank gegen Süden in die meist schneebedeckte, große asymmetrische Trichterdoline beim Gipfel über. Es weist größtenteils subkutane Karren auf, untergeordnet sind auch Firstrillen und freiliegend gebildete Mäanderkarren anzutreffen. Auffallend sind die langgestreckten ENE bis NE orientierten Kluftkarren, die ebenfalls eine subkutane Zurundung aufweisen.

2. Karrenfeld Springkogel (1600-1680 m).

Dieses Gebiet ist das flächenmäßig ausgedehnteste Karrenfeld am Dürrenstein und zieht als breiter Streifen ohne wesentliche Boden- und Vegetationsbedeckung vom Abhang des Springkogels (1685 m) rund 700 m weit in nördlicher Richtung bis zum Fuß des Roßecks. An diesem Karrenfeld macht sich mehr noch als bei den anderen die Exposition des Geländes bemerkbar. Das Karrenfeld Springkogel befindet sich am ostschauenden Abhang, nur wenig unterhalb der Höhenzone Springkogel-Roßbeck und somit im Lee der vorherrschenden Westwinde, was sich hier durch eine mächtige und langandauernde Schneedecke auswirkt. Diese bis in den Sommer vorhandene Schneedecke verhindert in einem schmalen Geländestreifen das Aufkommen der Vegetation. Die meisten Karren dieses Gebietes sind allerdings unter Bodenbedeckung entstanden, wie die langen, NE-gerichteten Kluftkarren gegen den Roßecksattel hin beweisen. Daneben kommen nicht strukturgebundene Rund- und Hohlkarren, z. T. auch mit mäandrierendem Verlauf, vor. Karrenbecken (Kamenice) sind subkutan angelegt und werden durch episodische Wasseransammlung freiliegend weitergebildet. Auf den Schichtköpfen der Dachsteinkalkbänke, also auf sehr steilen Flächen, sind Rinnenkarren mit scharfen Zwischenstegen und geradlinigem Verlauf festzustellen. Durch Verschneidung von Kluftkarren sind freistehende, bis zu 3 cm hohe Felspfeiler (Stockkarren) entstanden. Skulpturformen kommen nur untergeordnet vor.

3. Karrenfeld Kammern (Höhe um 1520 m).

Das Karrenfeld Kammern befindet sich südöstlich oberhalb der Legsteinalm und gehört infolge seiner Geschlossenheit zu den eindrucksvollsten des Dürrensteins. Es handelt sich um ein Gebiet flach einfallender Schichten, die, von einer alten Karsttalung angeschnitten, einen typischen "Schichttreppenkarst" bilden. Die größtenteils freiliegenden Schichtflächen sind die bevorzugten Ausgangsflächen für die Karrenbildung.

Eine flach (um 5 Grad) gegen Südosten einfallende Dachsteinkalkbank streicht vom Steig etwa 150 m gegen SW und weist eine freiliegende Dachfläche auf, die von Karren verschiedener Form und Entstehung zur Gänze aufgelöst ist. Die Gesteinsoberfläche ist korrosiv geglättet und läßt zahlreiche schöne Megalodonten erkennen. Eindeutig vorherrschend sind Kluftkarren, die parallel zueinander angeordnet in WSW-ENE-Richtung verlaufen. Die Längserstreckung beträgt hier mehr als 10 m, die Tiefe bis zu einigen Metern. An manchen Stellen sind infolge Verschneidung mit Karren an Querklüfte "Karrenschächte" mit befahrbaren Aus-

maßen entstanden. Die gerundeten oberen Teile dieser Kluftkarren, ferner stellenweise vorhandene Restpolster von Boden und Vegetation deuten auf subkutane Ausbildung hin. Diese Formen, z. T. auch als Mäanderkarren an den flachen Stellen, weisen an ihren Rändern Firstrillen auf, die erst nach der Freilegung entstanden sein können. Von Bedeutung ist ferner ein großer Karsttisch, dessen Sockel etwa 20 cm über die Oberfläche des Karrenfeldes herausragt und der einen Deckblock aus Dachsteinkalk trägt (vgl. Bildteil).

B) DIE UNTERIRDISCHEN KARSTFORMEN

1. DIE HÖHLEN DES DÜRRENSTEINGEBIETES

Der Dürrenstein weist in der Gebirgsgruppengliederung des Österreichischen Höhlenverzeichnisses die Kennziffer 1815 auf. Dieses für das gesamte Bundesgebiet nach einheitlichen Grundsätzen aufgebaute Verzeichnis ist nach Gebirgsgruppen geordnet, die mit vierstelligen Kennziffern versehen sind, aus denen die ungefähre Lage ersichtlich ist. Die Ziffer 1815 hat demnach folgende Bedeutung:

- 1 Großeinheit Nördliche Kalkalpen (+ Alpenvorland und Flyschzone)
- 8 Hauptgruppe Steirisch-niederösterreichische Kalkalpen
- 1 Untergruppe Lassingalpen
- 5 Teilgruppe Dürrenstein.

Die im Höhlenverzeichnis geführte Teilgruppe Dürrenstein weist folgende Umgrenzung auf: Klaus - Lassingbach - Rothwald - Bärenrißsattel - Ois bis Langau - Durchlaß - Lunzer See - Seekopfsattel - Ybbs bis Steinbach-Einmündung - Steinbach - Tremml - Klaus.

Innerhalb dieser Gebirgsgruppenumgrenzung sind bis zum Jahresbeginn 1973 insgesamt 120 Höhlen in den Höhlenkataster aufgenommen. Es handelt sich dabei durchwegs um Karsthöhlen. Die Katasterführung obliegt dem Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, auch für den Bereich, der bereits auf das Bundesland Steiermark übergreift. Die Numerierung der einzelnen Höhlen erfolgte bei der Aufstellung des Katasters (R. PIRKER - H. TRIMMEL 1954) nach der alphabetischen Ordnung, in der Folgezeit nach der Reihenfolge ihrer Aufnahme.

Am Beginn der höhlenkundlichen Tätigkeit in unserem Gebiet steht der Name C. FRUHWIRTH (1882), der in seinem kleinen Führer auf den Dürrenstein einige Höhlen erwähnt. Die erste umfassende geomorphologische Studie von G. GÖTZINGER (1912) brachte außer der Untersuchung des Lochbaches praktisch keine speläologisch bedeutsamen Ergebnisse. Die nicht sehr intensive Bearbeitung der Hackermauerneishöhle, die damals als "Lunzer Eishöhle" bekannt war, durch M. MÜLLNER und die Befahrung des Dürrensteinplateauschachtes ("Ludwig-Schwab-Höhle") durch R. BÜTTNER (1929/31) fällt in die Zwanzigerjahre.

Ein wesentlicher Impuls, der wegen der Zeitgunst allerdings erst rund 30 Jahre später wirksam werden konnte, wurde durch W. ABRAHAMCZIK (1935) mit seiner Dissertation über die Höhlen des Lunzer Gebietes gegeben. Der Schwerpunkt seiner Forschungen lag zwar in den Kalkvoralpen im Bereich des Schöfftaler Waldes, doch konnte W. ABRAHAMCZIK in Verbindung mit dem Geologen A. RÜTTNER auch große Teile des Dürrensteingebietes begehen, wo er einige Höhlen auf dem damals sorgfältig bewahrten und für die Allgemeinheit unzugänglichen Stainzenkogel erkundete.

So gelang es W. ABRAHAMCZIK, den Eingang zur Unteren Luckenbrunnhöhle ausfindig zu machen, die sich später als ein Teil der Lechnerweidhöhle herausstellte, womit ihm die Entdeckung der größten Höhle des Dürrensteins, derzeit zugleich auch der größten Höhle Niederösterreichs, zu verdanken ist. F. WALDNER (1949) gibt eine Übersicht über Höhlen des westlichen Dürrensteinplateaus, die er 1944 anlässlich einer Exkursion erkundet hatte.

Die Forschungen im Rahmen des Landesvereins für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich setzen 1956 mit der Bearbeitung und Vermessung der Hackermauerneishöhle (1815/8) ein und werden 1959 in der gleichen Höhle unter der Teilnahme des Verfassers fortgesetzt. Der gewaltige Aufschwung der aktuellen Forschungstätigkeit wird durch die Studie über Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen eingeleitet (M. H. FINK 1967), in der der Dürrenstein zu einem der bedeutendsten Höhlengebiete wird. Allein aus der Zahl der katastermäßig erfaßten Höhlen läßt sich das Ausmaß der intensiveren speläologischen Tätigkeit erkennen. Im Jahre 1962, vor der ersten Forschungswoche auf der Pauschenalm, enthielt der Höhlenkataster lediglich 28 Objekte. Die stattliche Zahl von derzeit 120 Höhlen ist das Ergebnis einer zehnjährigen Gemeinschaftsforschung, die von einigen wenigen begeisterten Kameraden des Landesvereins für Höhlenkunde getragen wurde, die alljährlich eine Woche lang mit beispielhafter Einsatzfreude Erkundungs-, Forschungs- und Vermessungstätigkeit ober und unter Tag geleistet haben. Das Ausmaß der geleisteten Arbeit wird am Beispiel der Vermessungstätigkeit besonders deutlich. Vor Beginn der vereinsmäßigen Forschungen waren im Dürrensteingebiet nur 78 m Höhlenstrecken vermessen; Ende 1972 hingegen bereits 6.654 m Höhlengelände auf Plänen festgehalten. Forschungen unter Tag, im schwierigsten Höhlengelände (rund 2/3 der Höhlen weisen Schachtabstiege auf!), sind für eine Einzelperson undurchführbar; sie sind nur möglich im Rahmen einer Gemeinschaft, in der hochqualifizierte "Amateure" und Wissenschaftler sich ergänzen. So ist der folgende Abschnitt über die Höhlen gleichzeitig als ein Denkmal für die an der Forschung beteiligten Kameraden, die Helfer und Wegbereiter der Wissenschaft sind, zu werten.

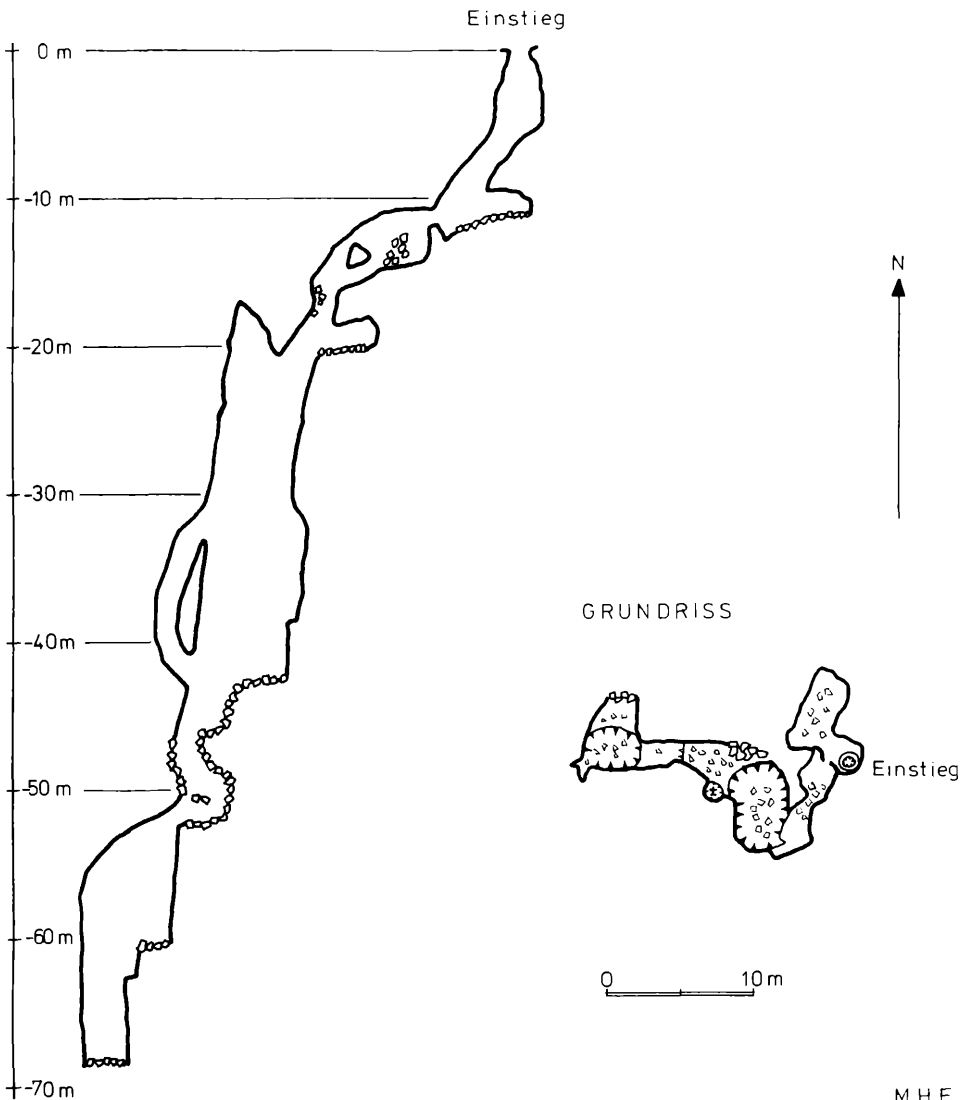
DÜRRENSTEINPLATEAUSCHACHT

(1815/5) SW HIERZECKSATTEL, Sh 1440 m

Planaufnahme H ILMING G STUMMER / 1966

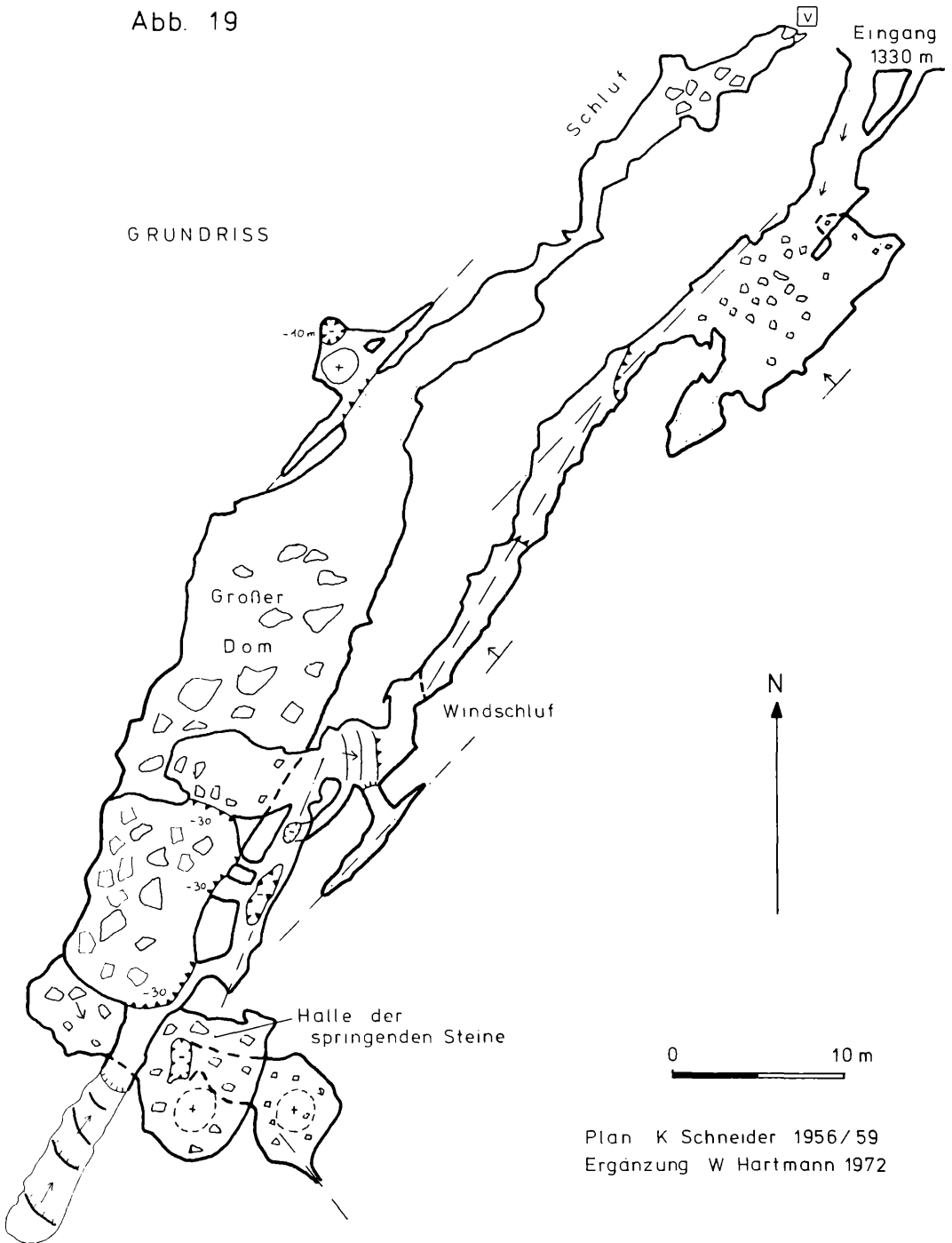
LÄNGSSCHNITT

Abb. 18



HACKERMAUERNEISHÖHLE (1815 / 8) im Nordabfall des Scheiblingsteins

Abb. 19



Plan K Schneider 1956/59
Ergänzung W Hartmann 1972

1 Brüllender Stier (1100 m)

Unbefahrbare, vom Seebach durchströmte Wasserhöhle zwischen der Doline oberhalb und der Schwarzlacke. Wassergeräusch (Name!) an zwei Tagöffnungen vernehmbar. Liaskalk. Vgl. Abschnitt Karsthydrographie.

2 Daglucke (1395 m)

Am Nordhang des Stainzenkogels. 10 m lange und 3 m breite Schachttöffnung. Länge unbekannt.

3 Daglucke (1580 m)

Am Scheiblingstein, zwischen Gipfel und Scheibe. Schachthöhle mit rund 30 m Tiefe. Dachsteinkalk.

4 Dürrensteingipfelhöhle (1820 m)

Nordwestlich des Dürrensteingipfels, unweit des bezeichneten Aufstiegsweges. Länge 5 m. Dachsteinkalk. An Verwerfung (NW-SE) angelegter Gang mit kleiner Kammer.

5 Dürrensteinplateauschacht (1440 m)

Südwestlich vom Hierzecksattel.
Länge 80 m, Tiefe -68 m. Dachsteinkalk.

Vom versteckt liegenden engen Einstieg führt ein senkrechter Abstieg von 5 m auf eine schräg gegen NW abfallende Rampe, von der ein weiterer kurzer Abstieg in der gleichen Raumfolge anschließt. Von hier wechselt man durch ein Felsfenster in einen Parallelraum, der klufgebunden und mit grobem Blockwerk erfüllt ist. Zwei übereinander befindliche Röhren führen zum Einstieg in den schachtartigen "Dom". Nach 22 m senkrechtem Abstieg wird der blockerfüllte Grund dieses Schachtraumes erreicht. Eine tiefere Stufe aus Blockwerk leitet zu einem labilen Durchstieg, der erst anlässlich der Erforschung und Planaufnahme zu Pfingsten 1966 freigelegt werden konnte. Zwei weitere Schachtabsätze von je 7 - 8 m führen zum Endraum, einem schuttverlegten Schachtgrund, der zugleich die tiefste erforschte Stelle der Höhle darstellt.

6 Grünloch (1440 m)

Südwestlich der Karstmulde "Grünloch", unweit des Hierzecksattels. Länge 6 m. Dachsteindolomit. Schachtartiger Einstieg führt in eine SW-gerichtete Kammer.

7 Hackermauernausbruchshöhle (ca. 900 m)

Im felsigen Nordwesthang des Scheiblingsteins, der sogenannten Hackermauer. Länge rund 20 m. Großes Höhlenportal.

8 Hackermauerneishöhle (1330 m)

Im Nordabfall des Scheiblingsteins.
Länge rund 320 m, Höhenunterschied 50 m. Dachsteinkalk.

Vom unscheinbaren Eingang leitet in südöstlicher Richtung ein klufgebundener Gang nach 12 m in eine kleine Halle, an die sich zwei Nischen an der Südostseite anschließen. In dieser Halle und in der anschließenden Hauptfortsetzung treten im

Frühjahr mächtige Eisbildungen auf. Über eine aufwärtsführende Steilstufe gelangt man in einen Kluftgang, der nach SW ansteigt, um sich nach 16 m beim "Windschluf" zu verengen. Dieser Gang wird bis hierher von einem anderen, gleich verlaufenden, unterlagert, der vom Beginn der Steilstufe seinen Ausgang nimmt. Nach dieser Engstelle folgt eine Raumerweiterung, die westwärts über steile, karrenzerfurchte Felsplatten zu einer ebenen, aus Blockwerk bestehenden Plattform ansteigt, die bereits hoch oben in den "Großen Dom" ausmündet, dessen Sohle sich rund 30 m tiefer befindet. Unmittelbar vor dieser Plattform führt in SSW-Richtung ein 11 m langer, kluftgebundener Gang weiter, der von zwei kleineren Schächten unterbrochen ist und der mit drei seitlichen Fenstern ebenfalls eine Verbindung mit dem oberen, deckennahen Teil des Großen Domes besitzt. Vom letzten Felsfenster kann in heikler Kletterei zu einer Fortsetzung traversiert werden, die allerdings schon nach 20 m endet.

Nach einem senkrechten Abstieg von 30 Metern wird die aus mächtigen Blöcken bestehende Sohle des 30 m langen und bis zu 10 m breiten Großen Domes erreicht, der zu den eindrucksvollsten Höhlenräumen im Dürrensteingebiet gehört. Im südlichen Teil geht dieser steil abfallend in die "Halle der springenden Steine" über, von deren Mitte ein zwischen Blöcken ansetzender Gang die Verbindung zu einem östlich anschließenden, größeren Raum herstellt, der in einen gewaltigen Schlot übergeht. Gegen Nordosten verschmälert und erniedrigt sich der "Große Dom" zu einem schichtgebundenen Gang, der nach 16 m in eine Schlufstrecke übergeht, die verhältnismäßig nahe der Oberfläche ihr Ende findet. Von der Nordwestwand des Ganges bricht eine 7 m tiefe Felsstufe zu einem 14 m langen, SW-NE verlaufenden Kluftgang ab, der sich in seinem Mittelabschnitt zu einem schlotartigen Raum erweitert, von dem ein engräumiger Schacht 10 m in die Tiefe führt.

Die Dachsteinkalkbänke fallen im Höhlenbereich unter 30 Grad gegen NW ein. Der Verlauf und die Anlage der meisten Höhlenräume wird durch parallele, SW-NE streichende, steilstehende Klüfte bestimmt. Die raumbestimmenden tektonischen Flächen sind parallel zur Streichungsrichtung der Schichten und parallel zur Überschiebungsfläche der Ötscherdecke orientiert, in deren Stirnbereich sich die Höhle befindet.

Die schon seit langem bekannte, früher auch als "Lunzer Eishöhle" bezeichnete großräumige Höhle wurde in den Jahren 1956 und 1959 vom Landesverein für Höhlenkunde bearbeitet und vermessen (E. SOLAR 1957). Der Plan wurde von M. H. FINK (1967) zum erstenmal veröffentlicht; die Darstellung auf Abb. 19 entspricht dem Forschungsstand von 1972.

9 Hühnerkogellucke (1450 m)

Am Südwesthang des Großen Hühnerkogels. Länge (Tiefe) rund 12 m. Dachsteinkalk. Schachthöhle mit Firnkegel in 12 m Tiefe. (F. WALDNER 1949).

10 Karlslucke (rd. 1870 m)

Felsnische in den gebankten Steilwänden südlich des Dürrensteingipfels. Länge 3 m. Dachsteinkalk. (F. WALDNER 1949).

11a Obere Lechnergrabenhöhle (1200 m)

Im südlichen Hang des Lechnergrabens, westlich vom "Almgatterl". Länge 4 m. Dolomitischer Dachsteinkalk.

11b Untere Lechnergrabenhöhle (1180 m)

Im südlichen Hang des Lechnergrabens, westlich vom "Almgatterl", unterhalb von 1815/11a. Länge 5 m. Dolomitischer Dachsteinkalk.

12 Lochbach (690 m)

Diese sehr interessante Höhlenquelle befindet sich am rechten Hang des Seetales am Nordwestfuß des Scheiblingsteinmassives. Länge 82 m (+ 40 m Tauchstrecke), Höhenunterschied - 34 m (-48 m). Liaskalk.

Vom senkrecht in die Tiefe führenden Schachteinstieg zieht in nordwestlicher Richtung ein episodisch aktives Bachbett abwärts, das von der Fahrstraße mittels einer Brücke übersetzt wird und alsbald in den Seebach einmündet. Je nach Witterung und Wasserdargebot aus dem Einzugsgebiet, das wohl zur Gänze dem Bereich des Scheiblingsteins (1622 m) angehört, sind die Wasserverhältnisse im Bachbett und in der Höhle selbst verschieden und bestimmen die Befahrbarkeit. Bei Hochwassersituation entströmt das Wasser vorerst aus den tieferen Teilen des Bachbettes und verlagert seine Austrittsstelle immer mehr aufwärts, bis schließlich das Wasser aus dem Schacht selbst als mächtiger Bach austritt. Die meiste Zeit des Jahres liegt der Einstiegsschacht jedoch trocken und man kann - je nach Wasserstand - mehr oder weniger tief in das Höhlensystem eindringen.

Der Einstiegsschacht ist ellipsenförmig, etwa 7 m lang und 3 m breit und an einer NE-streichenden Kluft angelegt. Nach 7 m senkrechtem Abstieg erreicht man seine schuttbedeckte Sohle, die gegen SW abfällt. Die hier in die Tiefe führende Hauptfortsetzung leitet zunächst großräumig über Blockwerk und zwischen Baumstämmen hindurch zu einem niedrigeren Gang, der rund 45° Neigung aufweist und der in den horizontalen, West-Ost verlaufenden "Blanken Gang" einmündet. Dieser 20 m lange Gang weist ein schräggestelltes Ellipsenprofil und zwei größere Wasserbecken auf. Bemerkenswert sind die zahlreichen Fließfacetten an den Felsflächen. Kurz nach dem zweiten Wasserbecken biegt der Gang spitzwinklig nach SW um und führt, der raumbestimmenden Schichtfuge folgend, unter 35° sich versteilend abwärts, um nach 15 m in den mächtigen Siphon einzutauchen. Bei einem Tauchversuch im Februar 1973 wurde 40 m weit vorgestoßen, ohne das Ende des Siphons erreicht zu haben. Der tiefste Punkt lag etwa 13 m unter dem Wasserspiegel (-35 m), die Umkehrstelle in einem aufsteigenden Ast bei 5 m Tiefe. Die durchtauchte Strecke ist durchwegs großräumig, die Sohle teils geröllbedeckt, teils blank.

13 Ofenloch (1459 m)

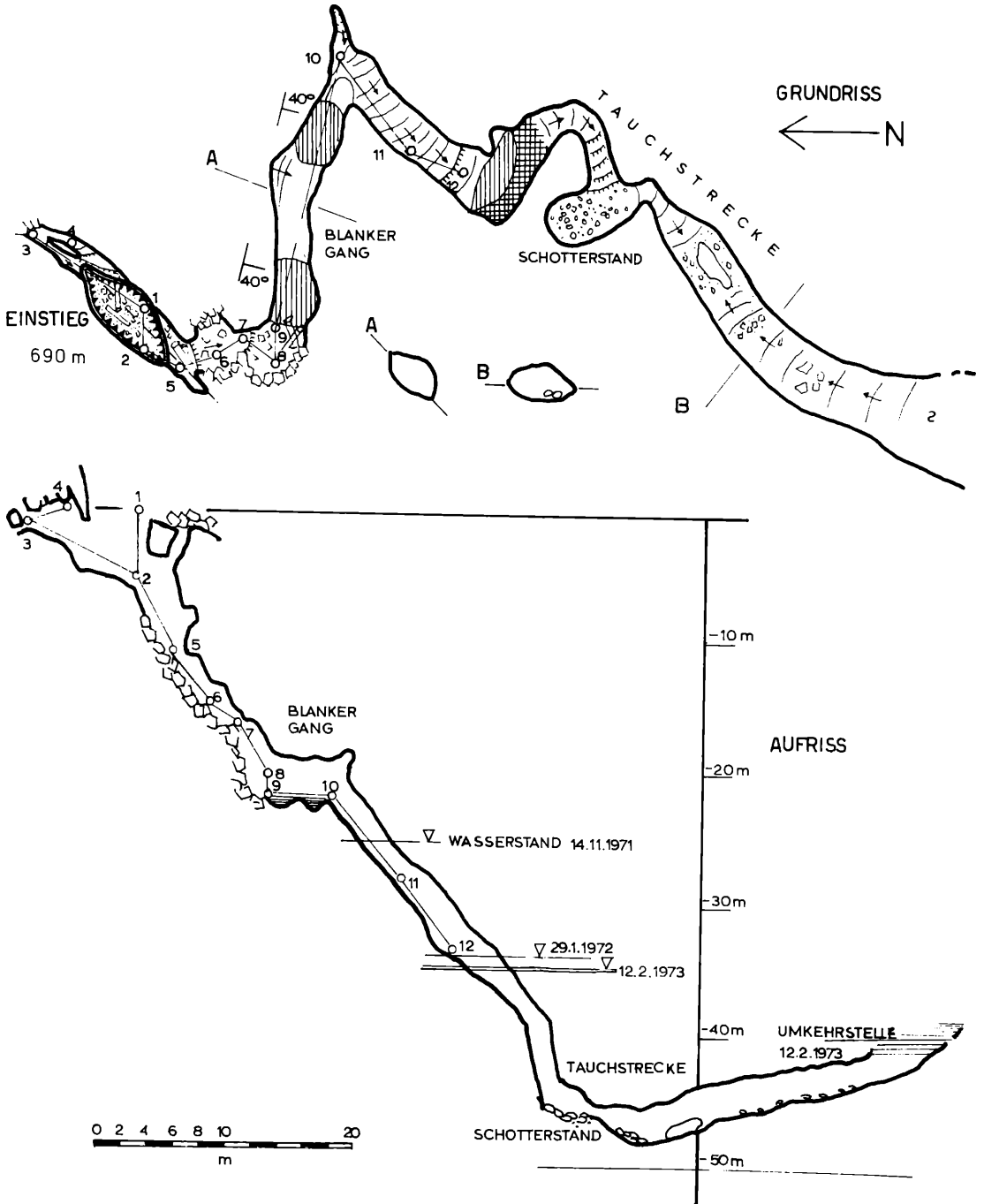
Am Rand der Karstmulde östlich des Schwarzkogels. Länge mehr als 22 m. Dachsteinkalk.

Die Höhle ist schon seit langer Zeit bekannt, da sie unweit einer alten Besitzgrenze liegt. Das Portal ist auch in der Österreichischen Karte 1:50.000, Blatt 71, lagerichtig eingezeichnet.

Sie besteht aus zwei Teilen, einer geräumigen Halle und einem damit in Verbindung stehenden Schacht. Die Halle weist ein 8 m breites und bis zu 5 m hohes Portal auf, das schon von weitem zu erkennen ist. Sie zieht in nördlicher Richtung abwärts, verjüngt sich zu einer unbefahrbaren Spalte und findet nach 22 m ihr Ende. Die größte Raumhöhe beträgt 12 m. Die Halle ist an zwei bergwärts konvergierenden Verwerfungen angelegt, von denen die eine N 040°E, die andere N 020°E streicht. An der Decke ist eine mäandrierende Spalte vorhanden. Oberhalb des Portals führt eine Karstgasse zu einem Schacht, der in einen Raum führt, welcher mit der erwähnten Halle durch eine Öffnung in Verbindung steht. An der Basis des Schachtes befindet sich ein Firnkegel.

LOCHBACH (1815/12) Seetal

Abb. 20



Von besonderem Interesse sind die verschiedenen alten Felsritzungen des Ofenloches, die vor allem in der Halle an einer Harnischfläche angebracht sind. Die problematischste Inschrift hat H. ILMING (1963) beschrieben. Beim Einstieg des Schachtes sind vier Kreuze eingemeißelt. Die erste Beschreibung der Höhle, die auch zoologisch bedeutsam ist, stammt von C. FRUHWIRTH (1882).

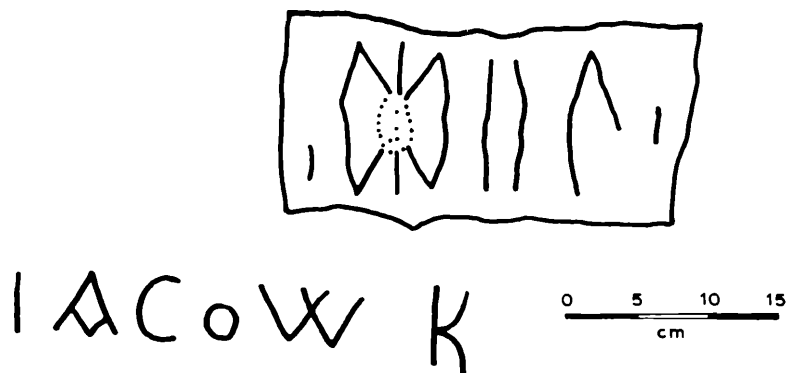


Abb. 21: Ritzzeichen und alte Inschrift aus dem Ofenloch

14 Scheiblingsteinschacht

Genauere Lage ungewiß.

15 Schermofen (1440 m)

300 m nordöstlich des Hierzecksattels, wenige Schritte links vom markierten Weg Ybbstalerhütte-Lechnergraben. Länge 140 m. Tiefe 103 m. Dachsteinkalk.

Durch den Einstieg erreicht man die steil in nördlicher Richtung abfallende Vorhalle, die bereits nach 10 Metern 5 m tief zum "Schermstand" abbricht, von dem eine weitere 4 m tiefe Steilstufe zu einer Verflachung, der "Polterkammer" abbricht. Von hier leiten zwei übereinander befindliche Schlufstrecken zum 8 m breiten und 9 m langen "Taufsteindom", der zwei verschieden hohe Felsterrassen aufweist. Die tiefere Plattform vermittelt einerseits den Zustieg zu einem engen, erst teilweise erforschten Canyon, andererseits den Abstieg zum 15 m tiefen "Schacht des Charon", von dem aus nach Überwindung des sehr engen, weiter abwärts führenden "Cerberuscanyon" der eindrucksvolle, 40 m tiefe "Hadesschacht" erreicht werden kann. Der Schachtgrund stellt mit -103 m den tiefsten Punkt der Höhle dar.

16 Reitbauernlucke (1360 m)

Westlich der Ybbstalerhütte, am Abhang des Hierzecks. Länge 20 m, Tiefe 10 m; Dachsteinkalk. Schachthöhle mit engräumigem, 8 m langem Horizontalgang, der 4 m über dem Schachtgrund ansetzt.

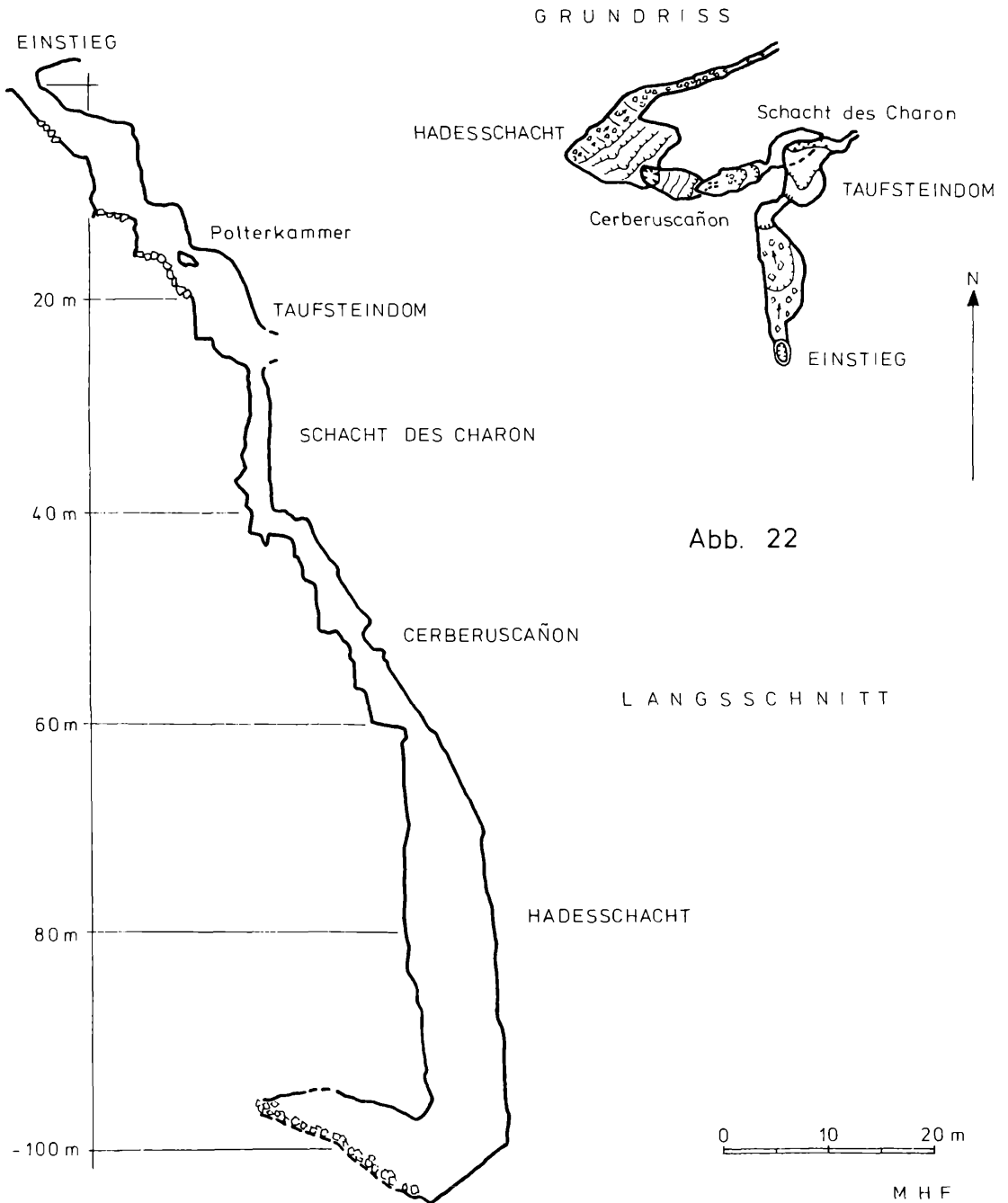
SCHERMOFEN (1815/15)

NE HIERZECKSATTEL, Sh. 1450 m

L 140 m

H -105 m

Plan W HARTMANN 1969



- 17 Goldaubachgrabenhöhle (rd. 1000 m)
Im Höllgraben, dem Talschluß des Goldaubachgrabens. Länge ungewiß. Ramsadolomit. Ein enger, mit Blöcken verklemmter Spalt führt in einen etwa 15 m tiefen Raum.
- 18 Höhersteinhöhle (850 m)
Im schrofigen Hang des Höhersteins oberhalb des Mittersees. Länge ungewiß. Dachsteinkalk.
- 19 Seetalhöhle
Am linken Hang des Seetales. Genaue Lage ungewiß.
- 20 Jägermauernhöhle
In den Jägermauern, östlich des Obersees. Genaue Lage ungewiß. Liaskalk.
- 21 Obere Lueghöhle (1380 m)
In der obersten Talstufe des Lueg. Dachsteinkalk.
- 22 Mittlere Lueghöhle (1350 m)
Im Lueg, oberhalb der zweiten Steilstufe, wenig über dem Talboden. Länge rund 10 m. Schmalere, spaltenförmiger Eingang führt über eine Schutthalde in einen größeren Raum. Dachsteinkalk.
- 23 Untere Lueghöhle (1340 m)
Im Lueg, oberhalb der zweiten Talstufe. Länge rund 6 m. Dachsteinkalk.
- 24 Luckenbrunnhüttenhöhle (1306 m)
Unterhalb der Jagdhütte Luckenbrunn. Länge 30 m. Liaskalk.
Vom Eingang zieht ein Gang steil abwärts gegen Westen. Von zwei engräumigen Tagöffnungen mündet von Norden ein Nebengang ein. Knapp danach zweigt eine Umgehungsstrecke ab, in die sich ein kleiner Sohlencanyon eingetieft hat und die in den unteren, flachen Höhlenteil führt. Die Anlage erfolgte an tektonische Flächen, die NE bzw. ENE streichen.
- 25 Untere Luckenbrunnhöhle (1365 m)
Von W. ABRAHAMCZIK 1932 erkundete Höhle im Luckenbrunngraben, die sich im Verlauf der jüngeren Erforschung als Teil der Lechnerweidhöhle (1815/32) herausgestellt hat.
- 26 Luckenbrunnengang (1360 m)
Im Luckenbrunngraben oberhalb der Jagdhütte. Länge 5 m. Liaskalk.
- 27 Obere Luckenbrunnhöhle (1385 m)
Im Luckenbrunngraben. Länge 75 m. Liaskalk.

OBERE LUCKENBRUNNHÖHLE

(1815/27) Luckenbrunngraben

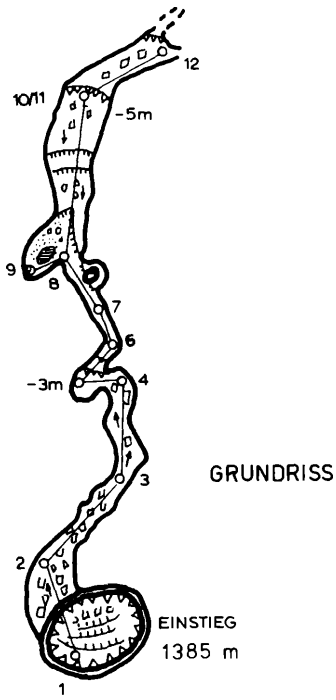
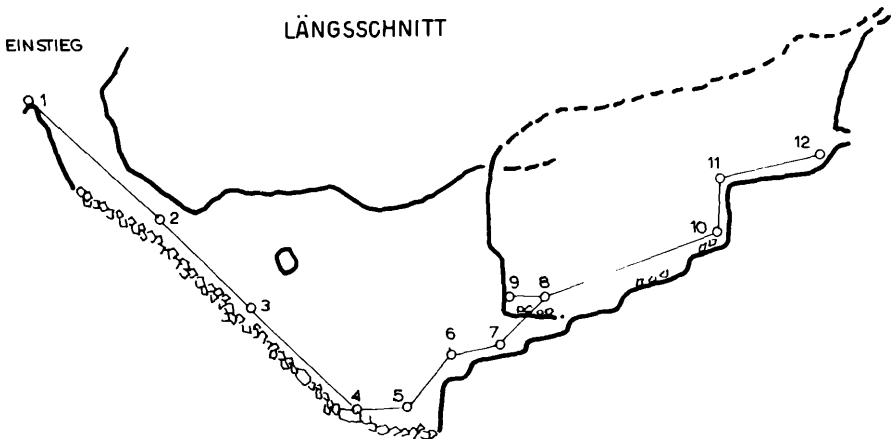
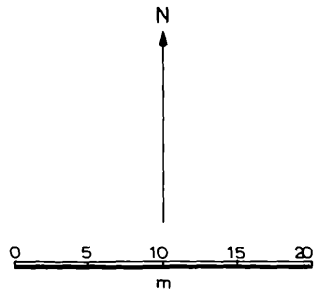


Abb. 23



Die aus einer Canyonstrecke bestehende Höhle setzt am Grund eines 7 m tiefen, schachtartigen Abbruches an. Der Canyon zieht mit steil absinkender (40 Grad), blockbedeckter Sohle nordwärts und weist eindrucksvolle Mäander auf. Nach anfänglichem Absinken der Deckenpartie bleibt diese annähernd in gleicher Höhe, steigt sogar bergwärts wieder an. Dadurch ergibt sich in einem schachtgrundartigen Raum (bei VP 5) eine Raumhöhe von rund 16 m. An den Wänden sind wellenartig gefaltete Hornsteinbänder aus dem Liaskalk erhaben auskorrodiert. Vom Tiefpunkt des Canyons gelangt man nach Überwindung von aufwärts führenden Kletterstellen anfangs durch einen engen Canyon mit einem "Umlaufpfeiler" an seine Ostseite. Nach 12 m mündet der Canyon nordwärts in eine 15 m lange, bis zu 4 m breite und 12 m hohe Halle, die eine 5 m hohe Wandstufe aufweist, von der die Höhle noch eine kurze Strecke weit befahrbar ist. Auch in diesem Abschnitt sind zahlreiche Hornsteinbänder vorhanden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Obere Luckenbrunnhöhle genetisch mit der Lechnerweidhöhle in Zusammenhang steht. In einer früheren Veröffentlichung (M. H. FINK 1967) habe ich die hohen Raumfolgen dieser Höhle noch als kluftgebunden gedeutet, was jedoch zu korrigieren ist. Es handelt sich vornehmlich um Canyonstrecken mit nicht oder nur untergeordneter Bindung an tektonische Inhomogenitäten. (Vgl. Abschnitt: Zur Genese von Karsthöhlen).

28 Großes Schneeloch (1775 m)

Nordöstlich des Dürrensteingipfels in einer Karstmulde am Weg Herrenalm-Gipfel. Riesige, mit Schnee erfüllte Schachtdoline. Tiefe durchschnittlich 15 m (je nach Höhe des Firnkegels). Dachsteinkalk.

29 Reitsteighöhle (1280 m)

Unmittelbar am Reitsteig zwischen Kreuzfichte und Luckenbrunn. Länge 12 m. Dachsteinkalk.

Die Kluftfugenhöhle verläuft in nordöstlicher Richtung innerhalb einer Kehre des Reitsteiges und weist vier Tagöffnungen auf, von denen zwei befahrbar sind. Die Breite des Höhlenganges beträgt durchschnittlich 1 m, dessen Höhe unter 2 m.

30 Oberer Reitsteigschacht (1285 m)

Oberhalb des Reitsteiges zwischen Kreuzfichte und Luckenbrunn. Länge 40 m; maximaler Höhenunterschied -20 m. Dachsteinkalk.

Ein engräumiger, 7 m tiefer Schacht führt zu einem Absatz, von dem aus in südwestlicher Richtung ein sanft abwärts führender Gang sich schon nach 5 m zu einer canyonartigen Spalte verengt. Vom Grund des Einstiegsschachtes gelangt man in Richtung SSW über eine kleine Steilstufe in eine 20 m lange, bis zu 5 m breite und 8 m hohe Klufthalle hinab, die sich in ihrem unteren Teil entlang einer Schichtfläche verbreitert. Die Sohle besteht aus Blockwerk und fällt unter 30° gegen SW ab. Am unteren Ende der Halle öffnet sich an der Nordwestwand ein kleiner Schichtfugenraum. Die Gesteinsüberlagerung der Halle ist nur geringmächtig; an manchen Stellen dringen bereits Baumwurzeln in die Höhle ein.

Die Primäranlage der Höhle erfolgte an einer Schar paralleler Klüfte, die SW-NE streichen und die steil gegen NW fallen. Die Bänke des Dachsteinkalkes fallen mittelsteil gegen SW ein.

31 Unterer Reitsteigschacht (1275 m)

Unterhalb des Reitsteiges zwischen Obersee und Luckenbrunn. Länge 35 m, Höhenunterschied -15 m. Dachsteinkalk.

Vom unteren Ende einer Karstgasse setzt ein Schrägschacht an, der nach 14 m in einen größeren Raum führt. An der Einmündung des Schachtes weist der Höhlenraum Bodeneis auf. Die Decke des Raumes wird von einer gewellten Harnischfläche gebildet, die mit 35° gegen ENE fällt. Die größte Raumhöhe beträgt an der Westwand 5 Meter, während sich die Decke an der Ostseite dem Blockwerk der Sohle so weit nähert, daß eine unbefahrbare Spalte entsteht. An der gleichen Verwerfung angelegt, setzt nach NW ein 7 m langer, engräumiger Gangabschnitt an. Die raumbestimmende Verwerfung wird von einer Reibungsbreccie begleitet. An der westlichen Raumbegrenzung sind Schichtgleitflächen gut erkennbar. Der Gang knickt gegen SW um, die Felsflächen zeigen hier gut ausgeprägte Korrosionsformen wie Laugfacetten und Kolke. Im tagnahen Abschnitt sind - bestimmt durch die Frostverwitterung - scharfkantige Formen vorherrschend. Die Schichten fallen im Höhlenbereich flach gegen WSW.

32 Lechnerweidhöhle (1380 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels.

Länge 3.767 m, Höhenunterschied -423 m (Stand 1972). Liaskalk/Dachsteinkalk. Labyrinthartig verzweigte Großhöhle mit mehr als 4,1 Kilometer befahrenen Gängen. Naturdenkmal (28.3.1971). Planbeilage (2 Teilblätter).

Die bedeutendste Höhle des Dürrensteingebietes ist die seit 1962 unter der Leitung von H. ILMING erforschte Lechnerweidhöhle, die sich vom Stainzenkogel generell in nordöstlicher Hauptrichtung bis knapp zu den felsigen Flanken des Seetales oberhalb des Mittersees erstreckt. Im Zuge der Forschungsfahrt 1965 wurde eine Verbindung mit der bereits von W. ABRAHAMCZIK entdeckten Unteren Luckenbrunnhöhle festgestellt.

a) Eingangshalle - Fledermaushalle:

In die imposante Eingangshalle, die eine Grundfläche von rund 160 m² und eine Höhe von 8 m aufweist, führen zwei große Tagöffnungen, der 30 m tiefe Schacht "Aven" und die steil abwärts geneigte "Rutsche". Gegen Nordosten setzt ein Klufgang an, der nach kurzer Strecke 15 m tief in die großräumige Sinterkluft abbricht. Gegen NE steigt man im Kluftraum kontinuierlich ab; die Decke verläuft annähernd horizontal, somit ergibt sich über dem tiefsten Punkt eine Raumhöhe von rund 30 m.

Die Hauptfortsetzung führt von der Eingangshalle in westlicher Richtung. Eine wenige Meter hohe Wandstufe leitet zu einem Gang mit Schlüssellochprofil. Dieses Gangstück geht schließlich in einen 5 m tiefen Schacht über, der mit Hilfe des Sitzquerganges überwunden werden kann. Man gelangt zu einem schachtgrundartigen Raum, der einen Sickerwasserzufluß aus einer Deckenspalte erhält. Durch eine Engstelle erreicht man die "Fledermaushalle", die größtenteils an die gegen SW fallenden Schichten gebunden ist. Der Grundriß dieser Halle ist annähernd dreieckig, die Länge beträgt 20 m, die Breite rund 16 m. In die gegen W fallenden Platten der Evakuationsrinne ist eine Spalte eingetieft, die den Abstieg ermöglicht. Die tiefsten Teile der Halle werden von Blockwerk gebildet.

Vom Nordostende der Fledermaushalle führt eine Abzweigung ostwärts zum Wasserturm, von wo der Aufstieg in eine höhere Etage, zum "Alten Gang", möglich ist. Dieser ist auch vom Bereich des Sitzquerganges zugänglich und streicht gegen NE. Außerdem besteht noch eine weitere Verbindung über Röhren mit der Fledermaushalle. Überspreizt man den Schacht, so kommt man in den 100 m langen Alten Gang. Im vorderen Teil wird er von einem 5 m tiefen Schacht unterbrochen, der aber umgangen werden kann. Der Gang ist an die NW-fallenden Schichten gebunden, von SE münden Gerinne aus Canyons ein. Gegen sein Ende zu verbreitert sich der Gang und endet verstrützt.

b) Fledermaushalle - Harnischhalle - Wasserfalldom - Endloser Canyon:

Die Fledermaushalle geht in südwestlicher Richtung in die "Mariannenwand" über, mit der sie eine einheitliche Raumfolge bildet. Der darunter befindliche Gang, zu dem neben dem Wandabbruch auch einige Spalten hinabreichen, führt in Richtung SW zu den "Sandsiphonen", die erst durchgegraben werden mußten. Nach diesen folgt eine Raumerweiterung, von der ein Kluftraum zu einer Folge von Schächten führt, von denen der mittlere als "Schöner Schacht" bezeichnet wird. Der für den Weiterweg benützte Schöne Schacht setzt mit einer 10 m tiefen Stufe an, von der weitere, jedoch kürzere Abbrüche in die Tiefe führen.

Vom Bereich des Schönen Schachtes kann man einerseits zum Luckenbrunnenteil, andererseits in das System des "Akrobatenganges" gelangen, die weiter unten beschrieben werden.

Von der untersten Stufe des Schönen Schachtes gelangt man durch eine Röhre in die "Vesperhalle", die von einem in Richtung SW führenden Canyon überlagert wird. In diesem Bereich wird eine verstürzte Verbindung zur Oberen Luckenbrunnhöhle vermutet. Von der Vesperhalle nimmt in südöstlicher Richtung ein mäandrierender Canyon seinen Ausgang, der den Schönen Schacht unterlagert und der in die "Harnischhalle" ausmündet. Die blockbedeckte Sohle dieser Halle wird nach einem 10 m tiefen Abstieg erreicht. Durch einen Blockberg unter einer hangenden Harnischfläche ergibt sich ein aufsteigender und ein absteigender Teil. Die raumbestimmende Verwerfung streicht N 034° E und fällt mit rund 50° gegen SE ein. Im Bereich der Halle ist der Harnisch auf einer Fläche von rund 100 m² abgeschlossen. Die Konvakuationssohle der Halle bedeckt einen unterlagernden Canyon, der hydrographisch wirksam ist. Vom unteren, östlichen Teil der Harnischhalle führt eine teilweise aktive Canyonstrecke zur "Einsturzhalle", zu der außerdem ein tropfsteingeschmückter Gang leitet.

Die Einsturzhalle wird nach einem 6 m tiefen Abstieg erreicht. Die Raumfolge wird hier durch Verbrauchsvorgänge bestimmt. Ähnlich wie in der Harnischhalle gibt es auch in ihr einen aufsteigenden und einen absinkenden Teil. Das östliche Ende der Halle bricht in den 55 m tiefen Riesenschacht des "Wasserfalldomes" ab. Der senkrechte Abstieg von 30 m erfolgt jedoch von einem Gang aus, der vom vorderen Teil der Einsturzhalle seinen Ausgang nimmt und annähernd parallel zu dieser verläuft. Im Wasserfalldom wird die Schichtgrenze zwischen Liaskalk und Dachsteinkalk durchfahren. Von seinem Grund zieht der "Endlose Canyon" 65 m weit mäandrierend in Richtung NW und mündet in einen flachen Raum. Über Blockwerk ansteigend, gelangt man zu einem tiefen Schacht. Zwischen den Blöcken ist es in leichter Kletterei möglich, durch den aktiven Canyon weiter abzusteigen und man erreicht nach einem schwierigen Quergang den Bereich der "Trockenen Schächte". Diese brechen großräumig in drei Stufen (-12 m, -6 m, -4 m) ab.

c) Luckenbrunnenteil - Blockgrathalle:

Der Luckenbrunnenteil der Lechnerweidhöhle war bis zur Feststellung einer befahrbaren Verbindung 1965 als Untere Luckenbrunnhöhle (1815/25) geführt worden. Vom nischenförmigen Einstieg im Luckenbrunngraben (1370 m) führt eine Spalte zur Eingangshalle hinab, deren Sohle nach 10 m Abstieg erreicht wird. Durch Engstrecken gelangt man in westlicher bis nordwestlicher Richtung in die breit ausladende, durch Pfeiler und Rinnen unübersichtlich gestaltete "Pfeilerhalle", die gegen Norden in den Parallelschacht des Schönen Schachtes abbricht. Der Parallelschacht weist mit dem Schönen Schacht drei Verbindungen auf.

Von der Luckenbrunn-Eingangshalle führt ein Canyon steil abwärts zur "Blockgrathalle", die nach Norden in den oben genannten Wasserfalldom der Lechnerweidhöhle abbricht.

Eine weitere Verbindung des Luckenbrunteiles mit dem Kluftraum oberhalb des Schönen Schachtes ist durch einen Canyon gegeben, der als Deckencanyon in der Eingangshalle beginnt.

d) Akrobatengang:

In diesen Höhlenteil gelangt man von der obersten oder von der mittleren Stufe des Schönen Schachtes. Gegen NW kommt man in die "Wilde Halle", die von steil gegen NE fallenden Platten charakterisiert wird, in die sich ein Canyon eingetieft hat. Der in Richtung NW führende Gang bricht nach wenigen Metern steil ab und man gelangt zu einem 3 m tiefen Schacht, der gequert werden muß. Ein gewundener Gang, die "Wendeltreppe", führt zum Schachtgrund, von wo man den Einstieg des "Hackmesserschachtes" erreicht. Dieser bricht zunächst 15 m tief zu einer Zwischenplattform ab, die messerscharfe Felszacken aufweist, und von der drei Öffnungen zur 10 m tiefen, unteren Stufe des Schachtes führen. Von der Wendeltreppe zieht gegen NE ein canyonartiger Gang über Blockwerk steil abwärts und endet in einer mit Sand verschwemmten Röhre. Vorher setzt an der nördlichen Wand ein Gang an, der canyonartig zur "Burglhalle" führt. Ein 5 m-Abstieg ermöglicht das weitere Vordringen in einen schichtgebundenen Canyon, der nach 30 m zu einem 10 m tiefen Schacht abbricht.

An diesen schließt ein kompliziert gebauter Höhlenteil, das "Canyonlabyrinth", an. Von hier leitet ein kurzes Gangstück nach Norden, um alsbald wieder nach Nordosten umzubiegen und den Charakter eines steil abfallenden Canyons mit flacher Schichtdecke anzunehmen. Weitere Leiternabstiege führen steil abwärts in die "Graue Halle", dem derzeit befahrbaren Ende dieses Höhlenteiles.

e) Nordostteil:

Von der Fledermaushalle beginnt das Gangsystem des Nordostteiles, der sich bis jetzt als die großräumigste und hoffnungsvollste Fortsetzung in der Lechnerweidhöhle erwiesen hat.

Der erste Abschnitt ist ein Kluftraum, der sich in einem trockenen Canyon fortsetzt. An der Raumentstehung sind tektonische Bewegungen beteiligt gewesen, wie an Rutschstreifen an großen, gekrümmten Harnischflächen hervorgeht. Der Gang biegt nach Osten um; nach einer Tropfwasserstelle fließt ein Gerinne in einem sich zunehmend eintiefenden Canyon ebenfalls ostwärts. Dieser Canyon bricht 12 m tief zu einer Halle ab, zu der auch ein südlich verlaufender höherer Umgehungsgang leitet. Diese Halle ist durch Niederbruch einer Mäanderschlinge des Canyons entstanden, der sich weiter ostwärts mäandrierend als "Rauher Canyon" fortsetzt und gegen Süden in die "Regenhalle" hinabführt. In diese führt auch eine gegen W gerichtete Umgehung, in die aus einer Erweiterung ein Gerinne herabströmt. Die Regenhalle ist ebenfalls als Inkasionsraum anzusprechen. Vom östlichen Ende dieser Halle setzt sich der Canyon nach einer Engstelle weiter fort und es folgt ein 15 m-Abstieg zu einem schachtgrundartigen Raum. Die Raumhöhe des Canyons beträgt hier rund 40 Meter. Über die ansteigende "Wendeltreppe" gelangt man über eine Rampe zur 25 m langen "Steilen Halle", deren blockbedeckte Sohle steil nach Osten abbricht. An Querverwerfungen sind die dünnplattigen Lias-schichten verschleppt. Der nun anschließende Gang wird von einem Schacht unterbrochen, der über sehr labile Blöcke seitlich umgangen werden kann. Es folgt der künstlich erweiterte "Hammerschluf" und nach einer Raumerweiterung der enge Durchschlupf in die "Sinterkammer", die von starker Wetterführung durchsetzt wird. Von hier erfolgt der 20 m-Abstieg in den "Schuttdom". Dieser Dom wird unter seiner blockbedeckten Sohle von einem Canyon unterlagert. Ein enger Durchstieg führt zum 20 m tiefen "Kantenschacht", der die Schichtgrenze zwischen Lias-kalk und Dachsteinkalk durchörtert. Von einem Schuttgrat an der Basis läßt sich

einerseits ein Gang bis unter den Schuttdom zurückverfolgen, andererseits führt gegen NE die Hauptfortsetzung weiter abwärts. Zunächst folgt ein 10 m-Abbruch, dann eine 5 m-Stufe mit einer Megalodontenbank und schließlich ein Canyon, der 10 m tief zur gewaltigen "Blockschlucht" abstürzt.

Ein ungeheurer Schuttberg von feinstem, lehmurchsetztem Material bis zu riesigen Versturzböcken türmt sich mit einer Steilheit bis zu 50° gegen NE auf. Am oberen Ende der 5 m breiten Blockschlucht wurde auf einer Verebnung das Biwak I errichtet. Unweit davon bricht der Gang 55 m tief in den überaus imposanten "Riesencanyon" ab. Seine Sohle stellt lediglich eine Art Zwischenboden dar, zwischen manchen Blöcken kann man erkennen, daß sich der gewaltige Raum noch etwa 20 m in die Tiefe fortsetzt. Der Canyon führt auch in Richtung Blockschlucht zurück. Die Raumhöhe beträgt etwa 70 Meter. Gegen Nordosten steigt man 20 m ab und erreicht einen hallenartigen Gang von 40 m Länge und 10 m Breite. Ein Aufstieg von 5 m führt in einen Raum, in dem sich das Biwak II befindet. Von hier gelangt man nach einem 10 m-Abstieg in die riesige "Kupelwieserhalle", die einen Durchmesser von etwa 35 m aufweist. Dieser flächenmäßig größte Höhlenraum wurde so zu Ehren des Grundeigentümers und Förderers, Herrn Dipl. Ing. Hans Peter Kupelwieser benannt. Die größtenteils aus Blockwerk bestehende Sohle fällt sehr steil nach Norden ab, zum Teil sind auch kleine Wandstufen zu überwinden. An der Ostwand der Halle ist ein gewölbter Harnisch aufgeschlossen. Westlich unterhalb der Halle befindet sich ein teilweise unterlagernder Canyon, dessen Fortsetzung in einem großen, labilen Verstoß mündet. Am Grund der Kupelwieserhalle gelangt man nordwärts in die düstere, vorwiegend schichtgebundenen Raumfolgen des "Schwarzen Ganges". An seiner Westwand setzt ein noch unerforschter Canyon an. Die Hauptfortsetzung führt weiter nordwärts, es folgt ein 20 m-Abstieg in einen inaktiven Canyon, durch den man in den "Ruttner-Dom" gelangt. Diesen ebenfalls gewaltigen Höhlenraum kann man von der Kupelwieserhalle auch auf einem anderen Weg, nämlich über den "Strudelgang" erreichen, der von der Ostseite der Halle seinen Ausgang nimmt und in 25 m Höhe in den Ruttner-Dom einmündet. Der Strudelgang weist zahlreiche Kolke und andere Spuren des fließenden Wassers auf. Der 40 m lange, 15 m breite und etwa 60 m hohe Ruttner-Dom fällt gegen Nordosten ab; an seinem Ende befindet sich das "Gotische Tor", das zum "Steineschlucker", einem blockerfüllten Raum, leitet. Von hier schließen ostwärts Räume mit sehr großen Deckenkarren an. Der Gang führt steil aufwärts, verebnet sich und wird schließlich von einem Schacht unterbrochen, an dessen Grund sich der "Windjammer" befindet, eine enge Spalte, durch welche die Wetterführung den Gang tosend verläßt. Weiter gegen Osten schließt der "Kutrimugang" (= Kuhtrittmuschelgang) an, der nach dem häufigen Auftreten des Leitfossils des Dachsteinkalkes, *Megalodus triqueter*, benannt ist. Dieser Gang verläuft annähernd horizontal und weist breite, schichtgebundene Raumquerschnitte auf. Er findet im Osten sein Ende in einem Schichtraum, der Wasserstandsmarken aufweist.

An der Nordbegrenzung des Ruttner-Domes (Steineschlucker) setzt weiter gegen Norden das komplizierte Gangsystem des "Tohuwabohu" an. Es handelt sich hierbei um schräg einfallende, hallenartige Räume, die infolge der gewaltigen Blockmassen sehr unübersichtlich sind. Ohne Einsatz von Befahrungsmaterial kann hier 50 m tief abgeklettert werden. Der bisher nördlichste Punkt ist die "Oase". Bereits vorher zweigt gegen Westen ein Kluftgang ab, der zu einem 10 m-Schacht führt. Ein weiterer Abstieg von 25 m führt in großräumige Gänge, die etwa 200 m weit befahren wurden.

Wissenschaftliche Bedeutung:

Die Lechnerweidhöhle stellt eine labyrinthartige, verzweigte Großhöhle mit sehr bedeutender Vertikalerstreckung dar. Sie ist derzeit das ausgedehnteste Höhlensystem Niederösterreichs und steht bezüglich des Gesamthöhenunterschiedes nach dem Geldloch im Ötscher an zweiter Stelle.

Geospeläologisch von besonderem Interesse ist die geologisch-tektonische Position der Höhle. Sie befindet sich mit ihren oberen Höhlenteilen im Lias-Hierlatzkalk, mit ihren tieferen Zonen im norischen Dachsteinkalk. Die Schichtgrenze zwischen beiden Gesteinen ist an einigen Stellen in der Höhle eindeutig zu erkennen. Diese beiden höhlenbergenden Gesteine zeigen wohl die gleichen Raumtypen, aber mit geänderten Dimensionen, wobei der Dachsteinkalk die größeren Raumfolgen aufweist. Die tektonische Position der Lechnerweidhöhle wird einerseits von der nahen Stirn der Ötscherdecke, die sich mit zueinander parallelen, NE-streichenden Verwerfungen auswirkt, andererseits von der ebenfalls nahen Nord-Süd gerichteten Seetalstörung bestimmt. Die großen Versturzsäume der Höhle gehen durchwegs auf diese NE-streichenden Verwerfungen zurück, hingegen werden die weit nach Osten bzw. Nordosten reichenden, tief gelegenen Raumfolgen auch von Verwerfungen parallel zur Seetalstörung beeinflusst. Der Liaskalk lagert transgressiv und flach-synklynal auf dem Dachsteinkalk auf; schichtenparallele Bewegungen sind an der Schichtgrenze ebensowenig anzunehmen wie die Deutung der N-S streichenden Verwerfungen als "Abrißklüfte" infolge Talzusub.

Die Lechnerweidhöhle wird durch einige wenige Raumformen charakterisiert. Es herrschen eindeutig Canyonstrecken vor, die an bestimmten, klufttektonisch begünstigten Zonen von großen Inkasionsräumen unterbrochen werden. Die Canyons sind nach der Auffassung von H. ILMING, dem besten Kenner der Höhle, hier überhaupt das beherrschende Element der Raumformung; die markanten Großräume sind an wenige, aber morphogenetisch äußerst wirksame Verwerfungen gebunden und lassen sich zum Teil auf verbrochene Canyonstrecken zurückzuführen. Bemerkenswert ist die Zunahme der Raumdimensionen mit der Tiefe. Die derzeit bekannte Ausdehnung der Höhle (mehr als 4 Kilometer Ganglänge) zeigt ein auffallendes Zurücktreten der schichtgebundenen Raumfolgen. Dazu kommen noch die Schächte mit einer Konfiguration, wie sie für hochalpine Höhlen charakteristisch sind.

Der Höhleninhalt besteht vorwiegend aus Blockwerk und Bruchschutt, untergeordnet kommt Höhlenlehm vor. Bemerkenswert sind Funde von Bohnerz und von sehr harten Sandsteinkonkretionen.

In biospeläologischer Hinsicht ist der 1964 gemachte Fund des endemischen Höhlenlaufkäfers *Arctaphaenops ilmingi* M. SCHMID von Bedeutung, für den die Höhle die Typ-Lokalität darstellt.

Darüber hinaus konnten hier zahlreiche Fledermausarten nachgewiesen werden.

Auf Grund ihrer großen naturwissenschaftlichen Bedeutung und ihres besonderen Gepräges wurde die Höhle mit Bescheid vom 28. 3. 1971 gemäß Art. II, § 1, Abs. 1 des Naturhöhlengesetzes vom 26. 6. 1928 unter Denkmalschutz gestellt.

Die Forschungen in der Lechnerweidhöhle stellen größte Anforderungen an die physische und psychische Leistungsfähigkeit der Teilnehmer; 1972 war bereits ein siebentägiger ununterbrochener Höhlenaufenthalt notwendig. Die Forschungen werden voraussichtlich auch in Zukunft fortgesetzt werden und versprechen weitere großartige Ergebnisse.

33 Mäanderkluft (1395 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels, oberhalb der Lechnerweidhöhle. Steht vermutlich mit der Lechnerweidhöhle in genetischem Zusammenhang. Liaskalk.

34 U-Schacht (1430 m)

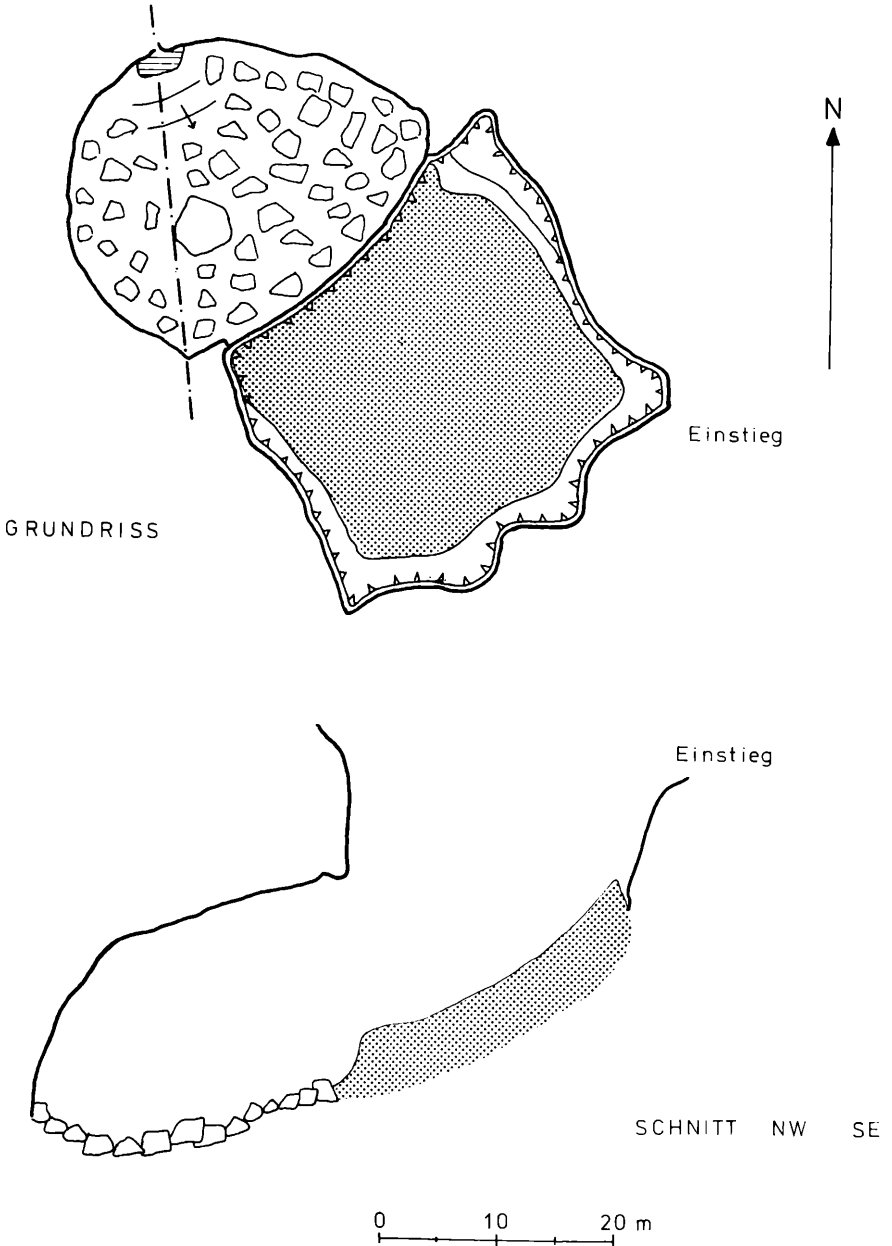
Im Luckenbrunngraben. Länge 11 m. Liaskalk.

Zwei kurze Schächte werden an ihrer Basis von einem NO-streichenden Kluftgang verbunden, so daß eine Durchgangshöhle mit U-förmigem Längsschnitt entsteht.

GAMSECKER RIESENEINBRUCH

1815 / 36 Gamsecker Graben, Sh 1350 m

Abb. 24



35 Stainzenkogelschacht (1440 m)

Im Nordhang des Stainzenkogels. Länge 15 m, Tiefe 9 m. Liaskalk.

Sich nach unten erweiternde Schachthöhle, die als Tierfalle fungierte. Sub-fossiles bis rezentes Knochenlager. Skelettreste vom Rothirsch (*Cervus elaphus*), Wisent (*Bison bonasus*) und Schneehase, ferner von Haustieren (Hausrind, Ziege, Schaf und Schwein). Datierung der Funde schwierig.

36 Gamsecker Rieseneinbruch (1350 m)

Im Gamseckergraben. Länge 55 m, Höhenunterschied -25 m. Dachsteinkalk.

Große Schachtdoline mit ansetzender Halbhöhle. Außendurchmesser 30x30 m. Der Einstieg erfolgt von der Ostseite rund 15 m tief auf einen perennierenden Schneekegel. Die gewaltige Halbhöhle weist eine Portalbreite von 27 m und eine Längenerstreckung von 25 m auf.

37 Labyrinthschacht

Gebiet Stainzenkogel-Gamsecker Graben. Genaue Lage ungewiß.

38 Schwarzkogelloch (1580 m)

Im Nordostabfall des Schwarzkogels (1598 m). Länge (Tiefe) 8 m. Dachsteinkalk.

Der kleine Einstieg von 1 m Durchmesser leitet in einen 8 m tiefen Schacht, der sich nach unten flaschenförmig erweitert. Die Sohle besteht aus Bruchschutt, der zu einem Versturzkegel aufgetürmt ist. Die Primäranlage des Schachtes erfolgte an der Schnittlinie von drei steilstehenden Klüften, die folgende Streichungsrichtungen (von N über E gemessen) aufweisen: 086, 142 und 172 Grad. Die Schichten des Dachsteinkalkes sind im Höhlenbereich mit 40 Grad gegen SW geneigt.

39 Schwarzkogelbodenschacht

Am Schwarzkogelboden. Dachsteinkalk.

40 Hetzkogelloch (1567 m)

Im Nordwesthang des Großen Hetzkogels. Länge 10 m. Dachsteinkalk.

Die kleine Schachthöhle zieht vom Einstieg zunächst als steil geneigte Röhre 5 m weit abwärts, wonach ein 3 m tiefer, senkrechter Abbruch folgt. Die Anlage des Schachtes erfolgte an einer N 020° E streichenden und mit 80° gegen SE fallenden Kluft. Die Bankung des Dachsteinkalkes fällt mit 40° gegen SW ein.

41 Schneeloch auf der Pauschenalm (1430 m)

Etwa 80 m nördlich der Pauschenalm. Länge (Tiefe) rund 15 m.

Große, steilwandige Schachtdoline, in der ganzjährig Schnee erhalten bleibt. Die Höhle diente während des Senn-Betriebes der Pauschenalm als Kühlraum. (Vgl. Abb. 14).

42 Gamseckerschacht (rd. 1390 m)

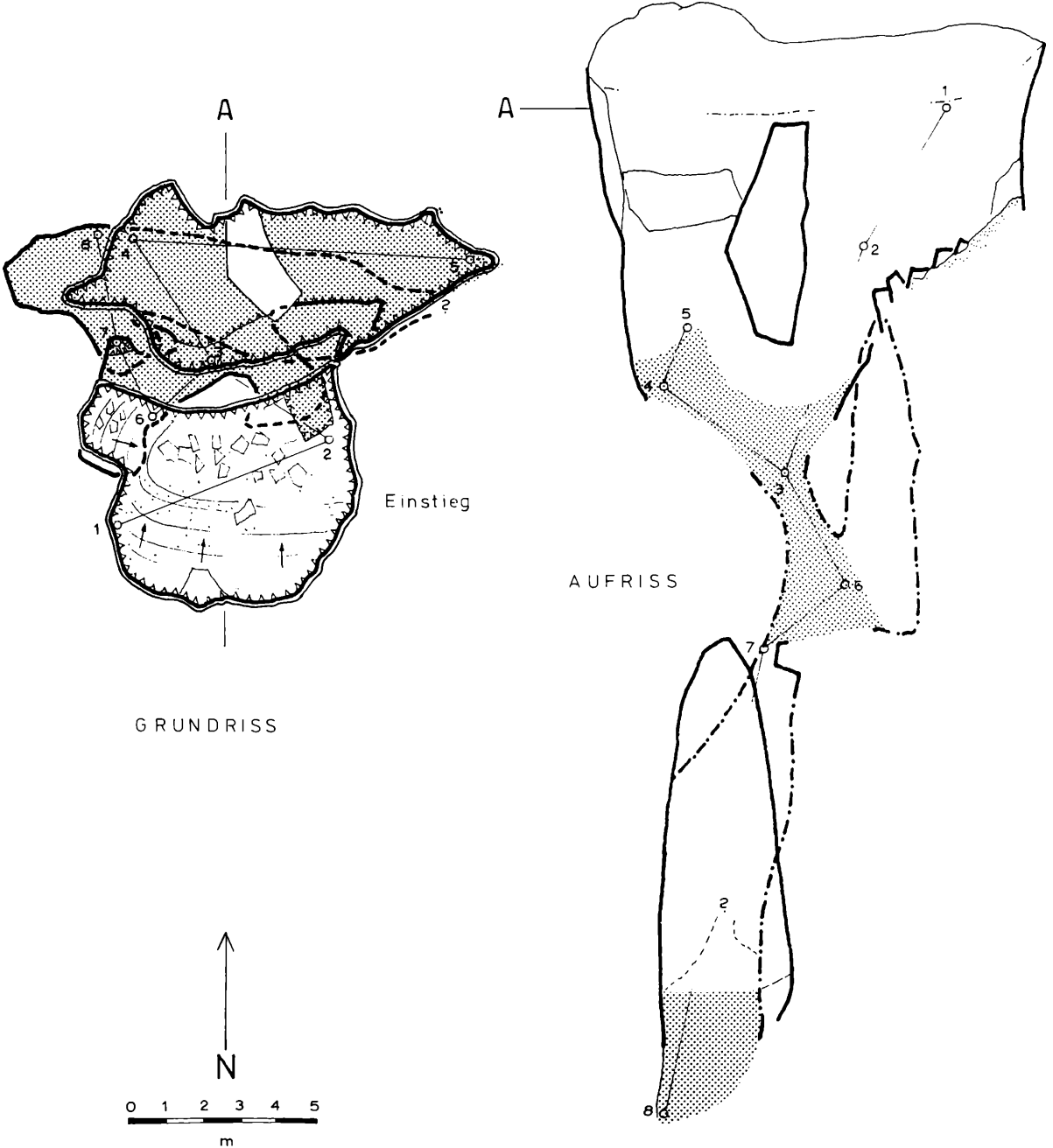
Im Gamsecker Graben, südöstlich des Jagdhauses Gamseck. Länge 42 m, Tiefe 28 m. Dachsteinkalk.

GAMSECKERSCHACHT

1815/42

ca 1390 m

Abb. 25



Zwei große Einstiegsschächte, von denen der nördliche durch einen Klemmblock geteilt ist, vereinigen sich in 10 m Tiefe. Über einen Firnkegel erfolgt der weitere Abstieg durch einen engeren Schacht, von dem aus eine kleine Öffnung in den 13 m tiefen dritten Schacht führt. Dieser Schachtraum wird nach unten von Eis begrenzt und setzt sich, den nördlichen Einstiegsschacht teilweise unterlagernd, gegen Osten fort.

43 Kluftschacht I (1405 m)

Östlich unterhalb des Jagdhauses Gamseck. Länge 32 m, Tiefe 25 m. Dachsteinkalk.

Die kleine Einstiegsöffnung befindet sich in einer mit Karren zerfurchten Kluftgasse und wurde bei der Entdeckung im Jahre 1964 erweitert. Nach 8 m Leiternabstieg wird ein aus eingeklemmten Blöcken gebildeter Zwischenboden erreicht. Von hier zweigt ein kurzer Seitengang ab, der an seinem Ende durch einen kleinen Lichtschacht mit der Oberfläche verbunden ist. Nach weiteren 15 m senkrechtem Abstieg erreicht man den Grund des Schachtes, der aus Blockwerk besteht.

44 Kluftschacht II (1405 m)

Im Gamsecker Graben, östlich dem Jagdhaus Gamseck, in der gleichen Kluftgasse wie der Kluftschacht I. Tiefe rund 10 m. Dachsteinkalk.

45 Kluftschacht III (1405 m)

Im Gamsecker Graben, südöstlich vom Jagdhaus Gamseck, in der gleichen Kluftgasse wie der Kluftschacht I und II. Länge 17 m, Tiefe 13,5 m. Dachsteinkalk.

Einfach entwickelte Schachthöhle mit Schlot parallel zum Einstiegsschacht.

46 Grabenschacht (1400 m)

Im Gamsecker Graben. Länge 19 m, Tiefe 17 m. Dachsteinkalk.

Nach 11 m senkrechtem Abstieg gelangt man auf eine Stufe und von hier nach weiteren 7 m zum blockerfüllten Schachtgrund, der einen etwa 3 m hohen Schneekegel trägt. Eine am Schachtgrund ansetzende, sehr schmale Kluft kann etwa 5 m weit eingesehen werden.

47 Abbruchschacht (1305 m)

Im Gamsecker Graben. Tiefe rund 15 m. Dachsteinkalk.

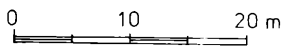
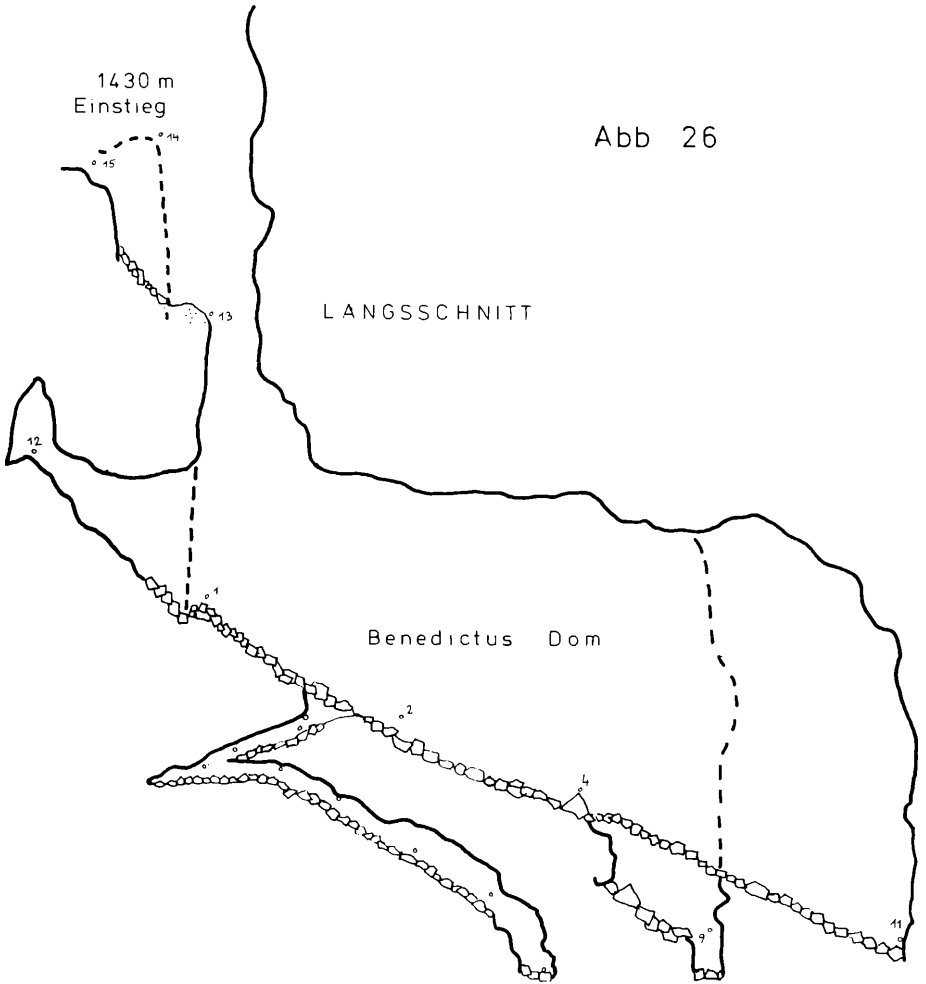
48 Nordhangschacht (1430 m)

Im Nordhang des Stainzenkogels. Gesamtlänge 170 m, Gesamttiefe 70 m. Liaskalk.

Unter einer Felswand öffnet sich der große Einstiegsschacht, der in 10 m Tiefe eine schuttbedeckte Plattform aufweist, auf der zumeist auch Schneesohle vorhanden sind. Zu dieser Plattform kann man auch über eine deutliche Steilrinne gelangen. Von der Plattform wird nach 25 m freiem Abstieg die schuttbedeckte Sohle des gewaltigen Benedictus-Domes erreicht. Dieser Dom, der zu den größten Höhlenräumen des Dürrensteins gehört, weist eine Längserstreckung von etwa 45 m, eine Breite von 12-15 m und eine Höhe von 15-25 m auf. Seine Sohle besteht

NORDHANGSCHACHT (1815 / 48)

Abb 26



aus grobem bis mächtigem Blockwerk und fällt bergwärts ab. Seine tiefste Stelle befindet sich an der östlichen Ecke, wo in einer schachtartigen Bresche abgeklettert werden kann. Besonders an der Westwand sind große, gekrümmte Harnischflächen bemerkenswert, an denen besonders große Blöcke niedergebrosen sind. Vom Fußpunkt des Schachtabstieges setzt sich der Dom steil aufwärts gegen SW in einem Gang fort, der in einen Schlot übergeht. An der Südostecke des Domes münden einige durch die Großraumentwicklung angeschnittene, mäandrierende Canyons ein, die allerdings unbefahrbar sind.

An der Westwand setzen zum Teil unterlagernde Schichträume an, die durch eine schräge Spalte bei der Verbreiterung des Domes zugänglich sind. Diese Räume führen zunächst nach NW, knicken dann um und unterlagern die Westbegrenzung des Benedictus-Domes. Der tiefste Punkt der Höhle wird durch diese Schichträume erreicht. Die Räume sind infolge der Dünnpfichtigkeit der Lias-Schichten sehr labil, es kommt durch niedergebrosene Deckenpartien zu Unterteilungen.

49 Gemsweideschacht (1460 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge 20 m, Tiefe 11 m. Liaskalk.

Nach 11 m Abstieg wird die blockbedeckte Schachtsohle erreicht, von wo aus man eine stark zerlaugte Wand erklimmen kann, die zu einem verstürzt endenden Schlot führt.

50 Farnschacht (1495 m)

Im Stainzenkogel, unweit des Stainzenkogelschachtes (1815/35). Länge 33 m, Tiefe 27 m. Liaskalk.

Der Einstieg öffnet sich in einer kleinen Muldendoline, und man erreicht nach 7 m senkrechtem Abstieg eine abfallende Versturzssohle. Östlich schließt, durch eine dünne Felswand getrennt, ein Parallelschacht an, der durch zwei kleine Öffnungen zugänglich ist, und der sich auch als Schlot bis knapp unter die Oberfläche fortsetzt. Dieser Parallelschacht war im Niveau der Versturzssohle des Einstiegsschachtes ebenfalls von Blockwerk unbefahrbar verschlossen, das 1971 entfernt wurde. Der Schacht setzt sich noch 20 m tief bis zu einem weiteren Versturz fort.

51 Nordhangkluft (1420 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge 23 m, Tiefe 16 m. Liaskalk.

In einer dolinenartigen Vertiefung öffnet sich der Höhleneingang. An einer Engstelle setzt der schachtartige Teil der Höhle an, der gestuft zu einem 4 m langen, 3 m breiten und 5 m hohen Raum hinabführt. Hier beginnt an der NW-Wand ein kurzer Schlot. Die Anlage der Höhle erfolgte an einer WSW-ENE streichenden Kluff.

52 Hüttenschacht (1438 m)

Nordöstlich der Pauschenalm. Länge (Tiefe) 6 m. Liaskalk.

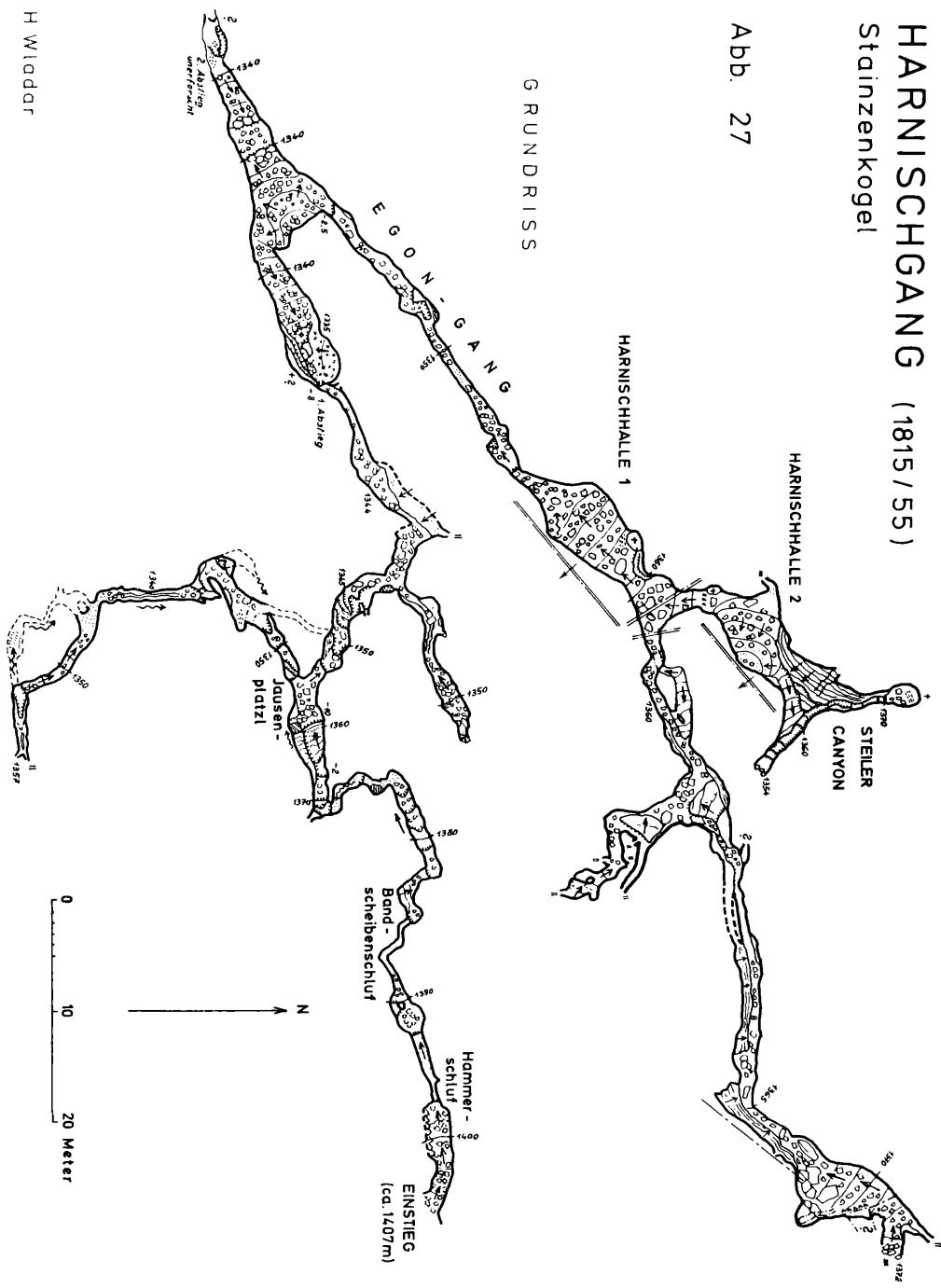
Ein enger, künstlich verlegter Einstieg führt in einen einfach gestalteten Schachtraum. Trotz der Nähe des Ponors des Gerinnes von der Pauschenquelle wurde keine Wasserführung festgestellt. (Vgl. Abb. 13).

HARNISCHGANG (1815/55)

Stainzenkogel

Abb. 27

GRUNDRISS



Plan H Wladar

53 Hirschkluft (1400 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels, unterhalb des Harnischganges (1815/55). Länge 15 m. Liaskalk.

Vom Eingang führt der Höhlengang über Blockwerk zu einer Raumerweiterung abwärts, um von hier zum Höhlenende anzusteigen. Der Verlauf der Höhle ist geradlinig von NE gegen SW.

54 Hexenschacht (1405 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels, unweit des Harnischganges (1815/55). Länge 13 m, Tiefe 8,5 m. Liaskalk.

Schachthöhle mit ebener, zum Teil mit Firn erfüllter Sohle in 6 m Tiefe, von deren südlichem Rand eine kurze, engräumige Fortsetzung zum tiefsten Punkt hinabführt.

55 Harnischgang (1420 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels. Derzeit vermessene Ganglänge 422 m, Höhenunterschied -73 m. Liaskalk.

Die bisher zweitgrößte Höhle des Dürrensteingebietes stellt bezüglich ihrer Erforschung und Vermessung besondere Anforderungen. Die teilweise Überlagerung der Lechnerweidhöhle läßt vermuten, daß der Harnischgang mit diesem Höhlensystem in Verbindung stehen könnte. Besondere Schwierigkeiten bereiten die sehr engräumigen Eingangsteile und die episodisch auftretende, starke Wasserführung.

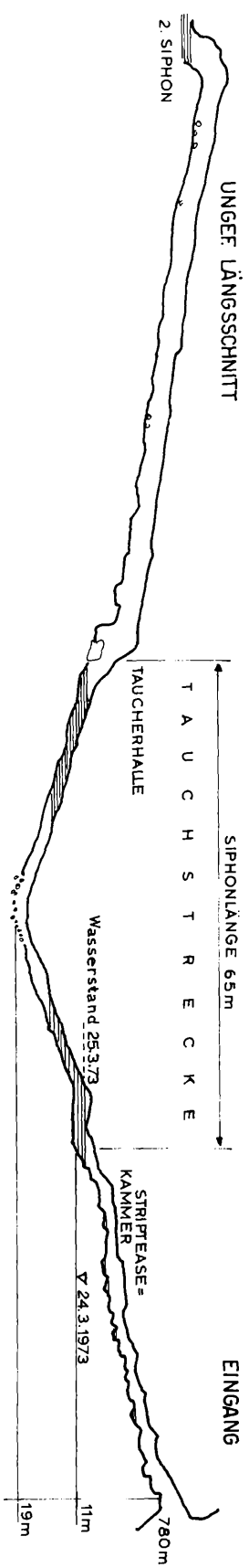
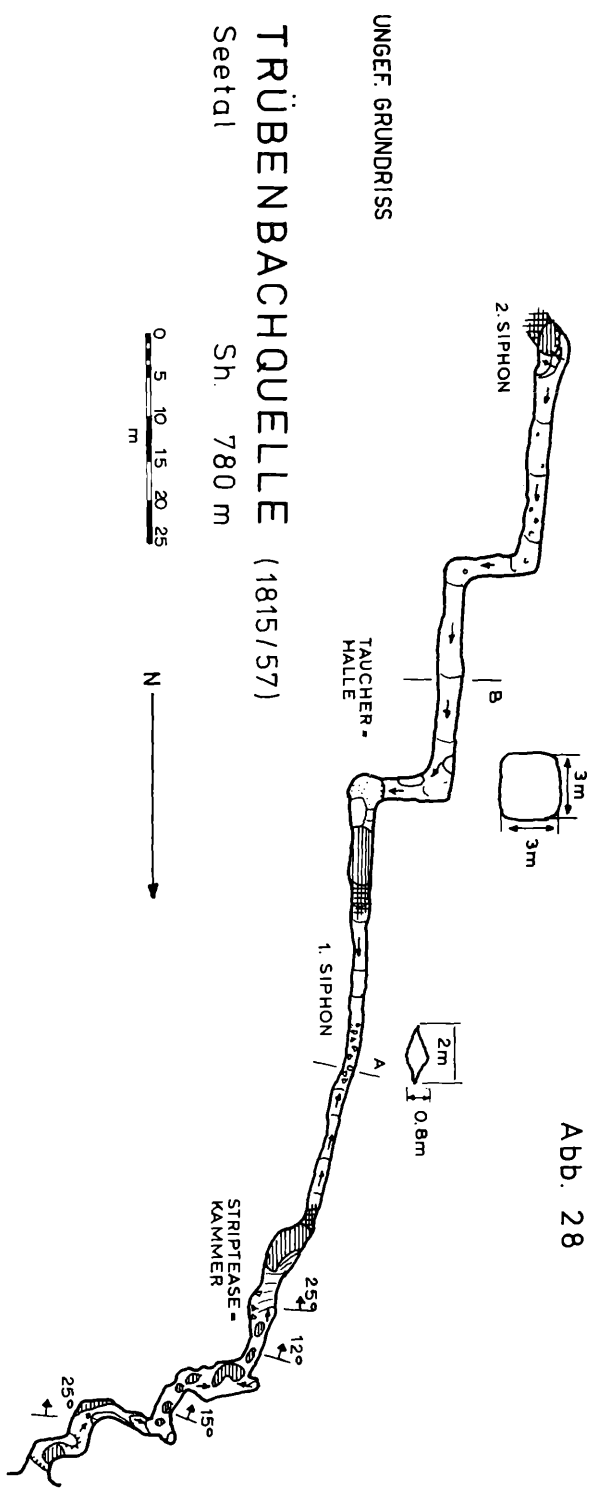
Vom Eingang fällt ein steiler Gang westwärts zum künstlich erweiterten "Hammerschluf", der in eine enge Kluff übergeht, die sich nach 10 m zu einer kleinen Kammer erweitert. Eine mehrfach geknickte, längere Schlufstrecke führt in einen weiter abwärts ziehenden, gestuften Gangteil, der ein kleines Gerinne aufweist. Dieser verläuft bereits in Richtung WSW und folgt somit der dominanten Gangrichtung im Harnischgang. Danach schließt eine weitere geknickte und gestufte Schlufstrecke an. Das folgende Steilstück wird durch eine mächtige Sinterdecke charakterisiert, welche die von der Erosion verschont gebliebene Hälfte der Evakuationssohle bedeckt. Man gelangt zu einer Gangverzweigung (VP 19). Die Seitenstrecke weist stark gegliederte Gänge und Canyons auf, die zum Teil aktiv sind.

Im Hauptgang folgt nach einer Engstelle eine Raumerweiterung, die in eine weitere Engstrecke übergeht, von der man nach Überwindung eines 8 m-Abbruches in einen schachtartigen Raum gelangt. Von hier führt ein 15 m weit aufwärts ziehender Gang in südwestlicher Richtung in eine kleine Halle, von der aus die Hauptfortsetzung vermutet wird.

Von dieser Halle gelangt man durch einen rund 30 m langen Canyon ("Egon-gang") in Nordostrichtung zur "Harnischhalle I". An der rechten Seite ist ein Wassereintritt mit anschließender Versinkung vorhanden. Die Halle entsendet in ihrem oberen Teil einen Schlot, durch den das Wasser eintritt. Vom oberen Ende der Halle gelangt man über grobes Blockwerk in den an Querstörungen angelegten, engen Durchgang zur "Harnischhalle II". Diese Halle mündet in einen Canyon, dessen Ausgangsfläche von einem steil geneigten (50-70 Grad) Harnisch gebildet wird. Im Norden setzt der Canyon mit einem Schlot an, zeigt mäandrierenden Verlauf und endet gegen Süden verstürzt.

Vom Ende der Harnischhalle I führt ostwärts eine weitere Gangstrecke zunächst als Canyon zu einer Raumerweiterung, von der gegen Süden engräumige

Abb. 28



Gänge ihren Ausgang nehmen, die sich nach kurzer Strecke unbefahrbar verengen. Nach der Raumerweiterung folgt ein canyonartiger Gang, in dem an einer Stelle abgeklettert werden kann. Dieser Canyon mündet in einen kluftgebundenen Raum, der bis zu 7 m Höhe erreicht und erweitert sich zu einer Endhalle.

Im Harnischgang, der 1966 entdeckt wurde, konnten die Forschungen, die von H. WLADAR geleitet werden, erst nach Erweiterung des Hammerschlufes 1968 fortgesetzt werden. Der vordere Höhlenteil, der gegen Westen streicht, weist den größten Höhenunterschied auf; der tiefste derzeit bekannte Punkt befindet sich im oben genannten schachtartigen Raum.

Die Anlage der Höhle erfolgt hauptsächlich an SW-NE verlaufenden Verwerfungen mit deutlich ausgeprägten Harnischflächen. Der Raumcharakter der tieferen Höhlenteile entspricht dem der darunter befindlichen Lechnerweidhöhle. Die Lagebeziehung beider Höhlen ist aus der Planbeilage im Anhang ersichtlich.

56 Dolinenhöhle (1405 m)

Östlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge 15 m, Tiefe 8 m. Dachsteinkalk.

Der schachtartige Einstieg befindet sich am Grund einer flachen Doline. Nach 4 m Abstieg gelangt man in den vorwiegend horizontalen Höhlenteil. Einige abzweigende Seitenstrecken enden nach wenigen Metern verstrützt.

57 Trübenbachquelle (780 m)

Am linken Hang des Seetales, nordöstlich des Höhersteins. Länge 50 m (vermessen) mit -11 m; rund 200 m befahren. Dachsteinkalk.

Die episodisch aktive Wasserhöhle befindet sich nordöstlich des Höhersteins am Fuß einer Felswand und ist der Ursprung des Trübenbaches, eines linken Zuflusses zum Seebach. Die Wasserführung ist fast das ganze Jahr über gegeben. Nur nach langandauernden Trockenperioden bzw. strengem Frost versiegt der Bachlauf gänzlich und gibt mehr oder minder weit den Höhlengang frei.

Der am 25. 3. 1973 beim erstmaligen Tauchvorstoß etwa 200 m weit befahren Höhlengang wies zwei Siphonstrecken auf, von denen die erste 65 m lang war und deren Tiefpunkt 19 m unter der Überlaufschwelle des Einganges zu liegen kommt. Am Ende des Siphons schließt ein 5 m hoher Raum, die "Taucherhalle" an, von der ein geräumiger Gang mit 2-3 m Breite und ca. 3 m Höhe leicht ansteigend in Richtung SSW bergwärts führt. Der Gang weist vier Knickstellen auf und bricht nach etwa 80 m steil zu einem weiteren Siphon ab, dessen Wasserspiegel höher lag als der des ersten und welcher noch nicht durchtaucht wurde.

Der vordere Abschnitt ist deutlich an eine durchschnittlich mit 15° gegen SSW einfallende Schichtfuge angelegt, wobei im Höhlenbereich Änderungen im Schichtfallen infolge einer Flexur festzustellen sind. Der vorherrschende Raumquerschnitt ist das flache Linsenprofil, wobei der tagwärts führende Ast der Siphonstrecke aus blankem Fels besteht, der - soweit er begehbar war - eine Reihe von Restwasserbecken aufwies. Im durchtauchten Teil des Siphons, vor allem jedoch an seiner tiefsten Stelle, befinden sich Gerölle. Am Grund der Taucherhalle lagern Feinsedimente. Der bergwärts anschließende Höhlenteil weist einen anderen Raumcharakter auf. Die Knickstellen des Ganges deuten darauf hin, daß dessen Anlage von Klüften mitbestimmt wurde.

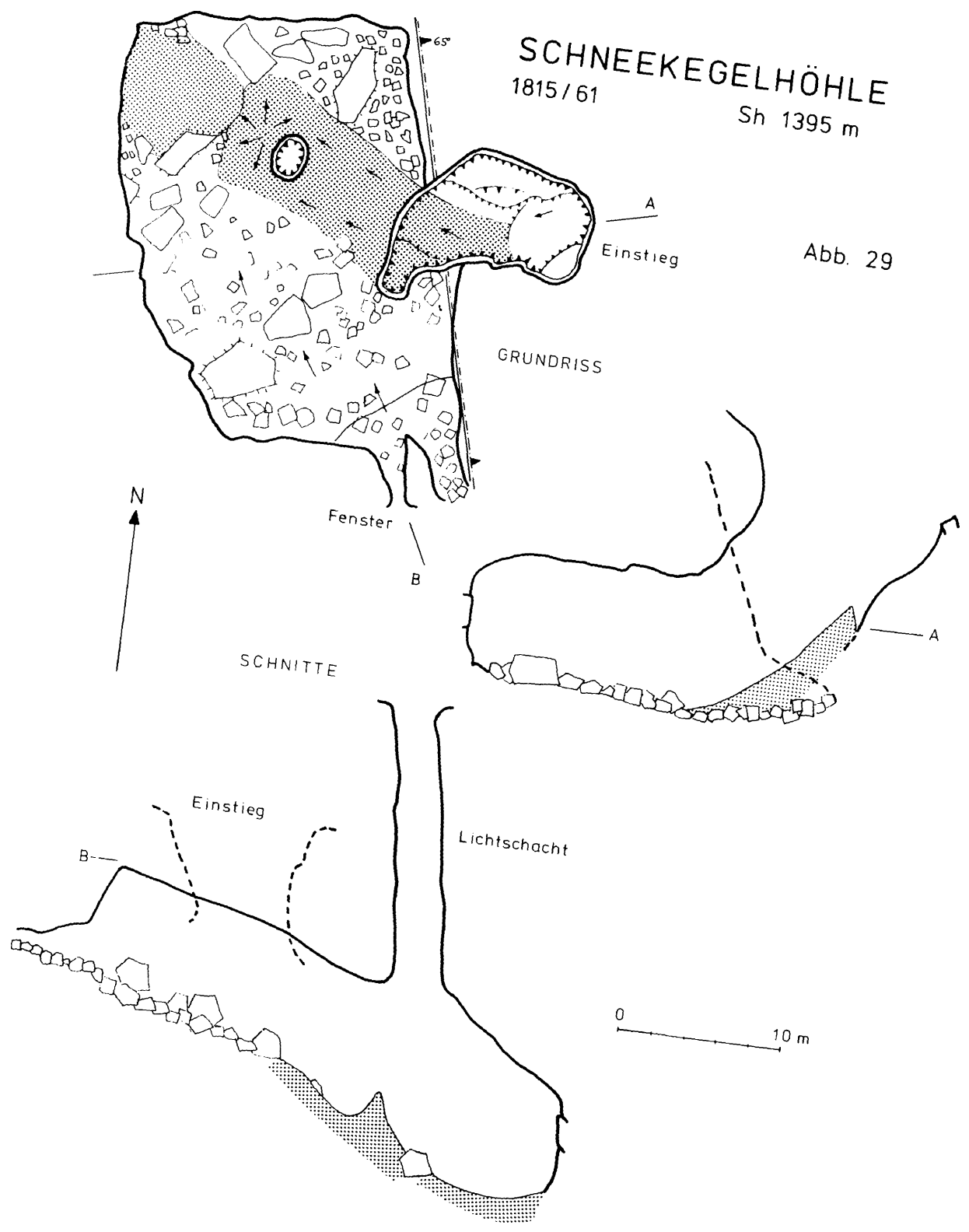
Vergleichende Beobachtungen am Lochbach (1815/12) und Trübenbachquelle zeigten, daß zwischen beiden Wasserhöhlen bedeutende Unterschiede in Wasserführung und -stand bestehen. Die gleiche hydrographische Ausgangssituation im Bereich beider Plateaus, verursacht durch den Einfluß der Witterung, wirkt

SCHNEEKEGELHÖHLE

1815/61

Sh 1395 m

Abb. 29



sich im unterschiedlichen Verhalten beider Objekte aus. Der Lochbach reagiert offenbar rascher auf die geänderte Situation im Wurzelgebiet als der Trübenbach, wodurch ersichtlich wird, daß letzterer ein ausschließlich hoch gelegenes Einzugsgebiet besitzen muß. Beim Lochbach macht sich auch der Einfluß der am unteren Hang versickernden Wässer bemerkbar. Beide Wasserhöhlen weisen den für Karstriesenquellen typischen "Quellsiphon" auf, wobei es hier sehr wahrscheinlich ist, den bergwärts ansteigenden Ast zu erreichen und in anschließende, episodisch aktive Höhlenteile zu gelangen.

58 Kletterloch (865 m)

Im linken Hang des Seetales, östlich des Großen Hetzkogels. Länge 6 m. Dachsteinkalk.

Ausbruchs- und Auswitterungshöhle in der Felswand zwischen Höherstein und Bärenkögerl, 40 m über dem Wandfuß.

59 Großer Hierzeckschacht (1445 m)

Nordöstlich des Hierzecksattels, unweit vom Schermofen (1815/15). Länge 22 m, Tiefe 17 m. Dachsteinkalk.

Vom Einstieg führt eine steile Halde zum Abbruch in den eigentlichen Schacht, der einen Firnkegel aufweist.

60 Kleiner Hierzeckschacht (1445 m)

Nordöstlich des Hierzecksattels, wenige Meter östlich vom Großen Hierzeckschacht, Länge (Tiefe) 6 m. Dachsteinkalk.

61 Schneekegelhöhle (1395 m)

Im Gamsecker Graben, östlich des Jagdhauses Gamseck. Länge 75 m, maximaler Höhenunterschied 28 m. Dachsteinkalk.

Der Einstieg in diese interessante Höhle erfolgt über eine steile, felsige Rinne, die nach unten hin über einen Firnkegel in eine sehr geräumige Halle einmündet. Gegen Süden steigt die Halle an, ihre Sohle besteht hier aus grobem Blockwerk. Von der südlichen Raumbegrenzung führen zwei niedrige, schichtgebundene Strecken wieder ins Freie. Etwa in der Mitte der durchschnittlich 4 m hohen Halle mündet an der Decke eine steile Röhre vom Obertagbereich her ein und bildet einen Lichtschacht. Darunter befindet sich der für die Höhle namensgebende Schneekegel. Die Halle ist infolge ihrer Neigung gegen Nordwest hier stärker vereist; an der Nordwestecke hat sich ein kleiner Eisseesee gebildet. Die rund 25 m lange und 18 m breite Halle ist an die Schichten des Dachsteinkalkes gebunden und wird randlich von Harnischflächen begrenzt.

62 Grasbandhöhle (rd. 1380 m)

Im Nordhang des Stainzenkogels, nahe beim Gamsecker Graben. Länge 13 m. Dachsteinkalk (?).

Vom überdachten Grasband einer kleinen Felswand setzt ein schlufartiger Eingangsteil an, der nach einer 1 m tiefen Stufe zu einer mannshohen Kammer führt. Von hier setzt ein leicht mäandrierender Canyon in süd- bis südwestlicher Richtung an, der in einen niedrigen, schichtgebundenen Endraum leitet.

63 Baumschacht (1370 m)

Östlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge 48 m, maximaler Höhenunterschied 17 m. Dachsteinkalk.

Vom Einstieg setzt ein sich flaschenförmig nach unten erweiternder Schacht an, der in 10 m Tiefe die blockbedeckte Sohle einer Querkluft erreicht, von der ein kurzer Schluf die Verbindung zu einem weiteren Abbruch herstellt. Ein je nach den Verhältnissen verschieden tiefer, etwa 3-4 m tiefer Abstieg führt zu einem steilen Firnkegel, der sich in einer gut 15 m hohen Halle befindet. Ihre Sohle wird größtenteils von einem Eissee bedeckt. Von der höchsten Stelle der Decke fällt durch verkeilte Blöcke Tageslicht ein, das von der Basis einer Doline ausgeht. Vom südwestlichen Ende der Halle kann man zu einem höher gelegenen Balkon aufwärts klettern, von dem man wieder in die Eishalle hinablicken kann. Eine von hier steil hinaufziehende Fortsetzung endet verstimt.

64 Windloch (1380 m)

Im Nordhang des Stainzenkogels, beim Gamsecker Graben. Länge (bisher vermessen) 42 m, erkundet ca. 60 m. Liaskalk/Dachsteinkalk.

Verzweigte, streckenweise sehr engräumige Höhle mit Schächten. Starke Wetterführung.

65 Karrenchacht (1360 m)

Östlich Jagdhaus Gamseck. Länge 10 m. Dachsteinkalk.

66 Brunnenschacht (1350 m)

Östlich Jagdhaus Gamseck. Länge mehr als 6 m. Dachsteinkalk.

67 Tropfschlothöhle (1370 m)

Östlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge 26 m, maximaler Höhenunterschied 13 m. Dachsteinkalk.

Von einer Schachtdoline, die in der Tiefe aus zwei mit Schnee erfüllten Teilvertiefungen besteht, gelangt man durch eine Randkluft in den eigentlichen Höhlenraum. Über eine Blockstufe abwärts erreicht man eine geräumige Kammer, die mit einem 11 m hohen Schlot ("Tropfschlot") wieder mit der Oberfläche verbunden ist. Der sich nach unten flaschenförmig erweiternde Schlot zeigt ausgeprägte Korrosionsspuren. Eine weiter abwärts in nördlicher Richtung führende Fortsetzung verengt sich jedoch alsbald unbefahrbar. Hier wird eine genetische Verbindung mit dem benachbarten Luftwurzelschacht (1815/69) vermutet.

68 Nebelloch (1375 m)

Östlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge ca. 15 m, Tiefe 10 m. Dachsteinkalk.

69 Luftwurzelschacht (1375 m)

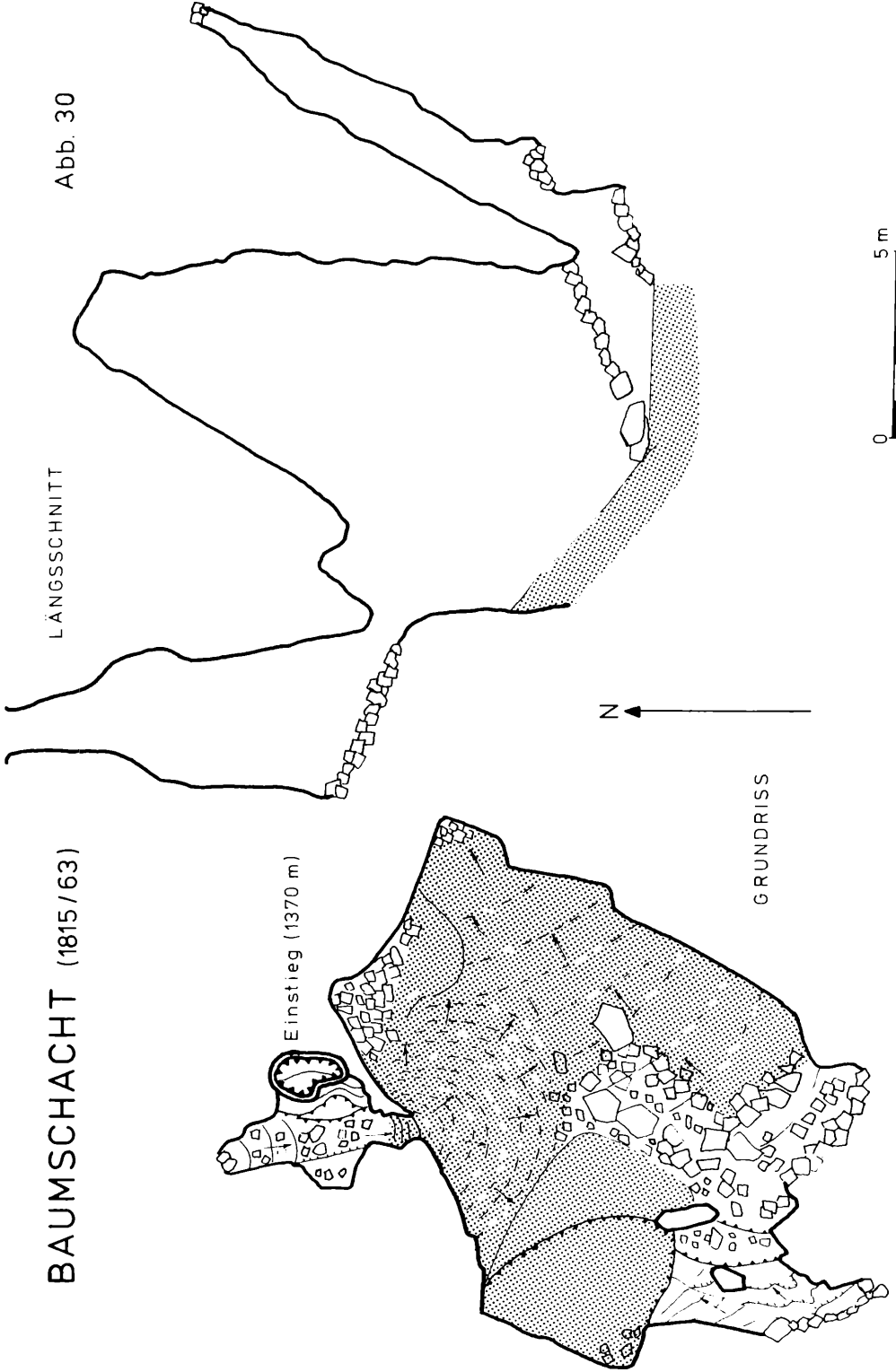
Östlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge (Tiefe) rund 20 m. Dachsteinkalk.

70 Jagdhausschacht (1425 m)

Südlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge (Tiefe) 5 m. Dachsteinkalk (?). Kleine, einfach geformte Schachthöhle.

BAUMSCHACHT (1815/63)

Abb. 30



71 Moderschacht (1465 m)

Am Rand einer großen Doline nordwestlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge (Tiefe) 14 m. Dachsteinkalk.

Vom künstlich erweiterten Schachteinstieg wird nach 9 m ein Absatz erreicht. Über eine Felsbarriere kann man den Hauptschacht bis zum tiefsten Punkt erreichen.

72 Moosloch (1420 m)

Südlich vom Jagdhaus Gamseck. Länge 21 m, Tiefe 13 m. Liaskalk.

Ein steil über Blockwerk abwärts führender Gang bricht nach 5 m in einen 5 m tiefen Schacht ab. Vom Schachtgrund führt eine Nebenstrecke wenige Schritte ostwärts und mündet in einen kleinen Schlot. In nördlicher, dann in nordöstlicher Richtung führt eine engräumige Gangstrecke abwärts, verengt sich jedoch unbefahrbar.

73 Canyonruine (1420 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels. Liaskalk.

74 Spitzbogengang (1360 m)

Im Ostabfall des Stainzenkogels, in der Nähe des Einstieges zur "Rutsche" der Lechnerweidhöhle (1815/32). Länge 11 m.

Geradlinig in Richtung SW verlaufender Höhlengang.

75 Lindnerhöhle (815 m)

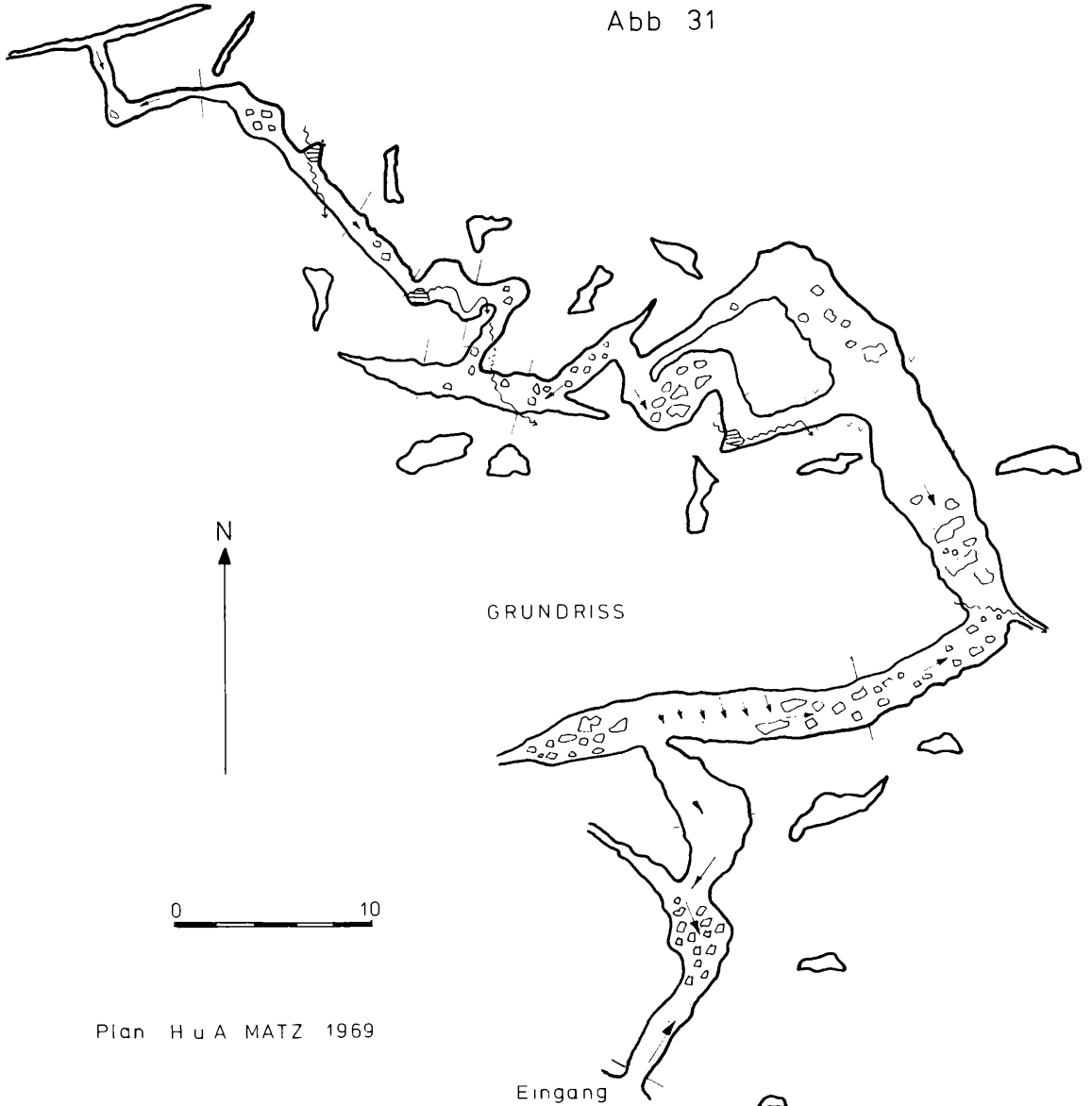
Im Tennkogel, am Südausläufer des Dürrensteins zum Lassingtal, oberhalb der "Drei Keuschen". Länge 142 m, Höhenunterschied 15 m. Dachsteinkalk.

Die teilaktive Kluftfugenhöhle, die im großen gesehen, gegen Nordwesten führt, wird von zwei querverlaufenden West-Ost-Klüften unterbrochen. Vom Eingang zunächst über Humus und Verbruch abwärts, dann über Fels ansteigend zur ersten Querkluft, die nach Osten abwärts führt. An der Knickstelle des Ganges, die zugleich einen Tiefpunkt darstellt, ist ein Ponor vorhanden. Die nun folgende Längskluft steigt steil an und mündet nach 14 m bzw. 20 m in die zweite Querkluft. Der Weiterweg kann auf zwei Varianten erfolgen. Nordwärts führt eine Schlufstrecke hinauf und knickt gegen West um, unmittelbar gegen Westen leitet ein 11 m langer Gang nach einem Knick zu einer Raumerweiterung, von der eine 6 m hohe Steilstufe die Einmündung der Schlufstrecke erreicht. Von hier zieht ein mehrfach abgewinkelter Kluftgang über dem "Lehmmäander" in die dritte Längskluft, die steil zur "Plattenkammer" emporführt. Weiter geht es durch eine sehr enge Spalte zuerst abwärts, dann wieder ansteigend zur dritten Querkluft, die nicht mehr befahrbar ist. Die Höhle weist an den Felsflächen Fließ- und Laugfacetten auf. An Sedimenten sind Blockwerk und Bruchschutt, Höhlenlehm und im Bereich des Gerinnes auch Kies vorhanden. Ebenso finden sich Versinterungen. Die Lindnerhöhle weist ein kleines Gerinne auf, das im rückwärtigen Höhlenteil aus einem Wasserbecken seinen Anfang nimmt, den befahrbaren Höhlengang an einigen Stellen verläßt und wieder eintritt. Der endgültige Ponor befindet sich an der Knickstelle zwischen der ersten Querkluft mit der Längskluft (H. MATZ 1970).

LINDNERHÖHLE (1815/75)

Lassingtal, Sh 815 m

Abb 31



Plan H u A MATZ 1969

76 Lange Halle (750 m)

An der rechten Flanke des Seetales. Länge 20 m. Dachsteinkalk.

Die Höhle besteht aus einer eindrucksvollen, langgestreckten Halle, die sich 20 m weit sanft ansteigend in südöstlicher Richtung bergwärts erstreckt. Die Anlage erfolgte hauptsächlich an NW-SE streichende Verwerfungen. Bemerkenswert sind die kleinen Tropfwassermühlen an der NE-Seite der Halle. (M. H. FINK 1970).

77 Höhlenquelle (1114 m)

Unweit vom Nordwestufer des Obersees. Länge ca. 10 m. Liaskalk.

Die kleinräumige, episodisch aktive Wasserhöhle befindet sich in einem Felsriegel zwischen der Jagdhüttdoline und dem Obersee und wird bei Mittel- und Hochwasser vom Rotmoosbach durchflossen. Die Höhle kann nur kriechend befahren werden und weist Fließfacetten auf. Die Haupterstreckung ist SSE-NNW. Die Höhle wird bereits von G. GÖTZINGER (1912) erwähnt.

78 Annalucke (1640 m)

Auf der Eisenstatt, 350 m südlich der Höhe 1596. Länge (Tiefe) rund 30 m. Dachsteinkalk.

Die mittels Luftbildinterpretation erkundete Schachthöhle, für die ursprünglich die Bezeichnung "Luftbildschacht" verwendet wurde, hat beim Einstieg einen Durchmesser von rund 7 Metern. Die meiste Zeit ist dieser mächtige Schlund durch einen Schneepropfen verschlossen, der zumeist nur eine schmale Randschlucht freiläßt.

79 Bildbaumhöhle (1530 m)

Beim Bildbaum nördlich der Durchlaßalm. In der Österr. Karte 1:50.000, Bl. 72, eingezeichnet. Länge 14 m. Dachsteinkalk.

In einer Doline ansetzender, engräumiger Höhlengang.

80 Stufenschacht (1470 m)

Im Nordhang des Stainzenkogels. Länge (Tiefe) rund 40 m. Liaskalk.

81 Rainerhöhle (1100 m)

In der Rainerdoline zwischen Obersee und Brüllendem Stier (1815/1). Länge rund 7 m. Liaskalk.

Aktive Wasserhöhle, die vom Seebach nach seiner Versinkung beim Obersee bis zu seinem ersten Wiederaustritt in der Rainerdoline durchflossen wird. (Die wenige Schritte seitlich in der Doline entspringende "Rainerquelle" steht mit dem Oberseeabfluß in keinem Zusammenhang).

82 Wassergang (1118 m)

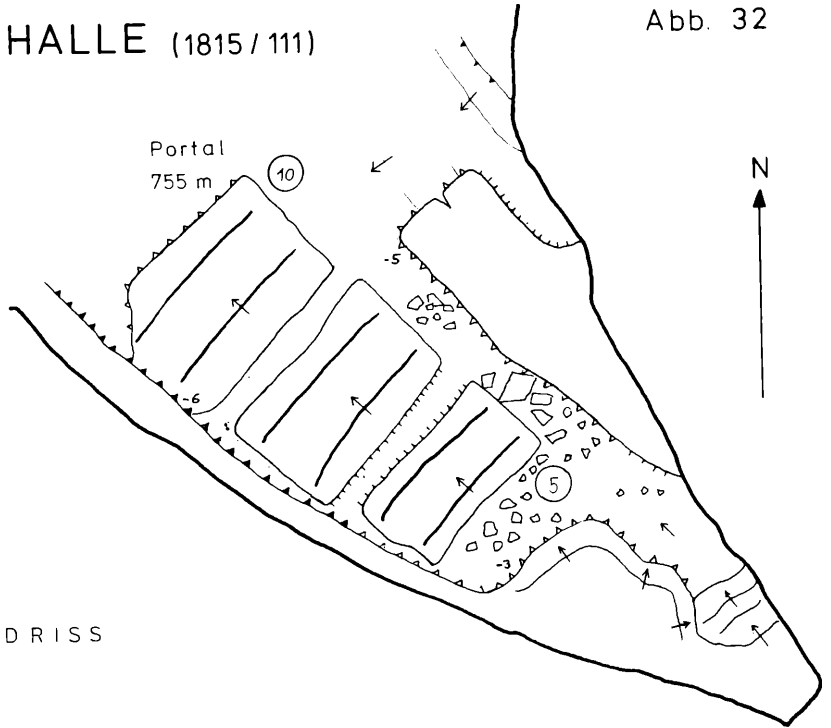
In der Baumdoline zwischen Rotmoos und Obersee, nordwestlich der Jagdhütte. Länge rund 10 m. Liaskalk.

Engräumige Wasserhöhle mit großen Schüttungsschwankungen; in das Karstentwässerungssystem des Rotmooses einbezogen.

TRÜMMERHALLE (1815 / 111)

Seetal

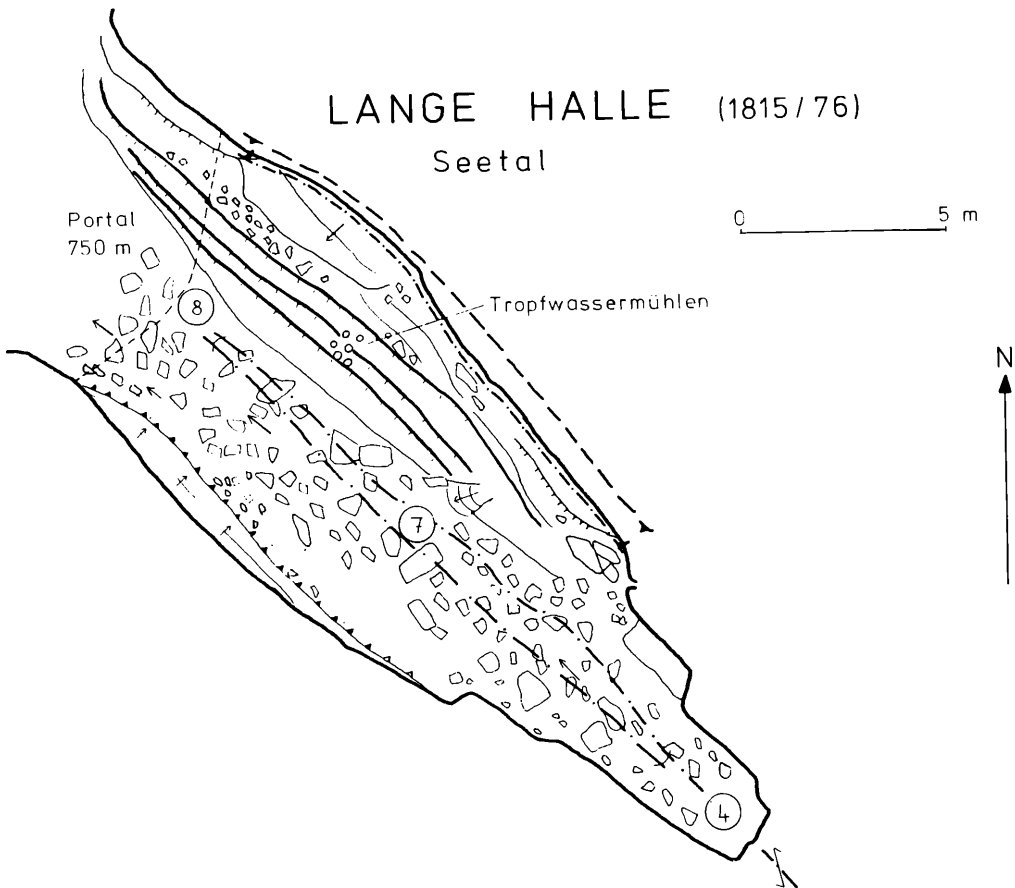
Abb. 32



G R U N D R I S S

LANGE HALLE (1815 / 76)

Seetal



83 Buxbartmauerhöhle (rund 1250 m)

In den Buxbartmauern, südwestlich des Rotmooses beim Obersee.
Länge ca. 10 m. Dachsteinkalk.

Die Schichtfugenhöhle öffnet sich mit 7 m breitem Portal über einer 3-4 m hohen Wandstufe. Der Höhlenraum zieht sich geradlinig rund 10 m bergwärts, aus einer seitlichen Kluft strömt starke Wetterführung.

84 Doppelschacht (1485 m)

Im Ostabfall des Schwarzkogels, oberhalb vom Ofenloch (1815/13).
Länge (Tiefe) zusammen: 52 m (-30 m, -14 m, -8 m). Dachsteinkalk.

In einer Karsthohlform setzen zwei benachbarte Schächte an, die jedoch sonst keine Verbindung zueinander aufweisen. Der größere, südöstlich befindliche Schacht weist eine Tiefe von 30 m auf; an seiner Sohle ist ein Firnkegel vorhanden. Der kleine Schacht ist 14 m tief; an seiner NW-Flanke öffnet sich ein parasitärer, enger Schacht von 8 m Tiefe. Diese drei Teilschächte und weitere Dolinen liegen an einer NW-SE verlaufenden Störung, wobei die Schächte an den Kreuzungsstellen mit NE-streichenden Klüften angelegt sind.

85 Wasserschacht (1122 m)

Im Felsriegel zwischen Hinterem und Vorderem Rotmoos. Länge 7 m, Tiefe 3 m. Liaskalk.

Ständig aktive Wasserhöhle mit schachtartigem Zustieg, der in den Bereich unmittelbar hinter einer Karstquelle ("Wasserschachtquelle") führt. Der Abfluß des Hinteren Rotmooses strömt zum Teil durch diese Höhle.

86 Jagdhüttenhöhle (1116 m)

Am Rand der Jagdhüttendoline zwischen Rotmoos und Obersee.
Länge ca. 5 m. Liaskalk.

Engräumige, aktive Wasserhöhle bei der Jagdhüttenquelle.

87 Zweitorhöhle (720 m)

Am rechten Hang des Seetales, knapp oberhalb der Straße. Länge 11 m. Dachsteinkalk.

Langgestreckter, niedriger Höhlenraum, der mittels zweier Eingänge zugänglich ist.

88 Untere Hochbödenkluft I (1445 m)

Auf den Hochböden am Stainzenkogel. Länge 8 m, Tiefe 5 m. Liaskalk.

89 Untere Hochbödenkluft II (1445 m)

Auf den Hochböden am Stainzenkogel. Liaskalk.

90 Untere Hochbödenkluft III (1445 m)

Auf den Hochböden am Stainzenkogel. Länge (Tiefe) rund 9 m. Liaskalk.

KRÄHENLOCH (1815/91)

Steinbachtal

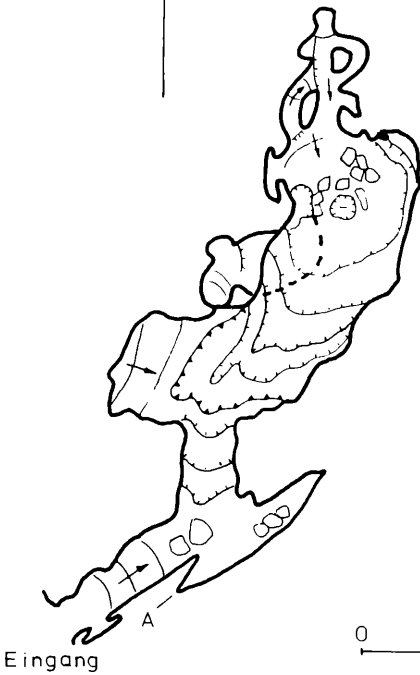
Eingang
700 m

Abb. 33

LANGSSCHNITT



GRUNDRISS



Plan L HAUSER 1972

91 Krähenloch (ca. 700 m)

Im Südabfall des Stierkopfes, Steinbachtal. Länge 90 m, Tiefe 35 m. Hauptdolomit (?).

Vom südwestschauenden Eingang führt ein Gang leicht geneigt zum ersten, mannshohen Abbruch, von dem aus man in die gewaltige Schachthalle kommt. Nach 20 m Abstieg wird der trichterförmige Boden aus Blockwerk erreicht. An der Westwand kann man zwischen Blöcken absteigen und eine unterlagernde, 18 m lange Gangstrecke befahren. Im Norden schließt an die Schachthalle das Kolkabyrinth an. Im Eingangsteil finden sich Spuren alten Bergmilchabbaues.

92 Versteckter Schacht (rund 1300 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Tiefe ca. 10 m. Liaskalk.

93 Versturzhöhle (1290 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge 116 m, Höhenunterschied 17 m (+4 m, -13 m). Dachsteinkalk.

Vom Eingang gelangt man absteigend zunächst in eine Raumerweiterung, von der ein Schlot wieder zur Oberfläche führt. Ein Kriechgang leitet in die geräumige "Windkammer". Zwischen großen Versturzböcken hindurch gelangt man in eine weitausladende Halle, die durch Verstürze sehr unübersichtlich ist. Gegen Süden ist die Fortsetzung der niedrigen Halle durch gewaltige Felsplatten, die entlang von Harnischen niedergebrochen sind, beinahe ganz verlegt. An diese Harnischplatten schließt südlich die geräumige "Stiefelkammer" an, von der ein schwach absinkender Gang einige Meter bergwärts führt. An der oben angeführten Halle nördlich der Harnischplatten gelangt man gegen NW zu einer Engstelle zwischen Blöcken und durch diese hindurch zum "Hohen Gang", der gegen SW führt und bei der Sinterkammer I endet. Vor dem Ende dieses Ganges führt ein Schluf zu einer Fortsetzung, die sich zur "Hohen Kammer" erweitert und abwärts führend über den "Blockschluf" zur Sinterkammer II leitet. An der Sohle dieses Raumes hat sich ein unbefahrbar enger, mäandrierender Canyon eingetieft, aus dem starke Wetterführung entströmt.

Die ausgedehnte Höhle ist einerseits schichtgebunden, andererseits in ihrer Raumformung überaus stark mit ausgeprägten Verwerfungen verknüpft. H. SÜSSENBECK (1972), dem die Bearbeitung der Höhle zu verdanken ist, berichtet von Anzeichen junger Verbrüche. An vielen Stellen des Blockwerks sind junge Sinterbildungen vorhanden, die eindeutig zeigen, daß die Versturvorgänge erst nach deren Ausbildung erfolgt sind. Verschobene Schichtpakete an gekrümmten Harnischflächen deuten auf mehrphasige tektonische Bewegungen sehr jungen Alters. Die großen Verwerfungen streichen NNW und verlaufen somit parallel zur großen Seetalstörung, die unweit davon am gleichen Hang austreicht.

94 Überdeckungshöhle (rund 1340 m)

Am Nordosthang des Stainzenkogels.

Schachtartiger Einbruch mit zwei Tagöffnungen und noch nicht näher untersuchten Fortsetzungen.

95 Ritzelfenster (1560 m)

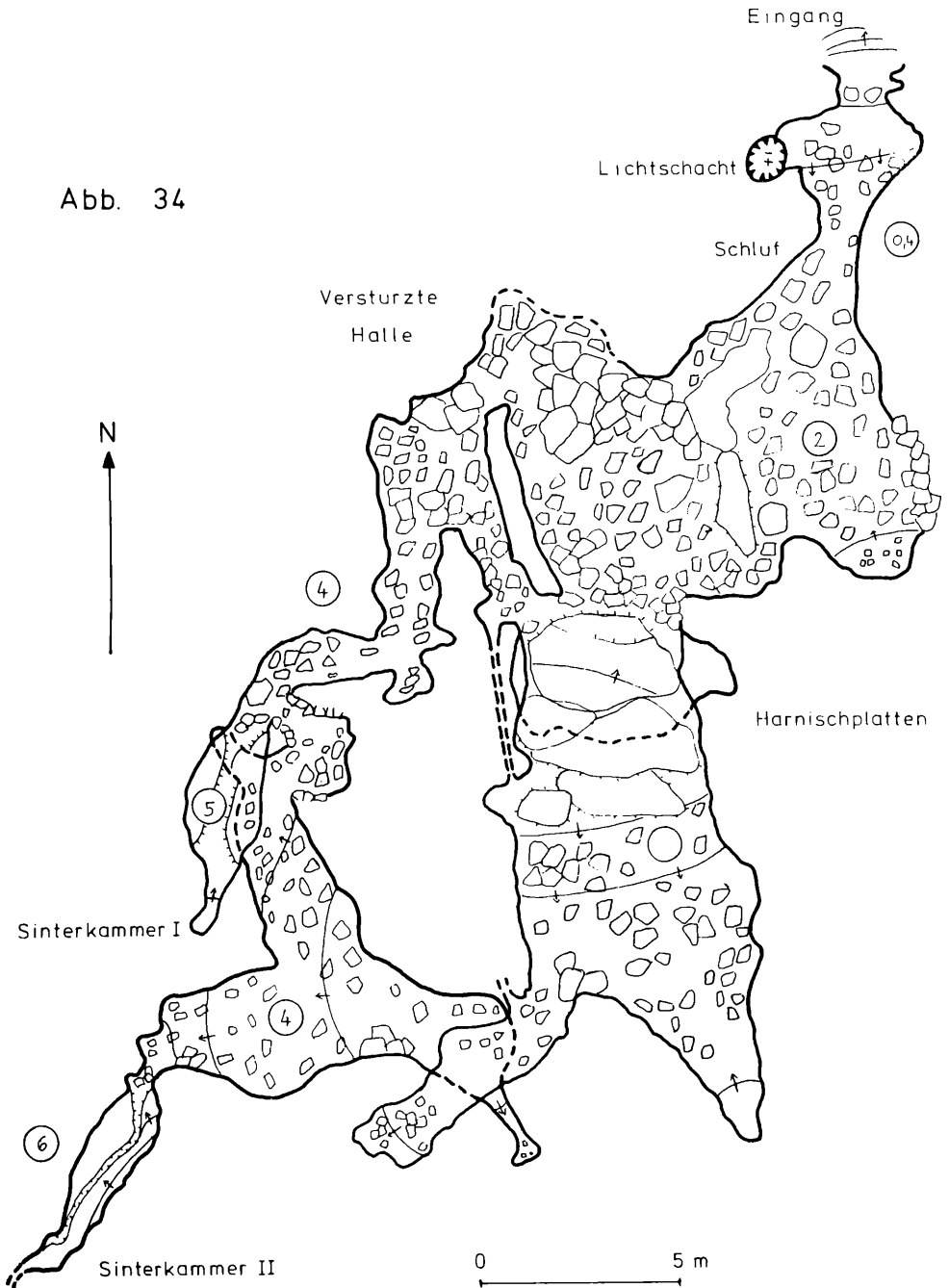
Östlich des "Hansl" (1614 m), am Abfall zum Ritzeltal. Länge 5 m. Dachsteinkalk.

Felsfenster (Durchgangshöhle).

VERSTURZHÖHLE (1815/93)

Stainzenkogel, 1290 m

Abb. 34



96 Latschenschlot (1525-1515 m)

Östlich des "Hansl" (1614 m), in einer zum Ritzeltal abfallenden Felswand. Länge (Tiefe bzw. Höhe) ca. 10 m. Dachsteinkalk.

Senkrechte Durchgangshöhle, die etwa 3 m über dem Wandfuß ansetzt bzw. ausmündet.

97 Ritzelhöhle (1480 m)

Im Ritzeltal. Länge 10 m. Dachsteinkalk.

Vom Einstieg führt ein einfacher Gang rund 10 m weit abwärts.

98 Nordhangspalte (1450 m)

Im Nordhang des Stainzenkogels. Länge 11 m, Höhenunterschied -5 m. Liaskalk. Abwärtsführender, engräumiger Höhlengang.

99 Kammernhöhle (1460 m)

Im oberen Luckenbrunngraben, nahe beim U-Schacht (1815/34). Länge 30 m, Höhenunterschied 7,5 m. Liaskalk.

In einer Schachtdoline öffnet sich zwischen Versturzböcken ein Kriechgang, der zur ersten Kammer führt, die aus einer Mäanderschlinge eines Canyons gebildet wird und in die durch einen unbefahrten Schlot Licht einfällt. Durch eine Engstelle gelangt man in einen Gang, an den sich die zweite Kammer anschließt. Gegen NW zieht ein enger Canyon, der nach 5 m unbefahrbar wird. In südöstlicher Richtung gelangt man nach einer Engstelle in die dritte Kammer und von hier durch einen Schluf zur vierten und größten Kammer.

100 Jubiläumshöhle (1450 m)

Im oberen Luckenbrunngraben, Stainzenkogel. Länge 130 m, Höhenunterschied -27 m. Liaskalk.

Die Höhle weist zwei befahrbare Tagöffnungen auf, den "Entdeckereingang" in einer dolinenartigen Senke und den sehr niedrigen Eingang II. Von beiden Eingängen gelangt man in die 20 m hohe, eindrucksvolle "Zelthalle"; vom Entdeckereingang aus durch einen 18 m tiefen Schacht (Canyonschacht); vom Eingang II aus durch einen engräumigen Gang mit einem kleinen, mäandrierenden Sohlencanyon, der in 15 m Höhe in die Zelthalle ausmündet. Die großartige Halle weist eine Grundfläche von etwa 300 m² auf und ist im Profil gesehen, einem Zelt nicht unähnlich. Die Sohle wird fast durchwegs von grobem Blockwerk eingenommen.

Der Halle sind seitlich relativ kurze Gangfortsetzungen angeschlossen. Im SW, unterhalb des Canyonschachtes, führt vom Teilungsraum der "Seitenast" gegen S; westwärts setzt von hier der "Kolkgang" an, der nach 16 m ebenfalls an einem Versturz sein Ende findet. Von der Ostseite der Zelthalle beginnt der "Hoffnungsgang", der einige Meter weit gegen Südosten führt.

101 Luckenbrunn-Hangschacht (1480 m)

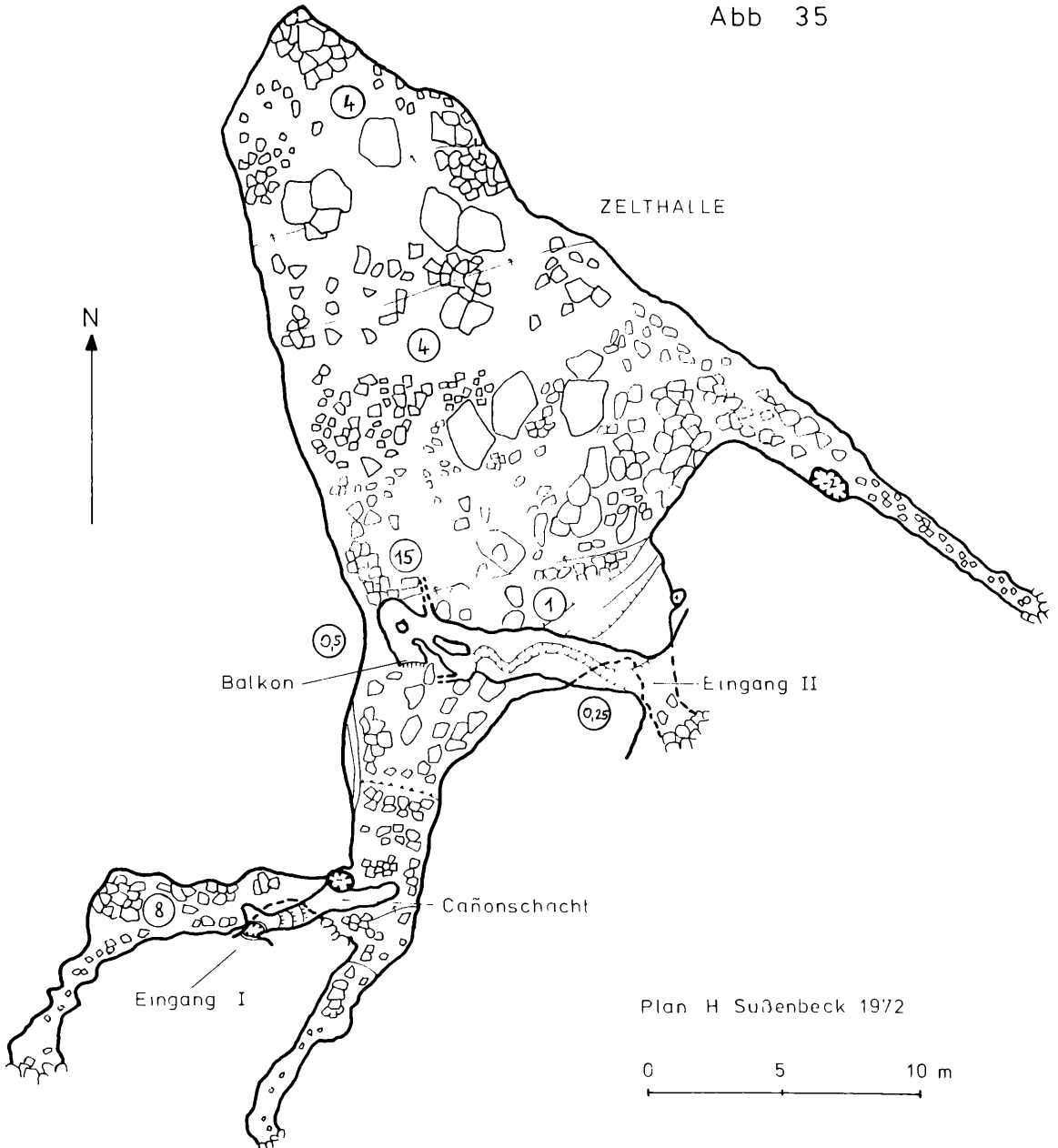
Im obersten Luckenbrunngraben, Stainzenkogel. Länge 12 m. Höhenunterschied -6,5 m. Liaskalk.

Ein vier Meter tiefer, kletterbarer Schrägschacht führt zu einer Zwischenstufe, an die sich ein kleiner Raum anschließt. Gegen NW führt der Gang steil abwärts und endet nach 5 m verstimmt.

JUBILÄUMSHÖHLE (1815/100)

Luckenbrunngraben, Sh 1450 m

Abb 35



102 Lärchengrabenschacht I (1465 m)

Im Lärchengraben. Länge 18 m, Tiefe 11 m. Dachsteinkalk.

Vom Einstieg weitet sich der Schacht zu einem Raum, dessen blockbedeckte Sohle nach 10 m Abstieg erreicht wird. Gegen SE weist dieser Schachtraum eine niedrige Fortsetzung auf.

103 Lärchengrabenschacht II (1465 m)

Im Lärchengraben, rund 10 m südöstlich vom Lärchengrabenschacht I. Länge (Tiefe) rund 10 m. Dachsteinkalk.

Schacht mit Schneekegel.

104 Lärchengrabenschacht III (1465 m)

Im Lärchengraben, unmittelbar südöstlich vom Lärchengrabenschacht II. Länge (Tiefe) 10 m. Dachsteinkalk.

Enger Schacht mit Schneekegel.

105 Tannenschacht (1470 m)

Im Lärchengraben, südwestlich von den Lärchengrabenschächten. Länge 13 m, Tiefe 11 m. Dachsteinkalk.

Die Höhle besteht aus einem 11 m tiefen befahrbaren Schacht mit Schneekegel, der auch durch ein Fenster von einer nordöstlich anschließenden Doline zugänglich ist.

106 Predigtstuhlschacht I (1585 m)

Im oberen Predigtstuhl, rund 200 m südöstlich vom Roßecksattel. Länge (Tiefe) rund 15 m. Dachsteinkalk.

107 Predigtstuhlschacht II (1585 m)

Im oberen Predigtstuhl, unmittelbar südöstlich vom Predigtstuhlschacht I. Länge rund 12 m, Tiefe 10 m. Dachsteinkalk.

Ein abwärts ziehender Höhlenraum bricht in einen rund 10 m tiefen Schacht ab.

108 Predigtstuhlschacht III (1585 m)

Im oberen Predigtstuhl, südöstlich des Predigtstuhlschachtes II. Länge (Tiefe) 10, 5 m. Dachsteinkalk.

Große Schachtdoline mit senkrecht abfallenden Wänden, deren Sohle mit Firn erfüllt ist. Dieser Schacht hat mit der nordwestlich anschließenden steilen Doline und mit einem südöstlich befindlichen 5 m tiefen Schacht eine unbefahrbare Verbindung.

109 Predigtstuhlschacht IV (1580 m)

Im oberen Predigtstuhl, rund 15 m SSE vom Predigtstuhlschacht III. Länge (Tiefe) ca. 10 m. Dachsteinkalk.

110 Lärchengrabenponor (1525 m)

An der Tiefenlinie des Lärchengrabens. Länge 8 m. Dachsteinkalk.

Episodisch aktive Höhlenschwinde, die das Sickerwassergerinne des oberen Lärchengrabens aufnimmt und aus einem 8 m langen Raum besteht, der von einer 2 m tiefen, schachtartigen Tagöffnung zugänglich ist.

111 Trümmerhalle (755 m)

Im rechten Hang des Seetales, nördlich der Langen Halle (1815/76).
Länge 19 m. Dachsteinkalk.

Vom mächtigen Portal zieht sich der hallenartige Raum verjüngend 19 m weit in südöstlicher Richtung. Gewaltige Felsblöcke, die von der Südwestwand abgebrochen sind, bilden die Sohle des vorderen Teiles. Im bergwärtigen Teil ist eine Felsbastion vorhanden, von der ein schmales Band an der Südwestwand zum Eingang führt. (Vgl. Abb. 32).

112 Predigtstuhlkluft (1575 m)

Im oberen Predigtstuhl, nordöstlich vom Predigtstuhlschacht III (1815/108).
Länge 6 m, Tiefe 6 m. Dachsteinkalk.

113 Eismandlloch (1280 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge ca. 15 m. Halbhöhle.

114 Kluftkirche (1260 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge ungewiß. Hoher Kluftraum.

115 Brückenschacht (1250 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge (Tiefe) rund 10 m.

116 Wildunterstand (1235 m)

Im Nordosthang des Stainzenkogels. Länge ca. 10 m.
Große Halbhöhle in einer Doline.

117 Laubschacht (1250 m)

Im unteren Gamsecker Graben. Länge ca. 20 m, Tiefe rund 10 m.
In einer Kesseldoline ansetzender Schacht.

118 Perlsinterloch (1235 m)

Im Nordhang des Scheiblingsteines, unweit des Steiges Durchlaß-Durchlaß-alm. Länge 14 m. Dachsteinkalk.

119 Schneeloch am Hühnerkogel (1575 m)

Am Westabfall des Großen Hühnerkogels. Länge ungewiß (mehr als 20 m).
Dachsteinkalk.

Von einer sehr großen Trichterdoline setzt ein kurzer Gang an, der in einen mächtigen Schacht mündet, welcher von der Flanke der Doline seinen Anfang nimmt und durch den ebenfalls Licht einfällt. Dieser Schacht weist einen mächtigen Firn- und Eiskegel auf und setzt sich an tiefen Randklüften befahrbar fort. In die kompakte Eismasse sind durch den Tropfenfall mehrere Meter tiefe Röhren eingetieft worden, die einen mehr als menschengroßen Durchmesser aufweisen.

120 Steilwandhöhle (775 m)

Im rechten Hang des Seetales, nordöstlich oberhalb der Trümmerhalle (1815/111). Länge ungefähr 20 m. Dachsteinkalk.

2. ZUR GENESE VON KARSTHÖHLEN

Den Höhlen des Dürrensteingebietes kommt im Rahmen dieser Studie eine besondere Bedeutung zu. Für eine komplexe Karstuntersuchung ist die Erfassung und Bearbeitung des unterirdischen Karstphänomens von eminenter Wichtigkeit, worauf bereits in einer früheren Veröffentlichung hingewiesen wurde (M. H. FINK 1969). Neben den speläomorphologischen und speläogenetischen Aspekten vermag die Untersuchung von Höhlen auch Aufschlüsse über die Bildungsbedingungen von oberirdischen Karstformen zu geben, die infolge der Boden- und Vegetationsbedeckung nicht oder nur unvollständig der Beobachtung zugänglich sind.

Was ist eine Höhle?

Das Obertrauner Protokoll (1971) definiert kurz und präzise: "ein natürlicher, befahrbarer unterirdischer Raum."

Wesentlich differenzierter wurde die Formulierung im Speläologischen Fachwörterbuch getroffen (H. TRIMMEL u. a. 1965): "Eine Höhle ist eine durch Naturvorgänge gebildete, mehr als menschengroße Hohlform, die ganz oder teilweise von anstehendem Gestein umschlossen wird. Die Höhle ist entweder ganz oder teilweise von gasförmigen, flüssigen oder festen Stoffen erfüllt."

Dies bedeutet, daß neben der vollständigen Wassererfüllung (z. B. im Lochbach) auch der zur Gänze von festem Inhalt (z. B. Sand oder Ton) erfüllte Hohlraum bestimmter Größe als Höhle zu bezeichnen ist. Man denke in diesem Zusammenhang an den ursprünglich vollständig mit Sedimenten erfüllten Sandsiphon in der Lechnerweidhöhle.

Um die Höhle gegen Nischen, Felsüberhänge aber auch gegenüber den steilwandigen Dolinen abzugrenzen, habe ich vorgeschlagen, der Definition anzufügen: "Die horizontale bzw. vertikale Tiefenerstreckung einer Höhle und die maximale Weite der Tagöffnung müssen mindestens im Verhältnis 1:1 stehen. Dies bedeutet, daß bei mehr oder minder horizontalen Höhlen die Portalbreite von der Längserstreckung, bei mehr oder minder vertikalen Höhlen (Schachthöhlen) deren Breite von der Tiefenerstreckung übertroffen wird.

Die Höhlen des Dürrensteingebietes sind durchwegs Karsthöhlen. Sie befinden sich in verkarstungsfähigen Gesteinen und sind in ihrer Entstehung im wesentlichen auf den Karstprozeß zurückzuführen. Darüber hinaus wird deren Genese von einer Reihe von anderen morphodynamischen Vorgängen mitbestimmt.

Bezüglich der Genese einer Karsthöhle gelten die gleichen grundlegenden Beziehungen zum höhlenbergenden Gestein wie dies auch für die oberirdischen Karstformen zutrifft. Der lithologische Faktor wird im unterschiedlichen Verhalten des Gesteins gegenüber der Verkarstung wirksam, einerseits durch seinen Chemosismus, andererseits durch seine stoffliche Inhomogenität.

Die im Dürrenstein für die Höhlenbildung relevanten Gesteine sind (in der Reihenfolge ihrer flächenmäßigen Verbreitung): Dachsteinkalk, Dachsteindolomit, Liaskalk, Ramsaudolomit. Die größte Bedeutung für das Auftreten von Karsthöhlen hat der Dachsteinkalk, ein sehr reiner Kalk, der durch seine Bankung und durch seine tiefreichende Zerklüftung hierfür beste Voraussetzungen bietet. Der Liaskalk in seiner Varietät als Hierlatzkalk ist ebenfalls ein hervorragendes höhlenbergendes Gestein. Das Gestein ist zwar häufig von mergeligen Zwischenlagen und Hornsteinbändern durchsetzt, hingegen bietet seine dünnplattige Schichtung und seine Zerklüftung den aggressiven Wässern günstige Abflußmöglichkeiten in die Tiefe des Gesteinskörpers. Die besondere Rolle des

Hierlitzkalkes kommt hauptsächlich in jenem Bereich des Dürrensteins zum Tragen, wo er dem Dachsteinkalk synklinal aufgelagert ist und ein geschlossenes Areal bildet: Es ist dies der Bereich des Stainzenkogels, und hier vor allem die zum Seetal abfallende Flanke, die derzeit als das Gebiet mit der größten Höhlendichte zu bezeichnen ist. Dabei spielt neben der Schichtgrenze zweier verkarstungsfähiger Gesteine noch eine tektonische Erscheinung eine Rolle, nämlich die für den Dürrenstein so bedeutende Seetalstörung.

Die beiden Dolomitgesteine sind bezüglich des unterirdischen Karstphänomens nur von untergeordneter Bedeutung. Der "obere" Dolomit, der norische Dachstein- oder Hauptdolomit weist einige Höhlen auf, der "untere" Dolomit, der grusig zerfallende ladinische Ramsaudolomit besitzt jedoch nur wenig Voraussetzungen für die Bildung von größeren Hohlräumen. Es zeigt sich auch, daß im Ramsaudolomit die oberirdische Entwässerung bereits dominiert.

Die Primäranlage von Karsthöhlen erfolgt an den Inhomogenitäten des Gesteins. Diese können entweder sedimentär entstanden (Schichtfugen, Schichtgrenzen) oder aber tektonischen Ursprunges sein (Klüfte, Verwerfungen). Davon abgeleitet unterscheidet man nach den genetisch und morphologisch dominanten Gesteinsfugen:

- a) vorwiegend schichtgebundene Höhlen(räume),
- b) vorwiegend kluffgebundene Höhlen(räume).

Die Schichtgebundenheit kann sich äußern, daß die Knüpfung eines Höhlenraumes einerseits an eine oder mehrere Schichtfugen (Bankungsfugen) eines Gesteins, andererseits an eine Gesteinsgrenze zwischen einem verkarstungsfähigen und einem nicht verkarstungsfähigen Gestein erfolgt. Als Beispiel für eine schichtgebundene Höhle sei die labyrinthische Versturzhöhle (1815/93) angeführt. Die größte Höhle des Dürrensteins, die Lechnerweidhöhle (1815/32), setzt im Liaskalk an, durchörtert die Schichtgrenze und besitzt ihre großen Raumfolgen im liegenden Dachsteinkalk. Die Gesteinsgrenze selbst wirkt sich hingegen nur untergeordnet für den Verlauf der Höhlenräume aus. Schichtfugen spielen hingegen als Ausgangsflächen für Canyons, einem hier sehr häufigen Raumtyp, eine große Rolle, was weiter unten ausführlicher behandelt wird.

Die überwiegende Zahl der bisher bekannt gewordenen Höhlen des Dürrensteingebietes sind kluffgebunden; die Primäranlage ihrer Raumfolgen läßt sich auf tektonische Fugen zurückführen. Die tektonischen Fugen wirken sich sowohl auf die Raumentstehung als auch auf die Raumentwicklung in besonderem Maße aus. Als Raumfolge wird hierbei eine Folge von Höhlenräumen verstanden, die sich in ihrer Form und Größe unterscheiden können, jedoch genetisch an die gleiche(n) Bezugsfläche(n) gebunden sind. Diese dominanten Bezugsflächen werden als raumbestimmende Flächen bezeichnet (M. H. FINK 1967).

Die Speläogenese erfolgt im Idealfall nach den Phasen Raumentstehung, Raumentwicklung und Raumverfall, der schließlich zur vollständigen Raumzerstörung führen kann. Die Raumentwicklung ist als Synthese von raumschaffenden und raumerfüllenden Vorgängen zu verstehen, wobei in alpinen Höhlen der Verbruch zu den bedeutendsten raumverändernden Kräften gehört. Die Raumerweiterung wird in erster Linie von der Dichte und Wasserwegsamkeit der genetisch relevanten Gesteinsfugen gesteuert. Eine Änderung der Wasserwegsamkeit dieser Gesteinsfugen bedingt stets auch eine Veränderung der Raumentwicklung.

Somit kommt im Untersuchungsgebiet den tektonischen Fugen eine überragende Bedeutung für die Höhlenbildung zu. Erst in zweiter Linie werden hier die sedimentären Gesteinsfugen genetisch wirksam. Jeder Karsthohlraum macht im Idealfall seine Entwicklung von den genetischen Ausgangsflächen, den primären

Gesteinsfugen, zum "Reifestadium" mit ausgeglichenen Raumquerschnitten und schließlich zum Höhlenverfall durch. Dabei soll betont werden, daß die aufgezeigten Phasen der Höhlenraumentwicklung keinesfalls zyklisch ablaufen, sondern daß z. B. nach der im allgemeinen korrosiven Erweiterung von Primärfugen bereits Vorgänge des Verbruches zu einer Zerstörung des Hohlraumes führen können. Bei Betrachtung einer Karsthöhle oder eines Höhlenteiles hat man stets ein Objekt in einer bestimmten Entwicklungsstufe vor sich, woraus verständlich wird, daß in verzweigten Höhlen die einzelnen Abschnitte ein verschiedenes Alter aufweisen können. Die Auffassung, daß ein Höhlensystem einheitlich entstanden ist und ein einheitliches Alter aufweist, hat sich bei alpinen Großhöhlen als nicht zutreffend erwiesen. Diese Meinung wurzelt in der "Höhlenflußtheorie", welche der erosiven, ja efforativen Wirkung von Höhlenflüssen die größte Bedeutung für die Höhlenentstehung zumißt. Diese Theorie hat sich im alpinen Karst aus verschiedenen Gründen, hauptsächlich jedoch aus speläomorphologischen und geomorphologischen Erwägungen als unhaltbar erwiesen.

Die überaus kompliziert verlaufenden Höhlensysteme, wie sie von der Lechnerweidhöhle repräsentiert werden, lassen in ihrer Anlage und ihrer Hohlraumgestaltung keine Spuren eines "Höhlenflusses", d. h. eines Gerinnes mit bedeutender Wasserführung erkennen. Damit soll keineswegs der Beitrag der fluvialen Erosion bei der Höhlenentwicklung a priori in Abrede gestellt, sondern lediglich vor einer Überschätzung der Erosionsleistung eines solchen Gerinnes gewarnt werden. Wohl übt jedes Gerinne, sei es, daß dessen Abfluß allein der Gravitation unterworfen ist, sei es ein Druckgerinne, eine gewisse Erosion aus, doch ist im allgemeinen dessen chemische Aggressivität in Form der Korrosion innerhalb des Gebirgskörpers weitaus höher zu bewerten. Darüber hinaus ist die Geröllführung für die Erosionsleistung eines Gerinnes von eminenter Bedeutung. Diesbezüglich kann ein Höhlenbach mit einem Obertagsgerinne auch bei gleichem Wasserregime nicht verglichen werden, da dem oberirdischen Bachlauf durch subaerile Verwitterung und Massenabwanderungen eine weitaus größere Last zur Verfügung steht, die erosiv wirksam werden kann. Der in alpinen Höhlensystemen so häufige Wechsel zwischen gewaltigen Raumfolgen und kaum schließbaren Engstrecken spricht ebenfalls gegen die Überbewertung der Erosion von Höhlengerinnen.

Dieser abrupte Wechsel in der Konfiguration der Höhlenräume eines verzweigten Systems macht vielmehr die Annahme von ursprünglich isolierten Hohlräumen oder Höhlenteilen wahrscheinlich, die keine befahrbare Verbindung miteinander besaßen. In einer kleinen Studie wurde bereits auf solche "Höhlen ohne natürliche Eingänge" hingewiesen (M. H. FINK 1968a). Zur Entstehung von Karsthöhlräumen sind keine größeren Öffnungen zur Oberfläche notwendig; es genügt ein Netz von wasser- bzw. luftführenden Gesteinsfugen, damit an den Kreuzungsstellen die Bildung korrosiver Hohlräume durch Mischungskorrosion oder durch Diffusion des Luft-CO₂ in das Wasser erfolgen kann. Die Schaffung eines befahrbaren Höhleneinganges kann entweder durch Erweiterung der Hohlräume, also vom Gebirgsinneren her, oder aber von außen her durch Vorgänge der Denudation (im weiteren Sinne) vor sich gehen.

Die tagwärtige Erweiterung eines Hohlraumes spielt auch bei der Entstehung von Außenschächten eine große Rolle, bei denen der vertikale Höhlenraum von der Oberfläche aus zugänglich ist. Schächte und Schlote, die im Dürrensteingebiet sehr häufig auftreten, sind hier ausnahmslos an tektonischen Fugen angelegt. Die Ausbildung eines vertikalen Höhlenraumes erfolgt bevorzugt an der Schnittlinie steilgestellter Flächen. Die Existenz eines vertikal verlaufenden, wasserwegsamem Hohlraumes, der durch den Schnitt zweier steiler Fugen entsteht, ist eine wesentliche Voraussetzung für die in einer Richtung wirkenden korrosiven Kräfte. Bezüglich ihrer Primäranlage und ihrer Raumentwicklung

besteht zwischen Schacht und Schlot kein grundlegender Unterschied. Die korrosive Entwicklung von Karsthohlräumen mit vertikaler Erstreckung vollzieht sich nämlich von unten nach oben, so daß die großräumige (befahrbare) Verbindung zur Oberfläche oder zu einem höher gelegenen Höhlenteil im wesentlichen von einem Schlot aus erfolgt. Dabei kommt den Karstformen der Oberfläche, hauptsächlich den Dolinen, insofern eine Bedeutung zu, daß es durch die korrosive Erweiterung und Vertiefung der oberirdischen Hohlform zu einer Annäherung an den darunter befindlichen vertikalen Hohlraum kommt. Durch Störung der Statik der dazwischen befindlichen Gesteinspartie, vielfach aber auch durch die fortschreitende korrosive Erweiterung der gemeinsamen Bezugsfläche(n) von Doline und Schlot kommt es zur Entwicklung einer Tagöffnung und zur Umwandlung des Schlotes in einen Außenschacht, der in einer Doline ansetzt. Das die Basis der Doline erfüllende Blockmaterial bzw. der Deckenverstoß des ehemaligen Schlotes kommt am Schachtgrund zur Ablagerung. Es wurde bereits im Abschnitt über die Dolinen darauf hingewiesen, daß es schon mehrere Male gelungen ist, durch Freilegung von Dolinen in Schachthöhlen einzudringen. Besondere Beachtung verdient dabei die Tatsache, daß vertikal verlaufende Höhlenräume sich in der Regel nach unten erweitern, da in den unteren Partien die Korrosion über einen längeren Zeitraum wirken konnte. Die Konvakuationssohle wird unter Schloten fast immer von Feinsedimenten, die unter Außenschächten und unter den meisten Innenschächten hingegen von Blockwerk und Bruchschutt gebildet. Das Vorhandensein der unbedeckten Evakuationsunter Schloten und Innenschächten ist überaus selten. Es ist hingegen kein Außenschacht anzutreffen, dessen Sohle nicht von Blockwerk und Schutt eingenommen wird.

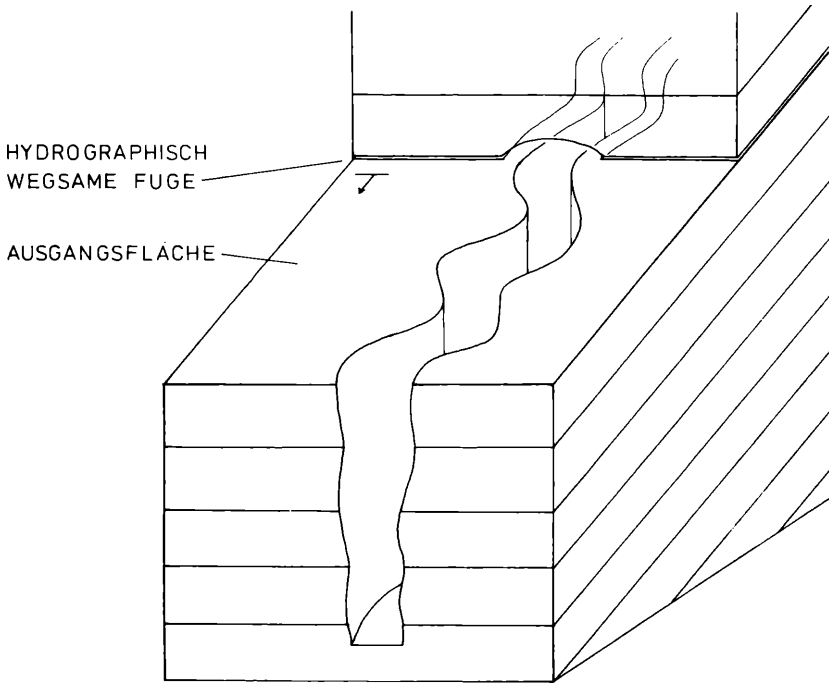
Die Höhlen des Dürrensteins bilden hervorragende Studienobjekte für die Schachtentstehung. Vor allen in der "Karstmusterlandschaft" des Gamsecker Grabens und des Stainzenkogels kann die Anlage und Formung vertikal verlaufender Höhlenräume untersucht werden. Ein markantes Beispiel für die Entwicklung von Schächten und Schloten bildet unter anderem der Baumschacht (1815/63).

Für die großen, verzweigten Höhlen des Dürrensteins ist eine Raumfolge besonders charakteristisch, die mit dem Begriff "Canyon" in die Fachliteratur Eingang gefunden hat. Es werden darunter enge, klammartige Höhlenstrecken bedeutender Höhe verstanden, die mäandrierenden Verlauf aufweisen. Im allgemeinen sind in alpinen Höhlen zwei Arten von Canyons unterschieden worden: Canyons mit gleichsinnigem und solche mit ungleichsinnigem Gefälle. In den Höhlen des Dürrensteins konnten bisher nur Canyons mit gleichsinnigem Gefälle festgestellt werden (vgl. Abb. 36).

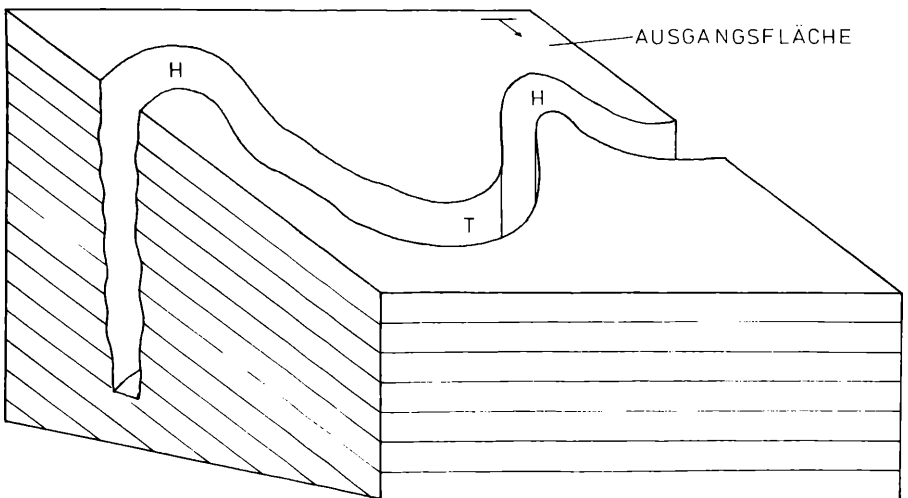
Ein Sonderfall des Canyons mit gleichsinnigem Gefälle ist jener Raumquerschnitt, der als "Schlüssellochprofil" oder als "Schluchtgang" bezeichnet wird, und bei dem sich an der Basis eines flach elliptischen Ganges eine Canyonstrecke eingetieft hat. R. G. SPÖCKER (1962) beschrieb solche Raumformen aus Höhlen des Laubensteingebietes im Chiemgau als fluviomorphe Urprofile, bei denen der obere Teil als primäre Druckleitungsröhre, der darunter ansetzende Canyon als Gravitationskanal gedeutet wurde. A. BÖGLI (1969) faßt diesen Raumquerschnitt ebenfalls als Ausdruck einer zweiphasigen Entwicklung auf. Der obere Teil entstand demnach in der phreatischen Initialphase als schichtgebundener Ellipsengang, in dessen einstige Gangsohle sich der Canyon in einem weiteren Entwicklungsabschnitt mittels Gravitationsgerinne eingetieft hat. A. BÖGLI faßt unter anderem den Canyon als Leitform für vadose Bildungsbedingungen auf, wobei dieser häufig durch Verbruch (Inkasion) verändert wurde. Diese nachträglichen Veränderungen - und zwar größeren Ausmaßes - durch speläomorphotektonische Vorgänge können aus dem Dürrensteingebiet voll und ganz bestätigt werden. Die Lechnerweidhöhle ist gekennzeichnet durch eindrucksvolle Canyonstrecken, die

1) CAÑON MIT GLEICHSINNIGEM GEFÄLLE

Abb 36



2) CAÑON MIT UNGLEICHSINNIGEM GEFÄLLE



H HOCHSTELLE

T TIEFSTELLE

an bestimmten Stellen nachträglich durch Inkasion zu großen Hallen umgeformt wurden. Enge Mäanderschlingen im Canyonverlauf sind in Verbindung mit querenden Fugen, zumeist Verwerfungen, die Ansatzstellen für diese Hallenbildung. An manchen dieser Versturzlräume, z. B. in der Harnischhalle, lassen sich die Restformen der präexistenten Canyons an der Decke verfolgen. Damit ist in dieser Höhle der Canyon eine Leitform für die relative Chronologie der Raumentwicklung. Die Canyonstrecken werden in diesem Fall älter eingestuft als die großen Hallen, welche die Canyons zerschneiden.

Im Rahmen der speläogenetischen Arbeiten konnte in den Höhlen der niederösterreichischen Alpen übereinstimmend festgestellt werden, daß sämtliche Canyons eine flache, geneigte Deckenpartie aufweisen. Die flache Deckenpartie läßt sich in den meisten Fällen auf eine Schichtfuge, oder - wie die Forschungen im Dürrenstein gezeigt haben - auch auf flacher einfallende Verwerfungen mit ausgeprägten Harnischflächen zurückführen. Die für die Canyonentwicklung genetisch wirksame Fläche wird hier als *A u s g a n g s f l ä c h e* bezeichnet. Die sedimentär oder tektonisch entstandene Ausgangsfläche zeichnet sich durch eine besondere Wasserwegsamkeit und durch flache bis mittlere Neigung aus. Der Canyon, welcher von dieser Ausgangsfläche nach unten ansetzt, verläuft annähernd in Fallinie, wobei es häufig zu einer Mäanderbildung kommt.

Die Eintiefung des Canyons mit gleichsinnigem Gefälle erfolgt im vadosen Bereich durch das erosiv-korrosive Kräftespiel eines Gerinnes, wobei die Frage nach der dominanten Komponente noch offengelassen werden muß. Die Dachfläche der primären Ausgangsfläche bleibt als Deckenfläche des Canyons erhalten, wobei es zu einer nachträglichen korrosiven Umformung kommen kann.

Beim Abfluß über eine geneigte Fläche benützt das Wasser den jeweils am stärksten geneigten Weg, der als Fallinie bezeichnet wird und der im Idealfall eine Gerade darstellt. Außerdem ist das an einer Schicht- oder Harnischfläche abfließende Wasser bestrebt, den Weg des geringsten Widerstandes zu überwinden, der durch die wechselnde Wasserwegsamkeit der Fuge oder durch Unebenheiten der Fläche bestimmt wird. Aus der von der inneren und äußeren Reibung bestimmten Fließbewegung läßt sich der gekrümmte und mäandrierende Verlauf des Abflusses ableiten. Durch die Eintiefung des Wasserfadens "vererbt" sich die Form des ursprünglichen Abflusses zu einer Rinne, die sich durch langandauernde Tiefenerosion bei gleichzeitiger Korrosion und bescheidener Seitenerosion zu den eindrucksvollen Mäandern der viele Meter bis Zehnermeter hohen Canyonstrecken entwickelt.

Wie kommt es zu einer derartigen lokalen Eintiefungsleistung? Ein Gravitationsgerinne in einer Höhle unterliegt den gleichen naturgesetzlichen Bedingungen wie jeder Fluß an der Erdoberfläche. Jedes Gerinne hat das Bestreben, eine Normalgefällskurve zu erreichen, die sich parabelähnlich gegen den Ursprung zu versteilt. Die Normalgefällskurve wird von jedem Gerinne individuell durch seine Wasser- und Geröllführung bestimmt. Eine verstärkte Tiefenerosion, die zur Bildung eines Canyons führen soll, setzt hingegen ein sehr unausgeglichenes Gefälle voraus, das naturgemäß vom Idealfall einer Gleichgewichts- oder Normalgefällskurve sehr abweichen muß. Dies bedeutet, daß eine ausgeprägte Gefällsstufe zwischen zwei flacheren Laufstrecken vorhanden sein muß, wobei die obere Flachstrecke durch die genetische Ausgangsfläche repräsentiert wird. Die Gefällsstufe kann entweder eine steil in die Tiefe führende, wasserwegsame Kluft oder Verwerfung oder ein bereits vorhandener Hohlraum sein, dessen Sohle bedeutend tiefer liegt als die Deckenfläche des späteren Canyons. Im Bestreben, die Normalgefällskurve zu erreichen, wird das Gerinne gezwungen, sich von der Gefällsstufe aus durch rückschreitende Erosion bzw. Korrosion einzutiefen und dabei den Canyon zu bilden.

Im Zuge eines mehrjährigen Forschungsprogrammes wurden die Höhlen der niederösterreichischen Kalkalpen und ihre Beziehungen zur Tektonik untersucht und die Ergebnisse an anderer Stelle ausführlich dargelegt (M. H. FINK 1967). Die Höhlen des Dürrensteins gehörten dabei zu den wichtigsten Forschungsbereichen.

Eine Höhle stellt einen natürlichen Aufschluß im Gebirgskörper dar, in dem sich die tektonischen Flächen in einer durch die Genese bedingten Auswahl manifestieren. Die in einer Karsthöhle feststellbaren Klüfte und Verwerfungen weisen nicht alle den gleichen Anteil an der Speläogenese auf. Von dominanter Bedeutung sind jene tektonischen Fugen, mit denen der Verlauf und die morphologische Entwicklung von Höhlenräumen in engster Beziehung stehen und die als *r a u m b e s t i m m e n d e* bezeichnet werden. Es sind dies Klüfte oder Verwerfungen, die einer Raumfolge das Prädikat "kluftgebunden" verschaffen und die als speläomorphotektonische Flächen (Fuge) 1. Ordnung für Primäranlage, Verlauf und Raumgestaltung verantwortlich sind.

Daneben gelten als tektonische Fugen 2. Ordnung solche, die nicht mehr für die Anlage des gesamten Hohlraumes, sondern lediglich für den Formenschatz mittlerer Größenordnung in Frage kommen. Es handelt sich dabei in der Hauptsache um Querklüfte, die quer zum Gangverlauf streichen und die für die Erweiterung der Evakuations nach den Seiten hin bestimmend sind.

Als tektonische Fugen 3. Ordnung wurden solche bezeichnet, die keine besondere erkennbare Bedeutung für die Raumerweiterung haben.

Der Grundbauplan der meisten alpinen Karsthöhlen wird durch die Tektonik zumindest mitbestimmt. Vor allem die verzweigten Höhlensysteme wie die Lechnerweidhöhle lassen im Gefüge der Raumfolgen neben der Schichtlagerung auch in großem Maße das tektonische Störungsnetz erkennen. Da das Gestein keine gleichmäßige Verteilung des Kluftnetzes aufweist, machen sich bestimmte "Verdichtungscentren" oder "Kluftnester" speläogenetisch bemerkbar, die schichtgebundenen Höhlenteilen gleichsam angelagert sind. Dadurch ist in Höhlensystemen ein Wechsel der genetischen Raumfolgen gegeben, wobei in den größeren Höhlen des Dürrensteins schichtgebundene Canyonstrecken mit kluftgebundenen Hallen abwechseln. Die Schächte und Schlotte verdanken ihre Primäranlage durchwegs tektonischen Flächen.

Die großen Hallen sind in ihrer Formung hauptsächlich durch den *V e r b r u c h* bestimmt. Dazu kommt es, wenn der Druck des auflastenden Gesteins auf einen Hohlraum kein festes Widerlager findet. Die geringere Gebirgsfestigkeit und die vermehrte Zufuhr von aggressivem Wasser bedingen vor allem an den Kreuzungsstellen tektonischer Flächen das Auftreten großer Hohlräume.

Es ist anzunehmen, daß sich die umfangreichen Verstürze und die Bildung der Inkasionsräume unter anderen klimatischen Bedingungen abgespielt haben. Dabei muß vor allem an die pleistozänen Kaltzeiten gedacht werden. Allerdings wird für den Spaltenfrost als auslösendes Moment nur das jeweilige Früh- und Spätglazial in Frage kommen, da in diesen Zeitabschnitten die Möglichkeit für das Wasserdargebot und die notwendige Frostwechselhäufigkeit gegeben war. Das Hochglazial hingegen scheidet für Verbrauchsvorgänge aus, da einerseits die Wassermassen als Eis gebunden waren, andererseits es wegen der lang andauernden negativen Temperaturen zu keiner Frostwechselhäufigkeit kommen konnte.

Bei der Inkasion wird durch die niederbrechenden Gesteinstrümmen der Gleichgewichtszustand im benachbarten Gebirgskörper so lange gestört bleiben, bis dieser durch Bildung eines Gleichgewichtsprofils erreicht wird. Die ausgeglichenen Raumquerschnitte entsprechen den örtlichen Druck- und Zugverhältnissen im Gebirge und stellen nur im Idealfall Tonnengewölbe dar, die in Höhlen nur sehr selten zu beobachten sind. Der statisch stabile Querschnitt eines Höhlenraumes ist

von zwei Faktoren abhängig; von der Gesteinsfestigkeit (Schichtung, Porosität, Elastizität u. a.) und von der Gebirgsfestigkeit (= tektonische Festigkeit des Gesteinsverbandes, bestimmt durch Faltung, Klüftung u. a.).

Tektonische Fugen sind dabei auch für den Verbruch schichtgebundener Räume von großer Bedeutung. Das Kluftnetz zerteilt die Schichtpakete und führt das Niederbrechen einzelner Teile davon herbei. Ein treffliches Beispiel dafür bietet die Versturzhöhle (1815/93) im Stainzenkogel.

In den Höhlen des Dürrensteingebietes sind es in erster Linie Verwerfungen, die als tektonische Elemente in die Speläogenese eingreifen. Die Verwerfungen sind charakterisiert durch große Harnischflächen, die in den Höhlen in Erscheinung treten und bei flacherem Einfallen sogar Ausgangsflächen für die Canyonbildung darstellen. Die Verwerfungen werden häufig von Reibungsbreccien begleitet, die gelegentlich einen Verschuß der Hohlräume bewirken.

Die Gebirgsbildung der Alpen mit ihren weiträumigen Deckenschüben spielte sich als phasenhaftes Geschehen ab, in dem Zeitabschnitte der relativen Ruhe mit solchen intensiver Bewegung einander abwechselten. Tektogenese und Morphogenese prägten das Bild des Gebirges, wobei der Bauplan auch in der Landformung zum Ausdruck kommt.

Der nach Norden gerichtete Zusammenschub der ostalpinen Deckensysteme prägte den Nördlichen Kalkalpen eine einheitliche Hauptstreichungsrichtung auf, die sich in den Großfaltenstrukturen und Deckengrenzen erkennen läßt und die generell West-Ost verläuft. Ab dem mittleren Ennstal geht diese alpidische Streichungsrichtung allmählich in die westkarpatische Streichungsrichtung über. Die Kalkalpen beschreiben in Niederösterreich den großen ostalpin-westkarpatischen Bogen, der sich mit zunehmender Nordwendung um den Südtel der Böhmisches Masse legt, dessen variszisches Kristallin ein Widerlager gegenüber der alpinen Orogenese darstellt.

Das Umschwenken der Kalkalpen in die westkarpatische Südwest-Nordost-Streichungsrichtung erfolgt nicht unvermittelt, sondern an mehreren Stellen, von denen die westlichste im Bereich von St. Gallen am Südtende der "Weyrer Bögen" zu suchen ist. Die Ötscher-Decke weist im Bereich von Hochkar, Dürrenstein und Ötscher ein Südwest-Nordost gerichtetes Hauptstreichen auf, das parallel zum Streichen der nördlich anschließenden Lunzer Decke erfolgt und das sich auch morphologisch in eindrucksvoller Form bemerkbar macht. Der Verlauf der Höhenzüge und des Talnetzes im Ybbsgebiet zwischen Lunz und Göstling wird von dieser generellen Streichungsrichtung bestimmt.

Die jüngste tektonische Phase in den Kalkalpen führte im Jungtertiär zu Hebungsvorgängen und zur Ausbildung bestimmter Kluftsysteme. Der Begriff "Kluftsystem" wird hier so angewandt, daß nicht nur tektonische Fugen gleicher Lage und Genese sondern auch solche von entgegengesetzt gleicher Richtung als genetisch verbundenes gekreuztes Kluftsystem in Form der Diagonalkluftpaare zusammengefaßt werden.

Die Kluftkartierungen haben ergeben, daß die tektonischen Flächen eines Gebietes alpidischer Orogenese stets symmetrisch zu dessen Hauptachse angeordnet sind. Die Anlage der Kluftsysteme als Ausdruck jungen tektonischen Geschehens läßt erkennen, daß sie in ihrer Orientierung weder von Faltenstrukturen noch von Gesteinswechsel oder Deckengrenzen besonders beeinflußt werden. Sie bleiben daher stets auf die jeweilige großtektonische Hauptachse bezogen, die in unserem Gebiet SW-NE verläuft.

Die Auswertung der in den Höhlensystemen der Ötscher-Decke festgestellten tektonischen Fugen ergab, daß die raumbestimmenden Klüfte und Verwerfungen

ebenfalls Südwest-Nordost orientiert sind. Dies trifft für alle ausgedehnten Höhlen dieser tektonischen Einheit zu, wie u. a. die Anlage der gewaltigen Schachtzone im Geldloch des Ötschers beweist. Im Dürrenstein macht sich die dominante Nordostrichtung der tektonischen Fugen nicht nur in den Höhlen sondern auch in der Anlage von Dolinenreihen und Karstgassen bemerkbar. Darüber hinaus spielt hier auch die annähernd Nord-Süd verlaufende Seetalstörung eine Rolle. Diese lokal sehr bedeutsame Störung, die keinen Bezug mit der tektonischen Hauptachse aufweist, beeinflußt vor allem die Höhlenbildung an der westlichen Flanke des Seetales. Verwerfungen, die parallel zur großen Störung verlaufen, bewirken in Verbindung mit den SW-NE orientierten tektonischen Flächen eine starke Zerklüftung dieses Bereiches und bilden damit die Voraussetzung für die Anlage großräumiger Höhlenräume, wie sie vor allem in den tiefen Abschnitten der Lechnerweidhöhle auftreten.

A. RUTTNER (1948) konnte feststellen, daß die Verwerfungen und Kluftsysteme parallel zur antiklinalen Stirn der Ötscher-Decke verlaufen, die im Gebiet des Dürrensteins ein tektonischer und kein zufälliger Erosionsrand ist. Nach seiner Auffassung hängt die Entwicklung der tektonischen Fugen hier mit dem postgosauischen Deckenschub ursächlich zusammen. Die Verwerfungen, Zertrümmerungszonen und Kluftsysteme, die parallel zur Deckenstirn streichen, durchsetzen auch den Querfaltenbau rechtwinkelig.

Der Vergleich der für die Höhlenbildung bedeutsamen Klüfte und Verwerfungen mit dem Bauplan der Kalkalpen zeigt, daß diese tektonischen Fugen parallel zu den b-Achsen der Großfalten und somit deutlich auf die für das Gebiet zutreffende generelle Hauptachse der Nördlichen Kalkalpen bezogen sind. Die Nordost gerichteten, raumbestimmenden tektonischen Fugen entsprechen dem westkarpatischen Streichen und fügen sich hier in die allgemeine Hauptstreichungsrichtung ein.

Die Südwest-Nordost verlaufenden Klüfte und Verwerfungen wurden mechanisch stärker beansprucht und sind infolge ihrer besseren Wasserwegsamkeit in weitaus stärkerem Maße der Verkarstung anheimgefallen als solche anderer Richtung.

Die große Zahl der derzeit bekannten Höhlen des Dürrensteingebietes, welches gegenwärtig mit 120 Höhlen das höhlenreichste Gebiet Niederösterreichs ist, gestattet es, Überlegungen über deren **V e r b r e i t u n g** anzustellen.

Grundsätzlich sei jedoch vorausgestellt, daß wir derzeit - trotz des hohen Forschungsstandes - noch nicht über die Zahl und Ausdehnung der im Gebirgskörper tatsächlich vorhandenen Karsthohlräume unterrichtet sind. Auch bei intensivster Erkundungstätigkeit im Gelände und in den bekanntesten Höhlen bleibt bis auf weiteres die Frage nach der Lokalisierbarkeit der Höhlen ohne natürliche Eingänge offen. Wir verstehen darunter alle jene Karsthohlräume, auf welche die Definition "Höhle" zutrifft und die keine befahrbare Verbindung zur Oberfläche aufweisen. Es ist durchaus wahrscheinlich, daß die Mehrzahl der Karsthohlräume der direkten Erforschung unzugänglich sind. Dies sollte bei der Interpretation von Höhlenverbreitungskarten Berücksichtigung finden. Ebenso ergibt sich daraus (und auch aus anderen Gründen), daß eine Konstruktion von "Höhlenniveaus" im alpinen Karst überaus bedenklich ist, vor allem dann, wenn lediglich die Eingangshöhen miteinander verglichen werden.

Die bisher durchgeführten Studien haben gezeigt, daß offensichtlich die Mehrzahl der Karsthöhlen im Stirnbereich der Decken vorkommt. Die mechanische Beanspruchung der tektonischen Schubmassen ist aus verständlichen Gründen nahe der Stirnregion am stärksten gewesen. Dies führte dazu, daß im Stirnbereich die brechende Tektonik, also die Zerklüftung, weitaus intensiver und

speläogenetisch wirksamer gewesen ist als in den rückwärtigen Bereichen der Decke. Vor allem die großräumigen und verzweigten Höhlen befinden sich im Stirnbereich. Im Dürrenstein treten - unter Berücksichtigung des derzeitigen Forschungsstandes - noch zwei weitere Kriterien für das Auftreten von Höhlen in Erscheinung, die zu einer Modifizierung des Normalfalles führen. Es ist dies einerseits die lithologische Modifizierung durch das Vorhandensein des flachen Lias-Komplexes auf dem Dachsteinkalk des Stainzenkogels, andererseits der Einfluß der bereits erwähnten Seetalstörung auf die Verkarstung der westlichen Talflanke. Das Zusammenwirken dreier Faktoren, Deckenstirn, Gesteinswechsel und der Zerrüttungsbereich einer zusätzlichen Störung, führte ohne Zweifel zu einer außergewöhnlichen Höhlendichte im Gebiet des Stainzenkogels zwischen Gamsecker- und Luckenbrunngraben. Dabei soll nicht unerwähnt bleiben, daß wohl auch die Nähe des Forschungsstützpunktes Pauschenalm zu einer intensiveren Höhlenerkundung dieses Gebietes geführt hat. Ein abschließendes Urteil darüber kann daher erst zu einem späteren Zeitpunkt gegeben werden.

C) ZUR KARSTHYDROGRAPHIE

Schon in der Bestimmung des Begriffes "Karst" bzw. "Karstlandschaft" kommt die überragende Bedeutung des Wassers und seines Abflusses zum Ausdruck. Auf die korrosive und erosive Tätigkeit des Wassers ist der mannigfaltige ober- und unterirdische Formenschatz zurückzuführen, der in den vorhergehenden Abschnitten vorgestellt wurde. Das Wesen jeder Karstlandschaft wird durch deren eigentümliche Entwässerung bestimmt, die sonst in keinem anderen Relieftyp auftritt. Die vorherrschende u n t e r i r d i s c h e Entwässerung mit ihrer Eigengesetzlichkeit ist das Merkmal der Karstlandschaft.

Zahlreiche karsthydrologische Untersuchungen, eine große Anzahl davon in den Nördlichen Kalkalpen, haben in den letzten Jahren zu neuen Erkenntnissen in den komplizierten unterirdischen Abflußverhältnissen von Karstgebieten geführt. Sie haben aber auch gezeigt, daß viele Vorstellungen, die man von oberirdisch entwässerten Gebieten abgeleitet hat, im Karst nicht zutreffen. Die wichtigste Erkenntnis aus der langen Reihe der zum Teil sehr aufwendigen Versuche aber war, daß jedes Karstgebiet in seiner Entwässerung als Individuum zu betrachten ist, und daß "Modellvorstellungen" nur sehr eingeschränkt in ein anderes Karstgebiet zu übertragen sind, auch wenn dieses ähnlichen Bauplan aufweist. Dies liegt einerseits im unterschiedlichen geologisch-tektonischen Bau, andererseits in der unterschiedlichen Form, Größe und Kommunikation der Karstgefäße begründet. Zu den Verschiedenheiten in der Physiognomie des unterirdischen Karstwassernetzes kommen weitere Faktoren, wie unterschiedliches Wasserdargebot oder wechselnde Sedimentationsverhältnisse, die zu einer weiteren Verkomplizierung der Karstentwässerung beitragen.

Die wichtigsten allgemein gültigen Merkmale der alpinen Karstentwässerung sind:

1. Oberirdische Wasserscheiden haben für die Karstentwässerung keine Bedeutung;
2. kompliziert verlaufende Abflußbahnen im Gebirgsinneren, teils verzweigt und zusammenhängend, teils als weitgehend isolierte Karstgefäße;
3. große Durchflußgeschwindigkeit infolge der Weite der Karstgefäße;
4. große Schüttungsschwankungen der Karstquellen;
5. mangelnde natürliche Filtrierung des Karstwassers.

Im Dürrensteingebiet wurde bisher zur Feststellung der großräumigen Zusammenhänge des Karstwassers noch kein Markierungsversuch durchgeführt, der einem gut ausgestatteten Fachinstitut vorbehalten sein soll. Bei einem solchen Großversuch ist es wünschenswert, alle Möglichkeiten der karsthydrologischen Forschung auszuschöpfen, da durch die Eingabe von Markierungsstoffen, sogenannten "Tracern", in größerer Menge die Gefahr besteht, daß in diesem Gebiet auf Jahre hinaus weitere Versuche nicht mehr durchgeführt werden können. Lediglich im Bereich Rotmoos - Obersee wurden Karstbäche mit sehr geringen Farbstoffmengen beschickt, um deren Zusammenhänge zu klären.

Die in den folgenden Abschnitten mitgeteilten Beobachtungen stellen eine erste Bestandsaufnahme der karsthydrographischen Erscheinungen in unserem Gebiet dar, die als Grundlage und Anregung für weitere Studien in dieser Richtung zu verstehen sind.

1. SCHWINDEN

Eine Eigentümlichkeit in der Entwässerung der Karstlandschaft besteht darin, daß einer Vielzahl von Schluckstellen an der Oberfläche nur wenige Quellen gegenüberstehen. Diese Erscheinung wurde von O. LEHMANN als "karsthydrographischer Gegensatz" bezeichnet.

Als Schwinde oder Ponor gilt jede Stelle, an der Wasser teilweise oder vollständig in den Karstuntergrund eintritt. Eine solche Ponorfunktion weisen sämtliche Karstformen auf, die an tektonische oder sedimentäre Inhomogenitäten angelegt sind und die nicht von undurchlässigen Sedimenten abgedichtet werden. Darüber hinaus sind eine praktisch nicht erfaßbare Vielzahl von Schluckstellen auch in jenen Bereichen vorhanden, die nicht von ausgeprägten Karstformen durchsetzt sind, da hier ebenfalls wasserwegsame Gesteinsfugen an oder unter der Oberfläche austreichen und durch die das flächenmäßig anfallende Wasser versickert. Ob nun diese Fugen frei zutage treten oder von einem Verwitterungsmantel bzw. von der Bodenbildung verhüllt werden, spielt hierbei eine nur untergeordnete Rolle.

Im folgenden werden jene Schwinden gesondert hervorgehoben, bei denen das Wasser in Form eines Gerinnes in das Karstgestein eintritt. Es handelt sich dabei um *Versinkungen*, wie das unvermittelte Verschwinden eines Wasserlaufes in den Untergrund bezeichnet wird (Obertrauner Protokoll 1971).

Am westlichen Plateau sind folgende Schwinden von Bedeutung:

Der von der gefaßten Pauschenquelle (1450 m) herabkommende Bachlauf versinkt nahe der Gesteinsgrenze Liaskalk/Dachsteinkalk in einer Ponordoline beim Hüttenschacht, unmittelbar nordöstlich der Pauschenalm. Der Ponor ist offen, schachtartig, jedoch in seinen Ausmaßen unbefahrbar. Auch bei Hochwassersituation konnte die anfallende Wassermenge ohne Rückstau in die Tiefe abgeleitet werden. Der karsthydrographische Zusammenhang mit einer oder mehreren Quellen ist noch ungeklärt.

In der Umgebung der Pauschenalm, auf den Hochböden des Stainzenkogels, befinden sich einige episodisch aktive Quellaustritte, deren Wasser nach kurzem oberirdischem Lauf in Ponordolinen versinkt. Drei dieser Schwinden sind einige Meter tief befahrbar (Untere Hochbödenklüfte I-III, 1815/88-90). Nach Starkregenfällen konnte beobachtet werden, daß am Grund einer Doline ein Gerinne strömt, welches hier sofort versinkt, um nach kurzem unterirdischem Lauf am Grund einer benachbarten, größeren Ponordoline wieder zu erscheinen, wo es erneut und endgültig in die Tiefe versinkt. Eine größere Ponordoline befindet sich am Rand des Gipfelplateaus der Hochböden.

Im oberen Luckenbrunngraben entspringt in 1420 m Höhe eine Quelle, von der ein kleines Gerinne seinen Ausgang nimmt, den Graben quert und schließlich am Beginn der linken Grabenflanke in einer Ponordoline versinkt. Am Fuß der den Graben querenden Kalkschwelle entspringt eine zweite Quelle mit anschließender Versinkung. Von besonderer Art sind die wasserführenden Dolinen, an deren Grund ein Wasserlauf auftritt. Eine solche Doline wurde von den Hochböden erwähnt. Weitaus bedeutender ist die Doline Luckenbrunn (1330 m) unweit der gleichnamigen Jagdhütte. Alle genannten Erscheinungen treten im Bereich des Lias-kalkes auf.

In der Karstmulde "Hansl" (1570 m) befindet sich im Anschluß an einen Tümpel eine episodisch aktive Schwinde im Dachsteinkalk, die bei Hochwasser den Überlauf aufnimmt. Der Ponor ist offen und dürfte nach einer anfänglichen Engstelle sogar befahrbare Ausmaße aufweisen.

Nordöstlich der Hochalm, bereits am Steilabfall zum Oberseebecken, liegt in 1490 m Höhe ebenfalls ein Dolinentümpel mit unmittelbar anschließender Schwinde im Dachsteinkalk. Der Zusammenhang mit einer wenige Meter tiefer gelegenen Quelle wird auf Grund der nach einem Starkregen gemachten Beobachtungen angenommen.

Im oberen Lärchengraben, einem Karstrockental, das nur nach sehr ergiebigen Starkregen und zur Schneeschmelze von einem Gerinne durchflossen wird, befindet sich in 1525 m Höhe an der Tiefenlinie eine episodisch aktive Schwinde in Form einer kleinen Höhle mit schachtartiger Öffnung. Diese 8 m weit befahrbare Höhle wird als Lärchengrabenponor (1815/110) im Höhlenverzeichnis geführt.

Ähnliche episodisch aktive Ponore in Karstrockentälern, allerdings ohne befahrbare Ausmaße, konnten im Ritzeltal und im oberen Mautental festgestellt werden.

Das Gebiet der Legsteinalm weist eine Anzahl ständig berieselter Ponore auf. An erster Stelle ist der Legsteinponor zu nennen, der sich am Westrand der Karstwanne Legstein befindet und in Form einer seitlich angeschnittenen, großen Ponordoline das Gerinne der Karstwanne aufnimmt. Bereits wenige Meter höher, an der südlichen Umrandung der Karsthohlform, versinkt das Wasser der eigentlichen Legsteinquelle in den tiefen Kluftkarren, die hier eine perennierende Ponorfunktion aufweisen. Die Versinkungen im Bereich der Legsteinalm sind an die Schichtgrenze Dachsteinkalk/Dachsteindolomit gebunden.

Die Karstmulde SW Legstein wird von Dolinen gegliedert, von denen vor allem die tiefste und zugleich größte Trichterdoline eine episodische Ponorfunktion aufweist.

Im Südwesten, gegen den Notten, schließt eine kleinere Karstmulde (1540 m) an, die von einem Bachlauf, der in einer trichterförmigen Doline versinkt, entwässert wird.

Die Karstmulde Vorderer Legstein weist in ihrem westlichen Teil kleinere Trichterdolinen mit episodischer Ponorfunktion auf.

Schwinden im östlichen Dürrensteingebiet:

Auf der waldfreien Sattelverebnung (1394 m) östlich der Herrenalm und südlich des Kegelstadtkogels konnte eine interessante Bachversinkung festgestellt werden. Ein aus zwei verschiedenen langen Quellbächen gebildetes Gerinne versinkt nur wenige Meter vor dem Steilabfall zur Feuersteinmauer in einer Ponordoline. Von dieser setzt ein Trockenbett an, das nur bei außergewöhnlichen Hochwässern in Funktion gelangt.

Die Karstmulde der Grubwiesalm (1397 m) weist zwei Ponordolinen auf, in welche die Wässer der beiden, rund 150 m voneinander entfernten Quellen nach kurzem oberirdischem Lauf versinken.

Episodisch aktive Schwinden wurden im Bereich der Herrenalm, am Hang südlich des Lehardi-Kreuzes und in den Karstmulden im oberen Ätztal und westlich des Hochalps festgestellt.

Das Gebiet der Herrenalm, durchwegs aus Lias-Schichten aufgebaut, ist sehr quellenreich, jedoch auffallend arm an Schwinden, ein Phänomen, das lithologisch begründet werden kann. Die in diesem Bereich vorhandenen mergeligen Kalke wirken lediglich als Wasserstauer, was auch gut an den oberirdischen Bachläufen zum Ausdruck kommt.

Schwinden im Bereich des Seetales und im übrigen Talraum:

Das Seetal weist von seinem obersten Abschnitt, dem Lueg, über den Bereich des Obersees bis zum Mittersee einen typischen Karstcharakter auf, der sich besonders in der Entwässerung mit zahlreichen Schwinden und Wiederauftrittstellen bemerkbar macht. Auf der Karte Dürrenstein-Zentrales Massiv (Abb. 16) sowie auf Planbeilage 2 sind die wichtigsten Bereiche dieses interessanten Karsttales dargestellt.

Im Lueg befinden sich Ponore an der Tiefenlinie des Tales und zwar der oberste beim Abfluß eines Tümpels, in den das Gerinne einmündet. Das anschließende Trockenbett weist kleine Dolinen mit episodischer Ponorfunktion auf. Das erneut auftretende Gerinne versinkt bei normalen Wasserverhältnissen im Bachbett oberhalb der Klamm. Es ist dies eine echte Flußversinkung, da das Wasser im Fels (Dachsteinkalk) verschwindet. Schließlich befindet sich ein Ponor in Form einer Doline am Rand der Karstwanne, die das Hochtal des Lueg begrenzt. Dieser tritt allerdings nur bei Hochwassersituation in Funktion.

Das kompliziert entwässerte Rotmoosgebiet westlich des Obersees weist eine Reihe von ständig berieselten Bachschwinden auf.

Im Nördlichen Becken, das als "Vorderes Rotmoos" bezeichnet wird, befindet sich der nördlichste Ponor unweit des Reitsteiges bei der Kreuzfichte ("Kreuzfichtenponor") und nimmt das schwache Gerinne aus der Kreuzfichtenquelle auf.

Der Bachlauf, der das Vordere Rotmoos entwässert, versinkt unter normalen Verhältnissen in einem offenen, allerdings unbefahrten Ponor ("Vorderer Rotmoosponor I"). Weiter südlich befindet sich der ständig aktive "Vordere Rotmoosponor II", der das perennierende Gerinne aus der Wasserschachtquelle und das Hochwasser des Vorderen Rotmoosbaches aufnimmt.

Das Hintere Rotmoos wird größtenteils von einem Bachlauf entwässert, der im Norden des Beckens im "Treibholzponor" versinkt. Bei Niederwasser erfolgt die Versinkung bereits einige Meter vorher in einer Schwinde im Bachbett. Die zum Hinteren Rotmoos gehörigen kleineren Moorkomplexe nördlich des Treibholzponores werden von zwei kleineren Schwinden entwässert.

Eine weitere Schwinde ist durch das "Wasserloch" gegeben, eine von einem Bachlauf durchströmte Doline zwischen Rotmoos und Obersee. Wenige Schritte nordöstlich des Wasserloches befindet sich in der gleichen Karsthohlform ein nur bei Hochwasser in Funktion tretender Ponor. Die östlich anschließende Baumdoline hat ihren ständig aktiven Abfluß in Form eines Ponors an ihrer Ostflanke. Eine ähnliche Schwinde weist die benachbarte Jagdhüttdoline auf.

Der Obersee selbst wird durch einen Hauptponor beim Abfluß im Norden entwässert, der bei normalem Wasserstand in der Lage ist, die anfallende Wassermenge unterirdisch abzuleiten. Wenige Schritte westlich des Obersee-Abflusses befindet sich ein weiterer Ponor, der allerdings ein geringeres Aufnahmevermögen aufweist. Als sehr eindrucksvolle Schwinden sind jene in den wasserführenden Dolinen zwischen Obersee und Schwarzlacke anzuführen. Sowohl die höher gelegene Rainerdoline als auch die Doline ober dem "Brüllenden Stier" weisen Schwinden auf, die jedoch infolge Blockwerk unbefahrbar sind. Trotz der hier versinkenden starken Wassermassen kommt es zu keinem Rückstau. Nördlich der Schwarzlacke weist das Bachbett an mehreren Stellen Ponore auf, hauptsächlich in Form von engen Spalten im Liaskalk, die dem Schichtstreichen entsprechen. Über die Zusammenhänge der Karstwässer im Rotmoos-Obersee-Gebiet wird im folgenden Abschnitt "Karstgerinne" referiert.

Die Versickerung des Seebaches unmittelbar nach dem Ludwigsfall ist nicht als echte Karsterscheinung anzusprechen, da das Wasser nur im lockeren Schutt des Ellbodens verschwindet, um nach kurzer, unsichtbarer Strecke vor der "Klausen"

wieder zu erscheinen. Nach der klammartigen Engstrecke und Steilstufe der Klause versickert der Seebach ebenfalls, um erst wieder beim Mittersee ans Tageslicht zu treten. Auch hier dürfte es sich größtenteils um eine Versickerung im Schutt und Murenmaterial handeln.

Die Versinkung des Lechnergrabenbaches hingegen scheint eine echte Karsterscheinung zu sein, da das Wasser des verzweigten Wurzelgebietes aus dem Bereich des Ramsau- und Hauptdolomites stammt und hier stets oberirdisch abfließt und erst bei Annäherung an die Stirn der Ötscherdecke und dem Auftreten des Gutensteiner Kalkes in den Untergrund versinkt. Das Bachbett darüber tritt nur bei Hochwasser in Funktion. Das Erreichen der wasserstauenden Lunzer Schichten zwingt in der Folge den Lechnergrabenbach bis zu seiner Einmündung in die Ybbs wieder zu oberirdischem Abfluß.

Zum Abschluß sei die steile, trichterförmige Ponordoline in der Karstwanne am Seekopf (786 m) angeführt, in die der Abfluß des Moores, das den Wanneboden einnimmt, erfolgt. Diese Schwinde befindet sich an der Gesteinsgrenze zwischen wasserundurchlässigen Lunzer Schichten und dem karsthydrographisch wegsamen Gutensteiner Kalk.

2. KARSTGERINNE

Bereits im Abschnitt über die Schwinden ergaben sich naturgemäß Hinweise auf die Karstgerinne des Dürrensteingebietes.

Die Bachläufe auf den Plateaus sind durchwegs nur von geringer Länge, da sie zumeist im Bereich von Gesteinsgrenzen oder in Karstwannen auftreten. Es sei hier an die ständig berieselten Ponore des Stainzenkogels, der Legsteinalm, des Kegelstadtkogels und der Grubwiesalm erinnert. Diese Gerinne verdanken ihre Existenz dem Auftreten von weniger gut verkarstungsfähigen und daher wasserstauenden Gesteinen, z. B. mergelige Zwischenlagen des Lias-Hierlatzkalkes (Stainzenkogel) oder dolomitischen Schichten des Dachsteinkalkes (Legsteinalm). Die im Bereich der Herrenalm auftretenden, wasserreichen Bäche entspringen wohl Karstquellen, fließen jedoch stets an der Oberfläche und gehören demnach nicht zu den eigentlichen Karstgerinnen.

Gänzlich anders hingegen sind die Verhältnisse im Bereich des oberen See-ales, wo ein Wechsel zwischen ober- und unterirdischem Abfluß zu beobachten ist.

Karstgerinne im Lueg:

Der Luegbach entspringt im mittleren Abschnitt des verkarsteten Hochtales aus einer 1390 m hoch gelegenen Quelle am rechten Talhang, nördlich des Dürrensteingipfels. In der folgenden Talverbreiterung mit flachem Boden mäandriert das Gerinne und fließt nach rund 250 m in einen Tümpel, von dem das Wasser in einem Ponor versinkt. Von dieser Schwinde führt ein verkarstetes Trockenbett mit kleineren Ponoren etwa 100 m weit ostwärts; nach einer klammartigen Verengung entspringt der Bach teils aus dem Lockermaterial seines Bettes, teils aus einer kleinen Höhlenquelle am rechten Hang. Nach kurzem oberirdischem Lauf versinkt der Bach erneut nach einer weiteren kurzen Engstrecke mit niedrigen Felsstufen und Kolken im felsigen Bachbett. Ein offener Ponor kann hier nicht festgestellt werden, die Versinkung erfolgt in den Klüften und Schichtfugen des Dachsteinkalkes. Die nun folgende Klammstrecke wird nur bei Hochwasser

durchströmt. Sie leitet über Felsstufen abwärts zum flachen Boden der das Lueg abschließenden Karstwanne in 1320 m Höhe, wo eine Doline am Fuß der nordöstlichen Umrandung eine episodische Ponorfunktion aufweist. Vom Ausgang der Klamm hat der hochwasserführende Luegbach einen Schwemmfächer in die Karstwanne eingeschüttet. Von dieser Karsthohlform, die zur Gänze im Dachsteinkalk angelegt ist, erfolgt der Abfluß unter allen rezenten hydrographischen Verhältnissen unterirdisch, vermutlich in Richtung Obersee, wo an dessen Südwestseite Quellen zutage treten.

Karstgerinne zwischen Rotmoos und Obersee:

Die glazigen entstandenen, in die Karstentwicklung und Karstentwässerung einbezogenen Becken des Rotmooses werden von einer Reihe von Hochmooren eingenommen. Die annähernd Süd-Nord verlaufenden Teilbecken werden von Kalkriegeln getrennt und lassen sich primär auf die Glazialerosion zurückführen. Das gesamte Rotmoos kommt in den Bereich der Liaskalke zu liegen, die lithologisch große Unterschiede aufweisen und teils kalkig, teils mergelig und stellenweise breccios entwickelt sind.

Das Rotmoos besteht im wesentlichen aus zwei langgestreckten Teilbecken mit einer Gesamterstreckung von rund 800 m, von denen das größere im Südwesten als "Hinteres Rotmoos", das im Nordosten befindliche kleinere als "Vorderes Rotmoos" bezeichnet wird.

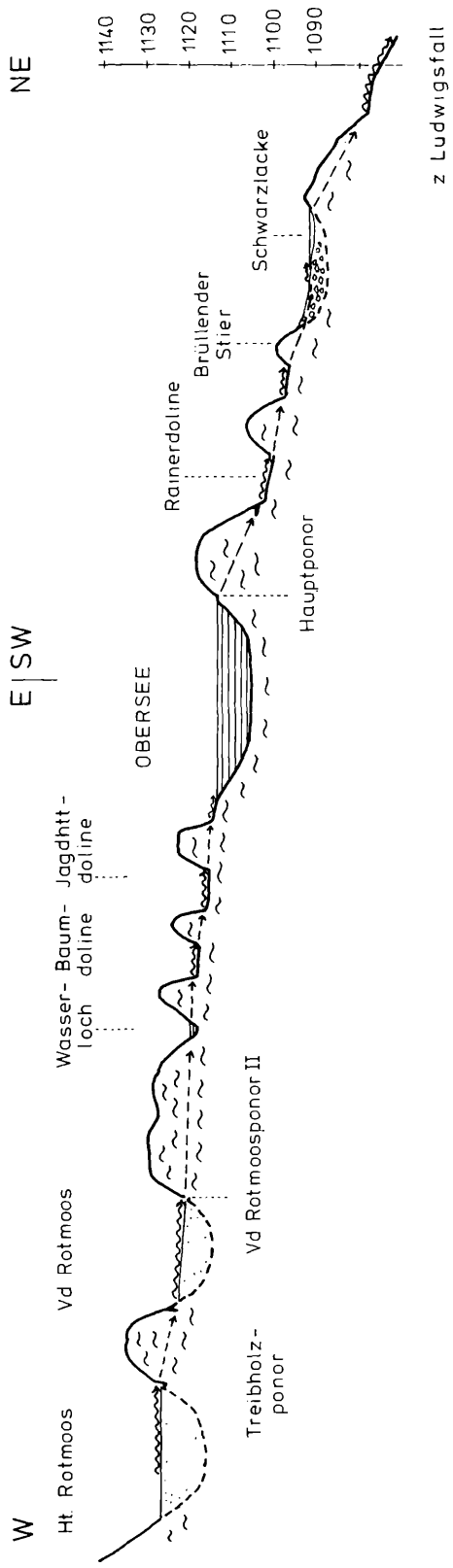
Die Entwässerung beider Teilbecken erfolgt zur Gänze unterirdisch in Richtung Obersee. Das Hintere Rotmoos weist ein mäandrierendes Gerinne auf, das von Quellen an der Süd- und Westseite des Beckens, ferner von den Hochmooren gespeist wird und das nach etwa 400 m oberirdischem Lauf an der Nordostflanke des Beckens im Treibholzponor versinkt. Der nördlichste Teil des Hinteren Rotmooses wird durch zwei kleine Gerinne entwässert, die in getrennten Ponoren versinken. Auch diese Schwinden und weitere am Rand des großen Hochmoores befinden sich an der östlichen Kalkschwelle und zeigen somit die dominante Entwässerungsrichtung dieses Bereiches an.

Zwischen der Kreuzfichte am Reitsteig und dem südlich davon gelegenen Vorderen Rotmoos befindet sich eine kleine Karsthohlform von 25 m Durchmesser, ähnlich einer Wannendoline, die mit dem Vorderen Rotmoos durch eine inaktive Kerbe verbunden ist. In dieser Wannendoline entspringt die Kreuzfichtenquelle, von der ein kurzer Bachlauf bereits am Südrand der Doline in einem offenen Ponor versinkt.

Am Ausgang des Trockentälchens entspringt die Nördliche Rotmoosquelle, die den Vorderen Rotmoosbach speist, der mit ausgeprägten Mäandern südwärts fließt und das gesamte Becken des Vorderen Rotmooses entwässert. Im Mittelabschnitt mündet von rechts ein Nebenbach ein, der von Quellen des südwestlichen Teiles und einem kleineren Hochmoor gespeist wird. Der Vordere Rotmoosbach versinkt in der Kalkschwelle, die Vorderes und Hinteres Rotmoos trennt, in einem offenen Ponor ("Vorderer Rotmoosponor I"). Gegen Süden setzt sich das Becken des Vorderen Rotmooses noch mehr als 100 m weit fort und läßt ein Hochwasserbett erkennen, das zu einer weiteren Schwinde, dem "Vorderen Rotmoosponor II" führt. Dieser Ponor befindet sich im südlichen Abschnitt der das Rotmoos im Osten begrenzenden Kalkschwelle und nimmt einen ständig fließenden Bach auf, der an der westlichen Kalkschwelle bei der "Wasserschachtquelle" entspringt.

Ein einfacher Markierungsversuch mit dem Farbstoff Uranin, der bei mittleren Wasserverhältnissen durchgeführt wurde, erbrachte den Nachweis des Zusammenhanges zwischen Treibholzponor und der 65 m Luftlinie entfernten Wasserschachtquelle. Erste Spuren des eingespeisten Farbstoffes (1 g) erschienen

Abb. 37



KARSTENWÄSSERUNG ROTMOOS - OBERSEE

(halbschematischer Schnitt)

erst nach 5 Stunden. Somit ist erwiesen, daß der beim Treibholzponor versinkende Bach des Hinteren Rotmooses im südlichen Teil des Vorderen Rotmooses wieder zutage tritt, um schon nach 60 m im Vorderen Rotmoosponor II erneut zu versinken.

Rund 70 m südöstlich dieser Schwinde befindet sich am Südrand einer wannenartigen, größeren Karsthohlform eine wasserführende Doline, die als "Wasserloch" bezeichnet wurde. Hier quillt aus dem groben Blockwerk des Dolinengrundes Wasser empor, staut sich zu einem tiefen Tümpel und fließt unmittelbar in eine unbefahrte Schwinde am Rand der Doline ab. Von hier nahm G. GÖTZINGER (1912) eine Bifurkation des "Kluftwassers" an, die jedoch nicht nachgewiesen werden konnte.

Der Zusammenhang des Vorderen Rotmoosponores II mit dem Wasserloch konnte ebenfalls durch einen einfachen Färbeversuch geklärt werden. Der Farbstoff Uranin trat nach einer Durchlaufzeit von 5 Stunden im Zentrum des Wasserloches in Erscheinung, das Maximum des Farbdurchganges wurde erst nach weiteren 3 1/2 Stunden festgestellt. Die kleine Schwinde nordöstlich des Wasserloches zeigte ebenfalls Farbspuren.

Östlich des Wasserloches schließt in 40 m Entfernung eine ebenfalls wasserführende Doline an, die als "Baumdoline" bezeichnet wurde. Sie weist zwei Quellaustritte auf, einen davon im Bereich einer episodisch aktiven Wasserhöhle, dem "Wassergang" (1815/82). Die rund 20 m weit befahrte, engräumige Höhle weist ein Wasserbecken auf und wird bei Hochwasser zur Gänze durchströmt. Bei Niederwasser tritt das Wasser aus dem Blockwerk vor dem Höhleneingang zutage. Die zweite Quelle befindet sich am nördlichen Rand der Baumdoline. Beide Quellen speisen einen perennierenden Bach, der die Doline quert und schon nach 15 m in einer Schwinde versinkt. Ein Hochwasserbett zieht von hier südwärts, um nach 100 m in den Obersee zu münden. Die Einspeisung von Farbstoff im Wasserloch erbrachte folgende Ergebnisse:

Bereits 45 Minuten nach der Einspeisung erschien das Uranin im Wasserbecken des Wasserganges, nach weiteren 15 Minuten setzte der Farbdurchgang an beiden Quellen der Baumdoline ein.

Das Wasser der Baumdoline erschien nach einem ungewöhnlich raschen Durchgang von nur 5 Minuten in der 40 m weiter östlich befindlichen Jagdhüttendoline, wo es in einer starken Quelle austritt, an die sich die engräumige, rund 5 m lange Jagdhüttenhöhle (1815/86) anschließt. Das Wasser dieser Quelle wird als Trinkwasser genutzt, was jedoch bei den vielen oberirdischen Laufstrecken nicht ganz unbedenklich ist.

Von der Jagdhüttenquelle bildet der Bachlauf weite Mäanderschlingen und versinkt am jenseitigen Rand der Karsthohlform erneut in einem Ponor. Der Wiederaustritt des Wassers erfolgt nach wenigen Minuten 15 m südlich der Versinkungsstelle auf der anderen Seite des Kalkriegels bei zwei benachbarten Quellaustritten. Eine Quelle ist als Höhlenquelle (1815/77) rund 10 m weit befahrbar, der andere Wasseraustritt befindet sich seitlich im Blockwerk. Der Abfluß dieser Quelle bildet abermals einen Bach, der schon nach wenigen Metern in den Obersee einmündet.

Karstgerinne zwischen Obersee und Mittersee:

Der Obersee, der eine glazial geformte Wanne im Liaskalk einnimmt, wird im wesentlichen an seiner Nordostecke entwässert. Bei Niederwasser versinkt der Abfluß beim Beginn des Bachbettes in den von Schutt und Blockwerk verhüllten Spalten des Gesteins. Bei normalem Wasserstand und erhöhtem Mittelwasser befindet sich der Hauptponor einige Meter nördlich am Fuß einer Felswand an der rechten Seite des Bachbettes. Dabei treten auch weitere Ponore östlich des

Hauptabflusses in Funktion. Bei starkem Hochwasser hingegen vermögen die Schwinden die anfallenden Wassermassen nur zum Teil unterirdisch abzuleiten und das schlucht- und klammartige Hochwasserbett wird von einem Wildbach durchströmt, der über die Schwarzlacke dem Ludwigsfall zueilt.

Unterhalb des Hauptponores, von diesem 70 m in nordöstlicher Richtung entfernt, befindet sich die eindrucksvolle Rainerdoline, die von einem wasserreichen Bach durchströmt wird. Der Quellaustritt befindet sich unter der 7 m weit befahrbaren Rainerhöhle (1815/81), aus der bei Hochwasser ebenfalls Wasser entströmt. Am Rand der Doline entspringt eine weitere kleine Quelle, die schon seit langer Zeit als "Rainerquelle" bezeichnet wird. Der Zusammenhang des Obersee-Abflusses mit dem Bachlauf in der Rainerdoline wurde schon von G. GÖTZINGER (1912) vermutet. Schon allein die Temperatur- und Härtemessungen machten diesen Zusammenhang sehr wahrscheinlich. So wurde z. B. am 5.7.1970 beim Obersee-Abfluß 11,7° C, im Bachlauf der Rainerdoline 11,1° C gemessen. Die benachbarte Rainerquelle wies dagegen am gleichen Tag eine Temperatur von nur 4,8° C auf, was auf ein anderes, endogenes Einzugsgebiet hindeutet. Dies wurde auch durch die Härtebestimmung der Wasser aufgezeigt: Der Bachlauf der Doline wies am Beobachtungszeitpunkt eine Gesamthärte von 4,7° dGH, die Rainerquelle eine solche von 6,8° dGH auf, was ebenfalls einen Zusammenhang ausschließt.

Der am 13.5.1972 durchgeführte Färbeversuch des Oberseeabflusses hat diese Vermutung zur Gänze bestätigt. Bereits nach der sehr raschen Durchlaufzeit von 5 Minuten erschien der Farbstoff Uranin, mit dem der Hauptponor des Obersees besickt wurde, im Bachlauf der Rainerdoline. Im Wasser der Rainerquelle hingegen konnte der Farbstoff nicht nachgewiesen werden.

Von der Versinkung in der Rainerdoline erscheint der Seebach nach rund 60 m unterirdischem Lauf in einer Doline oberhalb vom "Brüllenden Stier". Diese wasserführende Doline befindet sich nordnordöstlich der Rainerdoline, auf der anderen Seite der neuen Forstaufschließungsstraße. Die Durchflußgeschwindigkeit ist ebenfalls sehr rasch, wie der einfache Färbeversuch 1972 gezeigt hat. Bereits nach 2 Minuten trat das in der Rainerdoline eingespeiste Uranin in der Doline beim "Brüllenden Stier" aus.

Zwanzig Meter nördlich dieser Doline befindet sich eine Öffnung im Liaskalk, aus der deutlich Wassergeräusch vernehmbar ist. Allerdings ist die Öffnung so eng und verstürzt, daß der Wasserlauf nicht erreicht werden kann. Diese Stelle wird schon seit alter Zeit als "Brüllender Stier" bezeichnet, wobei in diesem Namen das Tosen des unterirdischen Seebaches zum Ausdruck kommt, das schon in einiger Entfernung bemerkt werden kann. Der "Brüllende Stier" wird auch im Höhlenverzeichnis unter der Nummer 1815/1 geführt. Das Wassergeräusch kann auch an einer anderen Stelle, wenige Schritte westlich, wahrgenommen werden.

Vom "Brüllenden Stier" setzt gegen Norden ein kleines Becken an, das seine Entstehung überwiegend dem ehemaligen Gletscherschurf verdankt. Von SW mündet über eine Felsstufe das klammartige Hochwasserbett ein, durch das der Überlauf des Obersees erfolgt. Vom Ausgang der Klamm hat der Wildbach einen Schotterkegel eingeschüttet, dessen grobes, kantengerundetes Material fast das gesamte Becken erfüllt. Diesem Schotterkörper entströmen im Norden einige Wasserläufe und speisen einen kleinen, etwa 1 m tiefen "See", die Schwarzlacke. Der Zusammenhang zwischen der Doline oberhalb vom "Brüllenden Stier" und der Schwarzlacke konnte ebenfalls durch Färbung nachgewiesen werden. Schon nach 10 Minuten Durchlaufzeit wurde im mittleren Wasserlauf der Austritt des Farbstoffes festgestellt.

Bei niedrigem bis mittlerem Wasserstand versinkt der Ausfluß der Schwarzlacke in Ponoren des anschließenden Felsbettes. Am Fuße einer abwärtsführenden

Steilstufe ist im Bachbett ein schwacher Quellaustritt, dessen Wasser jedoch alsbald im Geröll versinkt. Der nun folgende Abschnitt des Bachbettes, das kleine Klammstrecken mit Felsstufen bildet, weist lediglich einige Restwasserbecken auf und wird nur bei höherem Wasserstand durchflossen. Oberhalb des kleinen Wasserfalles bei der neuen Straßenbrücke tritt der Bach auch bei Normalwasserstand in Erscheinung, das Wasser versinkt unterhalb des Wasserfalls im (künstlich eingeschütteten) Blockwerk und kommt erst knapp oberhalb des hohen Ludwigsfalles wieder zum Vorschein, der fast immer in Aktion ist.

Dieser oben angeführte merkwürdige Abfluß des Obersees fand schon früh große Beachtung in der landeskundlichen Literatur. So berichtet bereits SCHWEICKHARDT v. SICKINGEN im XII. Band seiner "Darstellung des Erzherzogthums Österreich unter der Ens" aus dem Jahre 1838 bei einer Beschreibung des Aufstieges durch das Seetal:

"... Auf diesem Wege ist der sogenannte b r ü l l e n d e S t i e r, und im Eingeweide des Berges ein dumpfes Brausen bemerkbar, den Sturz eines unterirdischen Gewässers andeutend. Nach wenigen Schritten zeigt sich dem Blicke die Ursache dieses Phänomens. Ein zweiter Wasserfall nämlich, zwar bedeutend niedriger als der erste (= Ludwigsfall, Anm. d. Verf.), ungefähr 50 Fuß betragend, stürzt sich über eine pittoreske Felspartie herab, und seine Fluthen verschwinden am Fuße in das Innere der Erde. Noch etwas höher oben sprudelt die krystallhelle Quelle, welche von der Rast, die Se. kaiserliche Hoheit der Erzherzog R a i n e r einst hier hielt, den Namen "P r i n z R a i n e r s b r u n n e n" erhielt. Man erreicht sodann den dritten See, die rothe Lacke genannt, und wenige hundert Schritte weiter den schönen O b e r - S e e

Wenn auch die Reihenfolge der Naturerscheinungen verwechselt wurde, so ist jedoch deren Schilderung von Interesse. Es ist bemerkenswert, daß die Schwarzlacke damals noch die Bezeichnung "Rote Lacke" trug, die übrigens infolge der rötlichen Färbung des Lias-Kalkes zutreffender erscheint.

An der Basis des Ludwigsfalles versinkt der Seebach im Lockermaterial des Ellbodens, das früher als "Schüttel" bezeichnet wurde. Knapp oberhalb einer Engstelle und Steilstufe, der Klause, erscheint der Bach wieder, um nach der Klammstrecke erneut im Lockermaterial zu versinken. Erst ab dem Mittersee fließt der Seebach oberirdisch und damit hört der eigentümliche Karstcharakter des Seetales auf.

Die besondere hydrographische Situation im Bereich des Obersees mit dem häufigen Wechsel von ober- und unterirdischer Entwässerung in Form von Karstbächen wirft die Frage nach der Ursache dieser Eigentümlichkeit auf.

Zuerst sei die geologisch-tektonische Position des Rotmoos-Oberseegebietes beleuchtet. Im Westen grenzt der flach gelagerte Dachsteinkalk an der mächtigen Seetalstörung gegen den inhomogenen Schichtkomplex des Liaskalkes, dessen Schichten hier vornehmlich SW-NE streichen. Die Inhomogenität des Lias-Schichtkomplexes besteht darin, daß neben Hierlatzkalk auch mergelige und brecciöse Schichtglieder auftreten. Dieser lithologische Wechsel auf engstem Raum macht sich auch morphogenetisch und hydrologisch bemerkbar. Dazu kommt, daß der Raum des Obersees polygenetisch geformt wurde, einerseits durch die Glazialerosion, andererseits durch die Verkarstung. Die meisten Hohlformen im Rotmoos lassen sich primär auf glaziale Rinnen zurückführen, die erst nach dem Eisrückgang zu Karstformen umgestaltet wurden und die in die begrenzenden Rundhöcker unterirdisch entwässern. Dabei strebt die Entwässerung des Rotmooses quer zu den trennenden Karstriegeln dem lokalen Vorfluter im Obersee zu. Die Eigentümlichkeit der Entwässerung der einzelnen Teilhohlformen beruht nicht so sehr in der Versinkung eines Gerinnes in den Untergrund, sondern liegt im wiederholten Versinken und Wiederauftreten begründet.

In diesem Bereich spielen sich die Gerinne auf das Vorflutniveau des Obersees ein, der so zu einer lokalen Erosions- und vermutlich auch Korrosionsbasis wird. Eine Tiefenentwässerung scheint nach den bisherigen Kenntnissen hier nicht vorhanden zu sein; somit könnte das Gebiet nach der herkömmlichen Nomenklatur als "seichter Karst" angesprochen werden. Im Gegensatz dazu stehen die tiefgründig entwässerten Bereiche des Dürrensteins, das westliche und östliche Plateau, sowie das Gipfelmassiv. Das Oberseegebiet stellt demnach eine hydrologische Enklave im Dürrensteingebiet dar, die meines Erachtens lithologisch erklärbar ist. H. GAMS (1927) und F. RUTTNER (1931) messen der basalen Abdichtung der einzelnen Hohlformen des Rotmooses durch Glazialton eine dominante Bedeutung bei, was jedoch das Wiederauftreten der Gerinne nicht erklären kann, da das Wasser während der unterirdischen Laufstrecken durch die Kalkriegel, in denen der Glazialton naturgemäß fehlt, in die Tiefe verschwinden könnte. Es muß demnach eine wasserstauende Schicht sowohl unter den Hohlformen als auch unter den Vollformen vorhanden sein, die eine Tiefenentwässerung verhindert. Dadurch wird letztlich auch das Auftreten der beträchtlichen Wassermasse des Obersees bewirkt.

3. KARSTQUELLEN

Als Karstquelle wird jeder Austritt des Karstwassers an die Oberfläche oder in eine Höhle bezeichnet. Bei großer Schüttung spricht man von Karstriesenquellen. Dabei ist für die meisten Karstquellen typisch, daß vor allem ihre Schüttung großen Schwankungen unterworfen ist, was auf die rasche Durchlaufzeit des Karstwassers zurückgeführt werden kann.

Im Rahmen dieser Studie kann noch keine vollständige Aufnahme aller Quellen vorgelegt werden, ferner mangelt es noch an langfristigen Meßreihen über Schüttung, Temperatur und Wasserhärte. Trotzdem sollen im folgenden Abschnitt einige Beobachtungen an Quellen mitgeteilt werden, um die Art und Häufung der Karstquellen unseres Gebietes zu beleuchten.

Die Quellen auf den Hochplateaus

Die hochgelegenen Teile des Dürrensteinmassiv sind überaus quellenarm. Die wenigen Wasseraustritte gaben den Anlaß für die Anlage von Almen, große dazwischen befindliche Weideflächen müssen durch Tümpel, hauptsächlich Dolinentümpel, versorgt werden.

Quellen mit ganzjähriger Schüttung sind:

a) Westliches Dürrensteingebiet

Pauschenquelle knapp oberhalb der Pauschenalm, Seehöhe 1450 m.

Ständig aktiver Wasseraustritt an der Westflanke des Stainzenkogels. Einzugsgebiet: Stainzenkogel. Wasseraustritt im Liaskalk oberhalb der Schichtgrenze zum liegenden Dachsteinkalk. Durchschnittliche Wassertemperatur: 4,2° C, durchschnittliche Schüttung 0,2 l/s, Gesamthärte 6,2° dGH.

Die Quelle ist in einem Betonbehälter (5 m³) gefaßt und versorgt mittels Rohrleitung die Pauschenalm und das Jagdhaus Gamseck. Starke Reaktion von Schüttung und Temperatur auf Starkregen und Schneeschmelze. Abfluß über ein Gerinne in die Ponordoline nordöstlich der Pauschenalm.

Episodisch aktive Quellaustritte auf den Hochböden, Seehöhe 1450-1480 m.

Einzugsgebiet: Stainzenkogel, Liaskalk. Mehrere (drei bedeutende) Quellaustritte mit anschließenden Versinkungen in Dolinen. (Vgl. Abschnitte über Höhlen: Hochbodenklüfte I-III; Dolinen und Schwinden). Aktivität zur Schneeschmelze und nach Starkregen.

Quelle am Stainzenkogel, Seehöhe 1490 m.

Westlich der Höhe 1509. Schwacher Wasseraustritt mit anschließendem Tümpel und Versinkung.

Luckenbrunn, Seehöhe 1330 m.

Ständig aktiver Quellaustritt in einer Doline mit anschließender Versinkung. Einzugsgebiet: Luckenbrunngraben, Westflanke des Stainzenkogels. Trinkwasserversorgung für die Jagdhütte Luckenbrunn. Liaskalk. Durchschnittliche Schüttung 0,25 l/s, durchschnittliche Wassertemperatur 3,2° C, Gesamthärte 6° dGH. Die tiefere Durchschnittstemperatur läßt ein tagferneres Einzugsgebiet erkennen.

Quellen im oberen Luckenbrunngraben, Seehöhe 1410m, 1420 m.

Zwei kleine Quellaustritte im oberen Luckenbrunngraben bei Punkt 87 E der Außenvermessung.

Obere Quelle: an der rechten Grabenflanke, Gerinne quer zum Grabenverlauf, Versinkung in Doline mit offenem Ponor.

Untere Quelle: am Fuß einer niedrigen Kalkschwelle, die den Graben quert. Einzugsgebiet vermutlich Luckenbrunngraben bzw. rechte Grabenflanke. Schüttung je etwa 0,1 l/s. Über Schüttungscharakteristik, Temperatur und Härte liegen noch keine Beobachtungen vor.

Die Quellen des Stainzenkogels entspringen im Bereich des Lias-Kalkes, nur wenig über der Grenze zum liegenden Dachsteinkalk und bilden vor allem im Gebiet der Pauschenalm einen Quellhorizont.

Quelle NE Hochalm, Seehöhe 1480 m.

An der Nordostflanke der Hochalm zum Rotmoos. Dachsteinkalk. Quellaustritt in kleinem Graben, Abfluß erfolgt durch Gerinne, das alsbald versickert. Wenige Meter oberhalb Dolinentümpel mit Schwinde; der Zusammenhang wird vermutet. Nach Starkregen wurde rasche Zunahme der Wasserführung und Trübung infolge verschwemmter Terra fusca beobachtet.

Legsteinquelle, Seehöhe 1460 m.

An der Südbegrenzung der Karstwanne Legstein, unweit der Jagdhütte. Ständig aktiver Wasseraustritt aus Dachsteinkalk, wenig oberhalb der Schichtgrenze zum liegenden Dachsteindolomit. Durchschnittstemperatur (im Sommer gemessen) 4,5° C, durchschnittliche Schüttung ca. 0,2 l/s, Gesamthärte 5° dGH.

Die Quelle reagiert in Bezug auf Schüttung und Temperatur rasch. Einzugsgebiet etwa Kammern, vermutlich auch Wässer aus Hangschutt. Abfluß nach wenigen Metern in Klufftkarren mit Ponorfunktion. Trinkwasserversorgung von Alm und Jagdhütte Legstein. Trinkwasserleitung zur Wiesenalm (Ybbstaler Hütte)

Stanglauquelle, Seehöhe 1440 m.

Bei der Almhütte der Legsteinalm, aus dem den Boden der Karstwanne bedeckenden Schutt. Dachsteinkalk, nahe Schichtgrenze zu Dachsteindolomit. Relativ starker Wasseraustritt (rund 3 l/s). Einzugsgebiet vermutlich Obere Stanglau-Alm, Roßbeck-Gebiet. Gerinne quer über den Boden der Karstmulde zu Ponordoline.

Zwei kleinere Quellen am Südostrand der Karstwanne Legstein, Seehöhe 1440 m.

Wasseraustritt am Rand der Felsflanke gegen den Wannenboden. Dachsteinkalk, nahe Schichtgrenze zu Dachsteindolomit.

b) Östliches Dürrensteingebiet

Der Abschnitt Scheiblingstein - Bärenleitenskogel - Hochreiserkogel weist nur sehr wenige Karstquellen auf, auch sonst ist dieses Gebiet durch eine große Wasserarmut gekennzeichnet. Der Mangel an Quellen ist auch daran kenntlich, daß die Wasserversorgung der (aufgelassenen) Durchlaßalm mittels Zisterne erfolgen muß.

Bärenleitensquelle, Seehöhe 1560 m.

Am Nordwesthang des Bärenleitenskogels, Schwacher, episodisch aktiver Wasseraustritt. In der Österr. Karte 1:25.000, Bl. 72/3 eingezeichnet. Dachsteinkalk.

Hirschplanquelle, Seehöhe 1460 m.

Am bewaldeten Südwesthang des Bärenleitenskogels, unterhalb der Steigspur Bärenleitensattel - Durchlaßalm. Episodisch aktiv, Dachsteinkalk.

Quellen der Herrenalm

Drei sehr wasserreiche, ständig aktive Quellen, a) westlich, 1340 m, b) südwestlich, 1355 m und c) südlich der Alm, 1382 m. Liaskalk, im Bereich eines gesteinsbedingten Quellhorizontes. Abfluß durch perennierende Gerinne, die sich bei der Herrenalm vereinigen und den Herrenalmbach, einen Hauptzufluß des Taglesbaches, bilden.

Grubwiesquellen, Seehöhe 1400 m.

Am Nordwestabfall des Gsolliedels zur Grubwiesalm. Quelle a) SW der Almhütte (Hauptquelle), Quelle b) südlich der ehemaligen Jagdhütte. Der Abfluß versinkt nach kurzem oberirdischem Lauf in Ponordolinen. Temperatur am 22. 5. 1971: a) 3,6° C, b) 3,7° C. Liaskalk.

Quellen am Massivrand und im Talraum

Höllgrabenbrünnl, Seehöhe 930 m.

Am Südwestabfall des Hierzecks zum Höllgraben, am bezeichneten Weg zur Ybbstaler Hütte. Wasseraustritt aus dolomitischem Hangschutt. Am 4. 9. 1971 wurde eine Schüttung von 0,02 l/s und eine Temperatur von 11° C festgestellt. Allein an der relativ hohen Temperatur kann ersehen werden, daß der Einzugsbereich der schwachen Quelle sehr tagnahe im Bereich des Schuttkörpers liegen muß.

Notquelle, Seehöhe 600 m.

Im Steinbachtal, nahe beim NW-Portal des Straßentunnels. Reiflinger Kalk. Wasserreiche Karstquelle im Stirnbereich der Ötscherdecke. Einzugsgebiet Hochkogel - Nachbargau Boden. Durchschnittliche Schüttung 80 l/s, durchschnittliche Temperatur 7° C.

Schreier, Seehöhe 660 m.

Im Steinbachtal, am Südabfall des Stierkopfes. Karstriesenquelle aus Hauptdolomit nahe an Schichtgrenze zu den Raibler Schichten. Schüttung am 30.7.1972 rund 800 l/s, Temperatur 5, 8° C.

Weitere Quellen an der zum Steinbachtal abfallenden Flanke des Dürrensteins sind u. a. die Quelle des Möserbaches, die des Büllenbaches und die unweit der Eisenstatt-Jagdhütte. Messungen stehen hier noch aus.

Eine kleine Spaltquelle bei der Kehre der Forststraße im Almwaldgraben vor dem Hochkirchl in 730 m Höhe aus dem Ramsaudolomit wies am 30.7.1972 bei ca. 0, 2 l/s Schüttung eine Temperatur von 7° C auf.

Das Dolomitgebiet des Steinbachtals ist sehr wasserreich, fast jeder der zahlreichen Gräben wird von einem Gerinne entwässert. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Höllgraben und im Lechnergraben, die ebenfalls zum größeren Teil im Ramsaudolomit angelegt sind.

Im Ybbstal verläuft am linken Hang die Gesteinsgrenze zwischen dem alpinen Muschelkalk (Gutensteiner und Reiflinger Kalk) und den liegenden Lunzer Schichten, die über den Seekopfsattel und den Lunzer Untersee nordostwärts streichen. An dieser Schichtgrenze bilden die wasserundurchlässigen Lunzer Schichten einen Quellhorizont, der besonders deutlich am NW-Hang der Rudenauer Berge zum Ausdruck kommt.

Die Quellen des Seetales sind nur zu einem Teil Austrittsstellen endogener Wasserläufe, vielfach handelt es sich um Wiederaustrittsstellen von Karstgerinnen, die bereits ein oder mehrere Male an der Oberfläche flossen.

Rotmoos - Obersee:

Kreuzfichtenquelle, Seehöhe 1150 m.

Südlich der Kreuzfichte in einer Karsthohlform. Schwacher Quellaustritt aus Hierlatzkalk. Durchschnittliche Temperatur 4, 8° C, durchschnittliche Schüttung 0, 1 l/s, Gesamthärte 7, 1° dGH. Abfluß zu einem Ponor.

Nördliche Rotmoosquelle, Seehöhe 1135 m.

Am Nordrand des Vorderen Rotmooses. Hierlatzkalk. Durchschnittliche Schüttung 2 l/s, Temperatur ca. 4, 7° C, Gesamthärte 7° dGH. Abfluß in das Gerinne des Vorderen Rotmooses.

Wasserschachtquelle, Seehöhe 1122 m.

Im Südteil des Vorderen Rotmooses. Hierlatzkalk. Wiederaustritt des Bachlaufes aus dem Hinteren Rotmoos. Zusammenhang mit Treibholzponor am 13.9.1970 nachgewiesen. Schüttung rund 8 l/s, Temperatur ca. 5, 3° C, Gesamthärte 6, 2° dGH. Abfluß über Bachlauf zum "Vorderen Rotmoosponor II"

Jagdhüttenquelle, Seehöhe 1116 m.

In der Doline bei der Obersee-Jagdhütte. Hierlitzkalk. Zusammenhang mit Bachlauf in Baumdoline am 5. 9. 1970 nachgewiesen. Schüttung rund 5 l/s, Temperatur rd. 5, 4° C, Gesamthärte 5, 8° dGH.

Höhlenquelle beim Obersee, Seehöhe 1115 m.

An der NW-Seite des Obersees. Hierlitzkalk. Wiederaustritt des Bachlaufes aus der Jagdhütten-doline. Schüttung rund 2 l/s, Temperatur ca. 5, 5° C, Gesamthärte 6° dGH.

Die an der Westflanke des Rotmooses austretenden Quellen haben ihr Einzugsgebiet im Dachsteinkalk des randlichen Plateaus; die des eigentlichen Moorbereiches und der anschließenden Karsthohlformen sind Wiederaustrittsstellen von Obertagsgerinnen. Die abnehmende Schüttung der Karstquellen gegen den Obersee zu läßt auf noch unkontrollierte unterirdische Wasserverluste schließen.

Beim Abfluß des Obersees weist das wiederauftretende Wasser im Bachlauf der Rainerdoline eine nur geringfügig erniedrigte Temperatur gegenüber der Seetemperatur auf. Die benachbarte Rainerquelle (1105 m) hat deutlich kälteres Wasser, dessen Durchschnittstemperatur bei 4, 9° C liegt. An Gesamthärte wurden gemessen: Bachlauf Rainerdoline 4, 8° dGH; Rainerquelle 6, 8° dGH.

Die beiden Wasseraustritte unterscheiden sich ferner beträchtlich in der Schüttung sowie in der Farbe des Wassers, wobei das braune Moorwasser des Bachlaufes sich deutlich von der Farblosigkeit der Rainerquelle abhebt. Die organischen Beimengungen des Oberseeabflusses machen sich darüber hinaus in einer häufig zu beobachtenden Schaumbildung bemerkbar. Der Zusammenhang des Bachlaufes mit dem Obersee-Abfluß wurde durch einen Färbeversuch nachgewiesen.

Bachlauf in Doline oberhalb "Brüllender Stier", Seehöhe 1095 m.

Der Bachlauf in dieser Doline ist, wie durch Färbung nachgewiesen wurde, der neuerliche Austritt des in der Rainerdoline versinkenden Oberseeabflusses. Die Temperatur erfährt durch die dazwischen befindliche unterirdische Laufstrecke eine neuerliche Erniedrigung um einige Zehntelgrade. Am 5. 7. 1970 wurde gemessen: Temperatur 10, 8° C, Gesamthärte 5° dGH. Der Abfluß erfolgt unterirdisch über den "Brüllenden Stier" zur Schwarzlacke.

Der Mittersee (765 m) weist - außer bei extremem Hochwasser - keinen oberirdischen Zufluß auf. Er wird von Grundwasser aber auch von Karstwasser gespeist, das fast durchwegs subaquatisch zahlreichen Quelltrichtern entströmt. G. GÖTZINGER (1912) führt hier noch keine exakte Unterscheidung zwischen "Grundwasser" und "Karstwasser" durch, er bezeichnete damals den Mittersee als "Grundwassersee". In einer späteren Arbeit (1960/61) konnte er durch Temperaturmessungen deutlich Karstwasser und Grundwasser auseinanderhalten. Dem im Süden des Sees befindlichen Trichter (Nr. 68 b nach GÖTZINGER 1960) entquillt Wasser mit großer Temperaturschwankung (zwischen 4, 6° C - 9, 7° C; Jahresschwankung demnach ca. 5-6° C), das aus dem Grundwasser der Talverschüttung stammen muß. Die Seetemperatur hingegen schwankt zwischen 5 und 7° C und weist somit eine Jahresamplitude von nur 2° C auf. Dies bedeutet, daß in den Quelltrichtern am Seegrund auch kaltes Karstwasser von den Plateaugebieten austritt.

Trübenbachquelle, Seehöhe 780 m.

Höhlenquelle am linken Hang des Seetales, am Nordostabfall des Höhersteins. Episodisch aktiver Wasseraustritt aus einem Höhlengang, der unter der Kennziffer 1815/57 im Höhlenverzeichnis geführt wird. (Vgl. Abschnitt über die Höhlen).

Der Austritt bei Mittel- und Niederwasserstand erfolgt in kleineren Quellen unterhalb der Wasserhöhle. G. GÖTZINGER (1960, 1961) gibt Temperaturwerte zwischen 5, 2° und 6, 5° C an. Bei benachbarten Quellaustritten wurden hier bemerkenswerte Temperaturunterschiede festgestellt, die zur Annahme verschiedener Wasserkörper führten. Bei sommerlichen Quelltemperaturen von über 7° C ist nach GÖTZINGER eine Mischung mit Mitterseewasser anzunehmen.

Am gleichen Hang weiter talauswärts befindet sich in 730 m Höhe der Schreier, eine Karstriesenquelle, deren Wasser dem Hangschutt entströmt, der den eigentlichen Quellmund verhüllt.

Noch weiter im Norden befindet sich die Kazim-Karstquelle (Nr. 49 bei GÖTZINGER); ihre Temperatur wird zwischen 7, 1° und 8, 2° C angegeben, was relativ hoch ist. Die geringe Jahresschwankung würde dennoch auf ein bergtiefes Einzugsgebiet hindeuten.

Der Lochbach (Seehöhe 690 m) am rechten Hang des Seetales stellt eine episodisch aktive Höhlenquelle im Liaskalk dar; der Wasseraustritt aus dem Schacht erfolgt nur bei Hochwasser. Bei Mittelwasserverhältnissen entspringt der Bach dem Blockwerk seines Bettes. Bei langandauernder Trockenheit, meist im Spätsommer und im Hochwinter, versiegt der Bachlauf vollständig, und man kann in das Höhlensystem eine Strecke weit vordringen (vgl. Kapitel Höhlen).

Die Messungen von G. GÖTZINGER (1960, 1961) erbrachten Frühjahr- und Sommertemperaturen zwischen 5, 7° und 6, 5° C. Die geringe Schwankung deutet auf ein endogenes Einzugsgebiet im Scheiblingsteinmassiv hin, das sich besonders zur Schneeschmelze auf dem Plateau oder nach starken Regenfällen bemerkbar macht. V. BREHM (1947) gibt an, daß der Lochbach bereits ein bis zwei Stunden nach einem kräftigen Regenguß zu funktionieren beginnt, was relativ weite unterirdische Hohlräume und große Strömungsgeschwindigkeit voraussetzt. Durch Tauchversuche soll der in den Berg aufwärtsführende Teil des Quellsiphons erforscht werden.

Wasser ist heute der wichtigste Rohstoff der Erde. Die Versorgung der Bevölkerung mit einwandfreiem Trinkwasser gehört zu den vordringlichsten Aufgaben der Gegenwart und Zukunft. War früher die Trinkwasserversorgung im wesentlichen Sache des einzelnen, so machte die gewaltige Zunahme der Wohnbevölkerung und der steigende Bedarf in geschlossenen Siedlungen, vor allem in den Städten, die Einrichtung von kommunalen Wasserversorgungsanlagen notwendig. Dabei wurden nicht nur die Grundwasservorkommen aus dem Schotterkörper der Stromebenen und Beckenlandschaften, sondern auch in zunehmendem Maße Karstwässer herangezogen. Als Musterbeispiel dafür ist die I. und II. Hochquellenwasserleitung von Wien anzuführen, die das Trinkwasser einerseits aus dem Rax-, Schneeberg- und Schneeealpengebiet, andererseits aus dem ausgedehnten Hochschwabmassiv der Bundeshauptstadt zuführt. Da die Zweite Wiener Hochquellenwasserleitung auch den Rand des Dürrensteinmassivs berührt, ist von Interesse, daß im Zuge der Planungsvorarbeiten auch an die

Fassung bestimmter Quellen unseres Gebietes gedacht wurde. So wurden z. B. die Schreierquelle im Steinbachtal und die größeren Quellen des Seetales untersucht, aber im Hinblick auf deren große Schüttungsschwankungen auf eine Einspeisung verzichtet.

Die mehrschichtige wirtschaftliche Nutzung der Karstlandschaft, sei es in land- und forstwirtschaftlicher Hinsicht, sei es als Gebiet des Massentourismus, wirft für die einwandfreie Wasserversorgung schwerwiegende Probleme auf. Kann man bei der traditionellen Nutzung eines alpinen Karstgebietes für Alm- und Forstwirtschaft und einem sinnvollen Individualtourismus noch von einer "Harmonisierung" zwischen Wirtschaftsraum und einer weitgehend naturbelassenen Erholungslandschaft sprechen, so sehen wir die Erhaltung einer gesunden Umwelt durch den Massentourismus überaus stark gefährdet, wie an zahlreichen Beispielen aus den gesamten Kalkalpen gezeigt werden kann. Diese Gefährdung der Umwelt durch die sogenannte "Erschließung" des alpinen Raumes macht sich in Karstgebieten vornehmlich und hier am nachhaltigsten in der Frage des Wassers bemerkbar.

Die Wasserfrage tritt dabei stets in zwei Bereichen in Erscheinung:

1. Der akute Mangel an Trinkwasser in der Hochregion, die für den intensiven Fremdenverkehr ja von besonderem Interesse ist.
2. Die Gefährdung der Karstquellen des Talraumes und damit der Trinkwasserversorgung des Siedlungsraumes.

Durch die "Erschließung" der Hochregionen mittels Fremdenverkehrsstraßen, Seilbahnen und der Errichtung von Gast- und Beherbergungsbetrieben ergibt sich eine Gefährdung der Quellen durch vermehrten Anfall von Abwässern, Fäkalien und Müll, ferner durch die Gefahr des Eindringens von Mineralölen und Treibstoffen in den Karstwasserkörper.

Die Weite der Karstgefäße ist derart, daß es zu hohen Durchflußgeschwindigkeiten kommt, wodurch eine natürliche Filtrierung des Wassers nicht mehr gegeben ist. Pathogene Keime (z. B. Coli-Bakterien) werden im Gebirgsinneren nicht zurückgehalten und gelangen ungehindert an den Karstquellen zum Austritt. Die bei karsthydrologischen Markierungsversuchen in den Kalkhochalpen verwendeten *Lycopodium*-Sporen haben einen Durchmesser von rund 35 Mikron; Typhusbazillen sind hingegen nur 1, 2-3, 2 Mikron lang, weshalb von namhaften Karsthydrologen schon seit langem eine Unterbindung der Erschließung von Karstgebieten für den Massentourismus gefordert wird (F. BAUER, J. ZÖTL, A. MAYR 1958).

Der Verfasser hat in einer kleinen Studie 1964 auf die akute Gefährdung des Karstwassers in den östlichen Kalkvoralpen hingewiesen. Es wurde dabei festgestellt, daß eine beträchtliche Anzahl von Schachthöhlen und Dolinen mit Ponorfunktion als bevorzugte Ablagerungsstätten für jeglichen Unrat dienen. Im Dürrensteingebiet wird z. B. die aktive Ponordoline der Legsteinalm als Mülldepot benutzt!

In Zukunft wird es daher notwendig sein, den (Erholungs-)Wert einer weitgehend naturbelassenen Karstlandschaft zu bewahren und zu schützen. Die mahnenden Stimmen, die für den Schutz der Natur eintreten, kommen nicht von wirklichkeitsfremden Romantikern, die sich gegen das derzeit geforderte "Nützlichkeitsdenken" und die Kommerzialisierung aller Lebensbereiche auflehnen, sondern von sachlichen Vertretern der Naturwissenschaft, die schon seit langem erkannt haben, daß die Zukunft des Menschen an der Schwelle zum dritten Jahrtausend in der Bewahrung der natürlichen Umwelt liegt. In diesem Sinne ist Naturschutz in höchstem Maße auch Menschenschutz!

4. SEEN und KARSTTÜMPEL

Die landschaftliche Schönheit des Dürrensteingebietes liegt vor allem in der einzigartigen Lage seiner Seen begründet. Das Seetal als zentrale und großartigste Tiefenlinie des Gebirgsstockes birgt die drei Lunzer Seen, die sich nicht nur durch ihre Größe und Höhenlage, sondern auch typologisch unterscheiden. Zwar verdanken sie alle ihre Existenz dem Schurf des eiszeitlichen Gletschers, so sind auch zwei der größeren Seen, nämlich Ober- und Mittersee, in das Karstphänomen einbezogen. Der Lunzer Untersee hingegen ist seinem Typ gemäß ein Alpenrandsee.

Die kartographische Aufnahme und morphologische Bearbeitung der Lunzer Seen verdanken wir G. GÖTZINGER, der die Ergebnisse seiner Studien in einer Reihe von Publikationen niedergelegt hat.

O b e r s e e

Der See liegt in einer Höhe von 1113 m. Seine zusammenhängende Wasserfläche beträgt 78.570 m²; rechnet man das im SW befindliche, isolierte Moorloch hinzu, so vergrößert sich die Fläche auf 80.685 m². G. GÖTZINGER (1912) gibt an, daß das Areal des alten Obersees 144.300 m² betragen hat. Aus der beträchtlichen Differenz läßt sich das Ausmaß des bereits verlandeten bzw. vermoorten Anteils ersehen.

Der Obersee befindet sich in einem großen Durchgangskar, in welchem sich die Gletscher des Luogs, des Lärchengrabens und des Ritzeltales vereinigten und verdankt die Entstehung seiner Wanne der Glazialerosion. Im Norden wird er durch die Ellmauer (1175 m), einem Karriegel, begrenzt, der mit Felswänden steil zum Ellboden abfällt. Der Karriegel der Ellmauer weist auch Spuren der erodierenden Tätigkeit des ehemaligen Seetal-Gletschers auf und zwar in Form von kleineren glazialen Wannern und Rundhöckern. Besonders gut kam die Exaration allerdings südlich der Ellmauer im Gebiet zwischen Rotmoos und dem Oberseebecken zur Wirkung, wo durch den Gletscherschurf langgestreckte Wannern aus dem Liaskalk herausmodelliert wurden, die durch schmale Kalkriegel voneinander getrennt werden. Der Obersee selbst nimmt die größte und tiefste Hohlform des Karbodens ein. G. GÖTZINGER (1912), der die Lotungen vom Eis aus durchführte, konnte feststellen, daß das Becken des Obersees eine Anzahl von Teilvertiefungen aufweist, wobei anzunehmen ist, daß durch die Sedimente des Seebodens vermutlich weitere verhüllt sind.

Die Kartierung des Sees ergab das Vorhandensein von fünf größeren Teilhohlformen innerhalb der vom heutigen See eingenommenen Wanne. Die südlichste Hohlform liegt zur Gänze innerhalb des Moorkomplexes und weist eine Tiefe von 6 m auf. Zwischen dieser und der Insel befindet sich eine weitere von nahezu 7 m, zwischen Insel und südöstlichem Ufer eine Hohlform von über 5 m Tiefe. Zwischen Insel und Ausfluß des Sees an der Nordostecke liegt eine größere Vertiefung von maximal 8,5 m. Die größte und tiefste Hohlform befindet sich jedoch zwischen dem steilen Westufer und der Insel, wo von G. GÖTZINGER (1912) mehr als 15 m Tiefe festgestellt wurde. Sämtliche Hohlformen werden von pelagischem, rotem Schwebeschlamm erfüllt.

Die kleine Insel in der nordöstlichen Hälfte des Sees wird aus einem Felsrücken gebildet, der die glazigenen Wannern trennt, und dessen größerer Teil jedoch knapp unter dem Wasserspiegel zu liegen kommt und ein Moor trägt. Nur beim Nordostende der Insel tritt der Fels zutage und trägt eine kleine Fichten-

gruppe. Sowohl die Teilbecken, als auch die Insel und die anderen subaquatischen Schwellen entsprechen den primär glazigenen Formkomplexen, wie sie bereits an anderer Stelle vom westlich anschließenden Rotmoos beschrieben wurden. Hohlformen und Vollformen lassen sich auf die selektive Glazialerosion zurückführen, die hier die Lias-Schichten entlang ihrem Schichtstreichen beansprucht hat. Die dominante glazigene Rinne im See läßt sich gegen NNE auch zur Hütte der Biologischen Station verfolgen.

Das Relief des Untergrundes im Süden der offenen Wasserfläche ist nur durch Bohrungen zu erschließen, da in diesem Bereich eine sehr starke Verlandung des Obersees durch morphologische, vor allem jedoch vegetative Prozesse vor sich geht, die bereits zu einer bedeutenden Verkleinerung der Seefläche geführt haben. Ganz im Süden haben mehrere Bachläufe Wildbachschotter in Form eines Schotterkegels (Delta?) in das Seebecken eingeschüttet, es schließen die ausgedehnten Moorflächen an, die nur im Uferbereich fest mit dem Untergrund verbunden sind und gegen die freie Wasserfläche zu schwimmen und in Form von "Schwingrasen" eine fortschreitende vegetative Verlandung des Obersees bewirken.

Die von G. GÖTZINGER (1912) vorgenommenen Sedimentuntersuchungen des Seegrundes ergaben, daß das Sediment durchwegs aus Schlamm besteht, der teils organogener, teils chemischer Entstehung ist. Die flacheren Partien des Seeuntergrundes, die Uferbänke und die subaquatischen Rücken werden bis etwa 2 m Wassertiefe von lockerem, zoogenem Schlamm bedeckt, der hellgrüne bis graue Farbe aufweist. Der festere phytogene Schlamm mit brauner Farbe reicht bis rund 5 m Tiefe hinab und ist im SW des Sees verbreitet und bedeckt die Flanken der großen Teilbecken. Diese Hohlformen werden an ihrem Grund von sehr feinem, hellrotem Schwebeschlamm erfüllt, der als chemisches Sediment angesprochen wurde. Es wurde ein hoher Gehalt an Eisen, Tonerde und SiO_2 festgestellt. G. GÖTZINGER schließt daraus und aus dem sehr geringen Kalkgehalt, daß es sich um kein Residuum des Lias-Kalkes handeln kann. Abgesehen von der Frage der Genese spielt dieser tonige Schwebeschlamm sicherlich auch bei der Abdichtung der Teilbecken eine gewisse Rolle. Der Hauptanteil an der Erhaltung der Wassermassen muß jedoch in einer undurchlässigen Schicht des Lias-Komplexes zu suchen sein.

Die Speisung des Obersees erfolgt durch Gerinne, die an allen drei Uferpartien in die Wasserfläche einmünden. Im Westen sind es die Karstgerinne des Rotmooses, im Süden Bachläufe, die von mehreren Karstquellen stammen, von denen die mächtigste sich am Glazing befindet, deren Wasser bald nach dem Ursprung einen hohen Fall bildet. Auch am östlichen Ufer münden kleinere Gerinne ein.

Der Abfluß erfolgt an der Nordostecke des Sees und zwar gewöhnlich unterirdisch durch Ponore. Lediglich bei starkem Hochwasser kommt es zu einem teilweisen oberirdischen Abfluß durch eine Klammstrecke (vgl. Abschnitt: Karstgerinne).

S c h w a r z l a c k e

Dieses kleine, stehende Gewässer befindet sich zwischen Obersee und Ludwigsfall in einer Seehöhe von 1090 m. Die Schwarzlacke nimmt den nördlichsten Teil eines glazialen Beckens ein, durch das der Hochwasserabfluß des Obersees erfolgt. Das 50 m lange und bis zu 20 m breite Seelein mit einer Wasserfläche von 540 m^2 hat sich früher weiter gegen Süden erstreckt; eine fortschreitende Verlandung wird durch einen Wildbachschotterfächer des Hochwasserlaufes bewirkt. Die vegetative Verlandung spielt hingegen eine nur untergeordnete Rolle. In das durchschnittlich nur 1 m tiefe Gewässer dringt die Vegetation vom südlichen und südöstlichen Ufer aus vor.

Der Zufluß zur Schwarzlacke erfolgt unterirdisch von Süden her, wo vier Wasseradern dem sehr groben Wildbachschotter entquellen und unmittelbar in das Seelein einmünden. Durch Färbung wurde der Zusammenhang des südlichsten Quellaustrittes mit dem Bachlauf in der Doline oberhalb vom "Brüllenden Stier" nachgewiesen.

Der Abfluß der Schwarzlacke erfolgt bei niedrigen bis normalen Wasser- verhältnissen unterirdisch und zwar hauptsächlich durch einen Ponor am Nord- westufer. Weitere Schwinden sind im anschließenden felsigen Hochwasserbett vor Beginn der Steilstufe vorhanden.

M i t t e r s e e

Im mittleren Teil des Seetales in 765 m Höhe gelegen, wird der 333 m lange und durchschnittlich 70 m breite See im Westen von der steilen Flanke des Höher- steins (1118 m), im Osten von den Felswänden des östlichen Dürrensteinplateaus begrenzt, deren Schutthalden bis zum See hinabreichen. Seine Wasserfläche be- trägt 28.360 m², die größte Tiefe wurde mit knapp 3 m ermittelt.

Der See verdankt seine Entstehung hauptsächlich der glazialen Erosion, die an der Ausschürfung der Wanne maßgeblichen Anteil hat. Dazu kommt eine ge- ringe zusätzliche Stauwirkung durch einen Bergsturz, der von der östlichen See- talflanke abgegangen ist und von dem zwischen Straße und Damm noch einige große Trümmer zu sehen sind. Das übrige Bergsturzmateriale ist bereits der Erosion des Seebaches zum Opfer gefallen. G. GÖTZINGER (1912) hat nachge- wiesen, daß die natürliche und künstliche Abdämmung für die Entstehung des Sees nur von untergeordneter Bedeutung ist; der tiefere Teil des Sees - bis etwa 1, 3 m unter dem heutigen Seespiegel - würde auch ohne Damm vorhanden sein.

Eine Besonderheit des Mittersees sind seine zahlreichen Quelltrichter, die in Ufernähe verteilt sind und aus denen hauptsächlich die Speisung erfolgt. Die Quelltrichter stellen auch die tiefsten Stellen des Sees dar; in einem unweit des Ostufers wurde die maximale Tiefe von 2, 9 m gelotet. Die aktiven Trichter sind tief und weisen an ihrer Basis Schotter oder Schutt auf, aus dem das Was- ser aufsteigt. Die inaktiven Trichter sind muldenförmig, im allgemeinen seich- ter und werden von Feinsedimenten erfüllt. Auch an der Vegetationsbedeckung können aktive und inaktive Trichter unterschieden werden. Sind die aktiven Quell- austritte an der Basis frei von Vegetation, so weisen die inaktiven eine Bedeckung von Chara und Potamogeton auf.

Nur bei extremem Hochwasser kommt es auch zu oberirdischem Zufluß, an- sonsten erhält der See das Wasser durch seine Quelltrichter. Die Untersuchungen von G. GÖTZINGER haben ergeben, daß allein schon aus der unterschiedlichen Temperatur zwischen "Grundwasser" und Karstwasser unterschieden werden kann. Im Süden tritt aus der jungen Talverschüttung des Wasser des Seebaches zutage, in den übrigen Trichtern quillt Karstwasser aus den beiden Plateaus empor. Karsthydrologische Untersuchungen zur Klärung der Einzugsbereiche stehen noch aus.

Der Abfluß des Mittersees, der in seiner Gesamtheit als Quellsee angespro- chen werden kann, erfolgt an seinem Nordende durch den ab hier oberirdisch abfließenden Seebach.

U n t e r s e e

Der Untersee, der größte See des Gebietes, befindet sich bereits am Rand des Dürrensteinstockes und steht mit dem Karstphänomen in keiner Beziehung.

Die Anlage des 68 ha großen Sees, dessen Spiegel 608 m hoch liegt, erfolgte an die wasserstauenden, leicht ausräumbaren Lunzer Schichten, die vom Seekopfsattel in nordöstlicher Richtung zum Rechberg streichen. Es handelt sich um eine große Felswanne, die durch die Glazialerosion geschaffen wurde. Am Ausfluß des Untersees an seinem westlichen Ende ist der steil aufgerichtete, widerstandsfähige Opponitzer Kalk zu erkennen, der hier die weichen Lunzer Schichten begrenzt und so zur Bildung der Wanne Anlaß gegeben hat. Der 1680 m lange und bis zu 570 m breite See weist eine maximale Tiefe von knapp 34 m auf.

Neben diesen größeren stehenden Gewässern, die als richtige Seen bezeichnet werden können, gibt es im Dürrensteingebiet zahlreiche kleinere und größere Tümpel, von denen die Mehrzahl an Karsthohlformen gebunden ist.

Anderer Entstehung sind jene Tümpel, die in Zusammenhang mit Hochmooren auftreten. Als Beispiele dafür können die "Tintenlacke" im Vorderen Rotmoos und andere Tümpel des Moores angeführt werden, die zum Eruptionskomplex gehören und als Moorausbruchskrater offenes, durch Humussubstanzen braun gefärbtes Wasser beinhalten. Sie sind keinesfalls als Reste der ursprünglichen Seen, die vor der Moorbildung bestanden haben, anzusprechen.

Die meisten Tümpel treten hingegen auf den höheren Gebirgstellen auf, wo sie zumeist in Dolinen anzutreffen sind. Voraussetzung für das Auftreten dieser Tümpel ist das Vorhandensein von undurchlässigen Bodensedimenten, die eine Abdichtung der Karsthohlformen bewirken. Es handelt sich dabei fast durchwegs um Terra fusca, die mit ihrem hohen Tongehalt einen vorzüglichen Wasserstauer abgibt. Diese Dolinentümpel werden in der karstkundlichen Literatur auch als Lokven (Einzahl: Lokva) bezeichnet.

Die bedeutendsten derartiger Tümpel sind (mit Angabe der Seehöhe):

Abfall des Kleinen Hietzkogels (1460 m); Prettereckalm (1380 m); östlich der Sonnwendmauer (1430 m); westlich der Pauschenalm (1410 m); Seekopfbalm (1370 m), bereits vegetativ verlandet; Karstmulde "Hansl" (1570 m) mit Ponor; Ritzeltal (1505 m); nordöstlich Wiesenalm (1360 m); Zerschbichblöß (1390 m); Karstmulde Vorderer Legstein (1370 m); zwei Tümpel am Hierzeck (1520 und 1550 m); in der Unteren Mautentalmulde (1310 m); am östlichen Rand der Hochalm (1390 m) mit Ponor; in der Karstmulde Hochalm Nord (1475 m); am NW-Hang des Notten (1520 m) und im mittleren Lueg (1375 m) mit Ponor.

Am Gipfelmassiv befindet sich im Ostteil der Schneelochmulde ein Tümpel.

Am östlichen Plateau sind Tümpel in den Karstmulden des Scheiblingsteins (z. T. bereits verlandet), in der Bärenleitenmulde (1590 m), in der Feuersteinmulde (1340 m) und südöstlich des Gsollriedels (1415 m) anzutreffen.

Die Tiefe der Tümpel in den Hochregionen ist nur gering, im Durchschnitt können 30 cm angegeben werden. Die Wasserzufuhr erfolgt fast ausschließlich durch Niederschlags- und Schmelzwasser aus dem sehr begrenzten Einzugsgebiet der unmittelbaren Umgebung.

Die Tümpel sind für die Almwirtschaft von großer Bedeutung, da sie überall dort, wo Quellen oder Bachläufe fehlen, die einzige Möglichkeit der Wasserversorgung für das Weidevieh darstellen. Der Vergleich des derzeitigen Zustandes mit den fotografischen Aufnahmen vor 70 Jahren zeigt, daß in diesem Zeitraum bereits viele Tümpel verlandet sind. Die Verlandung geht dabei durchwegs vegetativ vor sich und dürfte eine allgemeine Erscheinung sein, wie auch aus anderen Bereichen der Alpen festzustellen ist. Es ist naheliegend, dies in Verbindung mit der Klimaverbesserung seit dem ausgeprägten Hochstand der alpinen Gletscher um 1850 zu setzen.

D) GESAMTBILD UND TYPISIERUNG DER KARSTLANDSCHAFT

Wenn wir die Karstlandschaft unseres Gebirgsstockes zusammenfassend überblicken, so sehen wir als dominante Formen der oberirdischen Verkarstung Dolinen und Karstmulden, von denen letztere häufig an alte, inaktive Talungen gebunden sind. Die Dolinen sind auf dem Flachrelief der Altlandschaften besonders stark verbreitet, wobei vor allem am westlichen Plateau ihre Anordnung in eindrucksvolle Dolinenreihen bemerkenswert ist. Ein Teil der Karstmulden und Großdolinien ist ferner an Karböden und Karsttalungen gebunden, womit so manche Großformen des Karstes als polygenetische Formen zu betrachten sind.

Die Karren stellen im Dürrensteingebiet kein landschaftsprägendes Element dar, sie sind vorwiegend als subkutane Formen, die freiliegend z. T. überprägt wurden, von etwa 1100 m Höhe bis zu den höchsten Teilen festzustellen, wobei ihre Bildung nur an bestimmten, hiefür begünstigten Stellen erfolgte.

Die Höhlen als Formen des unterirdischen Karstes sind mit ihren Großräumen, Schächten und Canyonstrecken bereits deutlich dem Typus hochalpiner Höhlen zuzuordnen, der in den verzweigten Höhlensystemen naturgemäß besonders ausgeprägt in Erscheinung tritt.

Im Gesamtüberblick stellt der Dürrenstein einen durch Tiefenzonen deutlich abgrenzbaren Karststock dar, bei dem die stockwerkartig gestaffelten Flachlandschaften des Altreliefs am Gipfelmassiv und auf den beiden Plateaus als Hauptträger des oberirdischen Karstphänomens fungieren. Das Gebiet ist somit mit anderen Stöcken der Nördlichen Kalkalpen gut zu vergleichen.

Als Karsttyp kann ein Gebiet mit einem einheitlichen und ihm eigentümlichen Formenschatz bezeichnet werden (H. TRIMMEL u. a. 1965). Die Karstlandschaft wird vom Wechselwirkungsgefüge der Geofaktoren Gestein, Relief, Klima, Boden, Wasserhaushalt, Pflanzenwelt, Tierwelt und Mensch bestimmt, wobei es nicht zu einer Summierung der Einzelfaktoren, sondern vielmehr zu deren integrativer Wirkung, mit Dominanz des abiotischen Sektors, kommt.

Schon seit langem ist es in der Karstkunde gebräuchlich, bestimmte Typen der Karstlandschaft zu unterscheiden, wobei verschiedene Einteilungsprinzipien zur Anwendung gelangten.

Besonders naheliegend ist die Unterscheidung in gesteinsbedingte Karsttypen, wie z. B. Kalkkarst, Dolomitkarst, Gipskarst u. a. Ein weiteres Kriterium ist die Hydrographie eines Gebietes, die sich zur Differenzierung in horizontaler und in vertikaler Ebene heranziehen läßt. In diesem Zusammenhang sei an die Unterscheidung zwischen "Seichtem Karst" und "Tiefem Karst" erinnert, je nach Position der Karstbasis in Bezug auf den randlichen Vorfluter, weiters an die von A. GRUND eingeführten Begriffe "Halbkarst" und "Ganzkarst", je nachdem, ob die Formen der Erosionslandschaft oder die Dolinen, als Leitformen des Karstes, überwiegen. Ferner ist es üblich, nach der Vegetationsbedeckung, also vereinfacht in Grünkarst oder Kalkkarst, zu differenzieren.

Da diese traditionellen Gliederungsprinzipien naturgemäß den mehrschichtigen Gegebenheiten der Karstlandschaften nicht gerecht werden konnten, setzte sich im zunehmenden Maße die integrative Betrachtungsweise durch. Ansatzpunkte dafür boten zunächst die Formenkomplexe unter besonderer Berücksichtigung von Relief (Höhenlage), Klima und Vegetation.

Ein Beispiel für eine kleinmaßstäbige Karsttypologie dieser Art ist die Karte 1:1 Million "Karsttypen und Höhlenverbreitung" von H. TRIMMEL (1965), die, wenn auch in manchem Detail revisionsbedürftig, als Ganzes gesehen neue Perspektiven eröffnete.

Der Verfasser (M. H. FINK 1968) hat in einer Studie über die Typisierung der sehr unterschiedlichen Karstgebiete Niederösterreichs versucht, deren Mannigfaltigkeit ebenfalls durch eine synthetische Betrachtungsweise deutlich werden zu lassen. Der Dürrenstein diente dabei als Modell für die Differenzierung der alpinen Karsttypen, wobei zwischen hochalpinem, subhochalpinem und voralpinem Karst unterschieden wurde.

Der hochalpine Karst ist gebunden an die zentralen, mehr als 1700 m hohen Reste der flachen Altlandschaften, die durchwegs unterirdisch entwässert werden und die sich über die Waldgrenze erheben. Das Gipfelmassiv des Dürrensteins würde diesem Bereich angehören. Es ist jedoch nur an wenigen, eng begrenzten Stellen berechtigt, von einem Kahlkarst zu sprechen, da der Gipfelaufbau zwar über der Baumgrenze, die bei etwa 1650 m angenommen werden kann, zu liegen kommt, aber dennoch der Zone der Legföhren und alpinen Matten angehört. Es ist eine Zone intensiver Verkarstung, vor allem in Form von mächtigen Dolinen und Karstmulden, die infolge Höhenlage und Exposition stark von der Nivation beeinflusst wird.

Der Bereich der beiden Hochplateaus wurde in dieser Studie als subhochalpiner Karsttypus ausgegliedert, der als Übergangstypus zwischen hochalpinem und voralpinem Karst aufzufassen ist. Es handelt sich dabei um Flachlandschaften mit relativer großer Reliefenergie, die durch mächtige Karsthohlformen noch verstärkt wird. Am Dürrenstein gehören die großen, funktionslosen Talungen diesem Bereich an. Bei einer Höhenlage von rund 1400 bis 1600 m liegt die Zone noch unter der derzeitigen Waldgrenze, die von I. RIESZ (1946) mit etwa 1500 m angegeben wird. Als wesentliches Unterscheidungsmerkmal zum voralpinen Karst ist das Fehlen des rezenten, aktiven Talnetzes anzuführen, wodurch hier die Entwässerung zur Gänze unterirdisch erfolgt. Beide Plateaus sind die Hauptverbreitungsgebiete der subkutanen Karren.

Als weitere Zone der Verkarstung läßt sich der Talraum ausgliedern, wobei in unserem Gebiet nur der Bereich des oberen Seetales in der Karstlandschaft in Erscheinung tritt. Höhenzonal betrachtet, gehört das Rotmoos-Oberseegebiet zum voralpinen Karst, ebenso, wenn man die Hydrographie zur Unterscheidung heranzieht. Allerdings ist der Wechsel von ober- und unterirdischer Entwässerung zum überwiegenden Teil gesteinsbedingt und nicht höhenzonal gebunden.

Die lithologische Differenzierung des Karstphänomens ergibt eine Dominanz der Karstformen im Dachsteinkalk, bedingt einerseits durch seine ausgezeichnete Verkarstungsfähigkeit, andererseits durch seine flächenmäßige Verbreitung. Die Karstformen im Bereich des Lias-Komplexes sind in hohem Maße abhängig von der Wertigkeit und den Lagerungsverhältnissen der einzelnen Schichtglieder. Der Hierlatzkalk allein ist als hervorragender Träger des Karstphänomens anzusprechen, wie die Beispiele Stainzenkogel und Oberseegebiet zeigen. Der Wechsel von verkarstungsfähigen und wasserstauenden Schichten ermöglicht das merkwürdige Entwässerungssystem im Rotmoos-Oberseegebiet. Der Dachsteindolomit (Hauptdolomit) läßt die Karstformen nur vereinzelt in Erscheinung treten; es handelt sich bei den großen Karsthohlformen eher um ein Aufschließen des basalen Dolomites durch die mächtige Karstübertiefung der im überlagernden Dachsteinkalk ansetzenden Karsttalungen und Karstmulden. Damit soll jedoch keineswegs dem Dachsteindolomit die Möglichkeit zur Verkarstung abgesprochen werden, doch im Vergleich zum plateaubildenden Dachsteinkalk kommt dem Dolomit schon aus reliefbedingten Gründen nur eine geringere Bedeutung zu. Für die Ver-

karstung spielt der an den unteren Hängen ausstreichende Ramsaudolomit nur eine untergeordnete Rolle.

Die klimatischen Verhältnisse sind für die Ausbildung der Karstformen von großer Bedeutung. Allein die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe und die unterschiedliche Andauer und Mächtigkeit der Schneedecke je nach Höhenlage und Exposition sind wichtige Faktoren bei der Entwicklung des Formenschatzes der Karstlandschaft. Es wird daher verständlich, daß sich das Klima auf die Art und Intensität der karstmorphologischen Prozesse und somit auch auf Gestalt und Größe der Karsthohlformen auswirken muß. Die Großformen der Dolinen sind vor allem deshalb an die höheren Landschaftsteile gebunden, weil hier die formenschaffenden Prozesse aus klimatischen Gründen mit besonderer Intensität und Dauer wirken konnten. Ebenso spielen die klimatischen Verhältnisse beim Auftreten der Karren eine besondere Rolle. Man hat früher von einer Dolinen- und von einer Karrenzone gesprochen und diese dem subsilvinen, jene dem Bereich über der Waldgrenze zugeordnet.

Die Kartierungen in den Nördlichen Kalkalpen (F. ZWITTKOVITS 1966, u. a.) haben gezeigt, daß eine strenge Höhenzonierung der Formen nicht besteht.

Das Auftreten der Karren knüpft sich im Hochgebirge eng an die ehemaligen Vereisungsbereiche, in denen eine Glättung und Freilegung von Gesteinsflächen erfolgte, die nach dem Eisrückgang im Postglazial begünstigte Ausgangsflächen der Karrenbildung darstellten. Nach oben hin wird die Karrenbildung von der Frostschuttzone des periglazialen Bereiches, nach unten hin theoretisch kaum, praktisch jedoch durch eine Änderung von Abfluß- und Bodenverhältnissen begrenzt. In der Höhenlage zwischen 1100 und 1200 m ist in vielen alpinen Karstgebieten ein Wechsel der Bodentypen festzustellen, indem die Rendsinen nach unten hin in verbrauchte Rendsinen und Braunerden mit einem Humushorizont übergehen. Dieser Wechsel in den Böden scheint eine Änderung der Wasserbewegung und eine im tieferen Bereich eher flächig wirkende Korrosion hervorzurufen. Die überwiegende Zahl der am Dürrenstein vorkommenden Karren ist unter Bodenbedeckung entstanden. Dies gilt auch für die höchsten, heute freiliegenden Bereiche, woraus geschlossen werden kann, daß in der postglazialen Wärmezeit das gesamte Gebiet eine Boden- und Vegetationsbedeckung getragen hat. Dolinen und Karren kommen vergesellschaftet vor und zwar sowohl unter als auch oberhalb der Waldgrenze. Durch einen Wandel der landschaftsökologischen Verhältnisse, die vorwiegend von der Höhenlage und damit vom Klima gesteuert werden, ergibt sich eine Modifizierung der Karstformen.

Ferner ist dem Relief eine große Bedeutung zuzumessen. Das Vorhandensein einer präexistente Flachlandschaft und deren allgemeine geomorphologische Entwicklung ist für das Auftreten der oberirdischen Karstformen von Wichtigkeit. In einem aus Karstgestein aufgebauten Gelände mit flachen Neigungsverhältnissen der Oberfläche ist naturgemäß die Tendenz zur vertikalen, unterirdischen Entwässerung stärker vorhanden als auf einem mit steiler Neigung, das zumeist einen oberirdischen Abfluß aufweist.

Der besondere Reiz der Karstlandschaft des Dürrensteins liegt in der Mannigfaltigkeit ihrer Formen und Erscheinungen begründet. Die Unterschiede im Formenschatz auf engem Raum ist im wesentlichen auf die Einflüsse von Gestein, Relief und Klima zurückzuführen. Der Dürrenstein grenzt im Norden und Westen an die Kalkvorlpen, ragt aber auch mit seinem Gipfelmassiv in die Zone des Hochgebirges und weist somit Züge der Karstlandschaft beider Bereiche auf. Das flächenmäßig ausgedehnteste Karstareal, das Westliche und das Östliche Dürrensteinplateau, kann als Übergangszone, als subhochalpiner Karst bezeichnet werden. Der Dürrenstein ist daher mit Recht als Modell für das Studium der Verkarstung in den Nordöstlichen Kalkalpen anzusehen.

Literaturhinweise

- ABRAHAMCZIK W. Karsterscheinungen in der Umgebung von Lunz am See, mit besonderer Berücksichtigung der Höhlen. Diss. Univ. Wien 1935.
- AIGNER S. Die Temperaturminima im Gstettnerboden bei Lunz. Wetter und Leben, Sonderheft I, Wien 1952.
- BAUER F. Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen. IImé Congrès Intern. d. Spéléologie, Actes, Bd. 1, S. 299-328. Bari-Lecce-Salerno 1958.
- BAUER F. - ZÖTL J. - MAYR A. Neue karsthydrographische Forschungen und ihre Bedeutung für Wasserwirtschaft und Quellschutz. Wasser und Abwasser, Bd. 1958, S. 2-19, Wien 1958.
- BOBEK H. - KURZ W. - ZWITTKOVITS F. Klimatypen. Atlas der Republik Österreich, Bl. III/9, Wien 1971.
- BÖGLI A. Kalklösung und Karrenbildung. Z.f. Geom., Suppl. Bd. 2, Berlin 1960.
- BÖGLI A. Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. Geol. Rundschau, Bd. 58, S. 395-408, Stuttgart 1969.
- BREHM V. Der Lochbach bei Lunz am See. Natur und Land, 33/34, 2, S. 46-48, Wien 1947.
- BÜTTNER R. Eine neue Schachthöhle im westlichen Dürrensteinplateau. Speläolog. Jb., S. 137-139, Wien 1929/31.
- CRAMER H. Systematik der Karrenbildung. Peterm. Geogr. Mitt., Bd. 81, S. 17-19, Gotha 1935.
- CRAMER H. Die Systematik der Karstdolinen. Neues Jb. f. Mineralogie, Beil. Bd. 85, B, 1941.
- FINK M.H. Karsthygienische Verhältnisse in den östlichen Kalkvoralpen. Die Höhle, 15. Jg., H. 2, S. 28-32, Wien 1964.
- FINK M.H. Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. Wiss. Beihefte z. Z. "Die Höhle", Nr. 11, 128 S., Wien 1967.
- FINK M.H. Höhlen ohne natürliche Eingänge. 4. Internat. Kongreß f. Speläologie, Akten, Bd. III, S. 435-440, Ljubljana 1968a.
- FINK M.H. Versuch einer Typisierung von Karstgebieten in Niederösterreich. 4. Internat. Kongreß f. Speläologie, Akten, Bd. III, S. 441-444, Ljubljana 1968b.
- FINK M.H. Beiträge zur Geomorphologie der Voralpen zwischen Erlauf und Traisen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, Bd. XXXII, S. 130-159, Wien 1969.
- FINK M.H. Karstkundliche Untersuchungen im Dürrensteingebiet bei Lunz. Höhlenkundl. Mitt., 26. Jg., H. 1, Wien 1970.
- FRUHWIRTH C. Führer auf den Dürrenstein. Wien 1882.
- GAMS H. Die Geschichte der Lunzer Seen, Moore und Wälder. Intern. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr., Bd. XVIII, H. 5/6, 1927.
- GAVRILOVIČ D. Kamenice - kleine Korrosionsformen im Kalkstein. 4. Internat. Kongreß f. Speläologie, Akten, Bd. III., S. 127 ff, Ljubljana 1968.

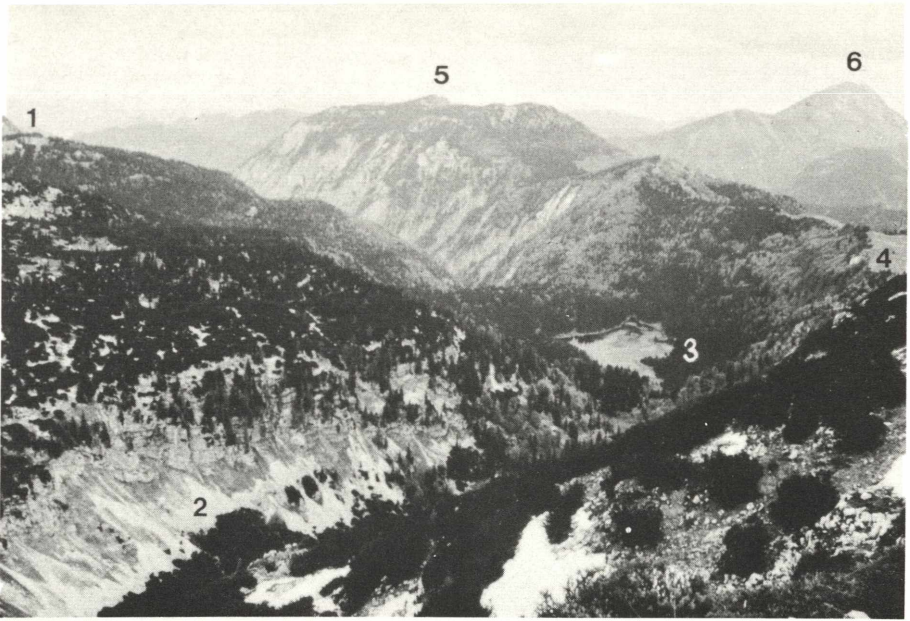
- GERSTENHAUER A. PFEFFER K.H. Beiträge zur Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. Abh. z. Karst- und Höhlenkunde, A, 2, 46 S., München 1966.
- GÖTZINGER G. Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes. Internat. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr., Leipzig 1912.
- GÖTZINGER G. Die Entstehung der Oberflächengestalt des Gebietes des Dürrensteins. Jahresbericht d. Sektion "Ybbstaler" des DuÖAV, 1913, S. 1-9, Wien 1914.
- GÖTZINGER G. Kleinere Karstgebiete in den Voralpen Niederösterreichs. Kartogr. u. schulgeogr. Zeitschrift, 5. Jg., H. 1, S. 11-15, Wien 1916.
- GÖTZINGER G. Weitere ergänzende Beobachtungen über kleinere Karstgebiete in den Voralpen Niederösterreichs. Kartogr. u. schulgeogr. Zeitschrift, 6. Jg., S. 5-7, Wien 1917.
- GÖTZINGER G. Der voralpine Karst und seine Gesetzmäßigkeiten. Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 48 (Kleblsberg-Festschrift), Wien 1955.
- GÖTZINGER G. Talformen und Talgestaltung in den niederösterreichischen Voralpen (Neue Studien). Schr. d. Vereins z. Verbr. naturwiss. Kenntnisse, S. 29-52, Wien 1957/58.
- GÖTZINGER G. Die Quellen des Gebietes der Lunzer Seen. Position, Typus, Temperatur. Anz. d. math.-naturwiss. Kl. d. Österr. Akad. Wiss., 1959, 1960, 1961. Wien.
- HASERODT K. Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. Münchener Geogr. Hefte, Nr. 27, 114 S., 1 Karte, Kallmünz/Regensburg 1965.
- KRAWANY H. Die Lunzer Seen. Führer f. Lehrwanderungen und Schülerreisen. Wien 1929.
- ILMING H. Vorläufige Forschungsergebnisse aus der Lechnerweidhöhle (Niederösterreich). Die Höhle, 14. Jg., H. 4, S. 94-97, Wien 1963.
- KURZ W. Die Landformung der Kalkalpen an der oberen Mürz. Geogr. Jahresber. a. Österr., Bd. XXIX, S. 1-39, Wien 1962.
- KURZ W. - ZWITTKOVITS F. Zum Problem der Karrenbildung in den Nördlichen Kalkalpen. Anz. d. math.-naturwiss. Kl. d. Österr. Akad. Wiss., Nr. 3, S. 33-43, Wien 1963.
- KREBS N. Die Nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. Penck's Geogr. Abh., VIII/2, 1903.
- LAUSCHER F. - ROLLER M. Über die Struktur der Schneedeckenzeit in einem Alpentale (Lunz am See). Wetter und Leben, Wien 1952.
- LECHLEITNER H. Neue morphologische Untersuchungen im alpinen Einzugsgebiet der Ybbs. Diss. Univ. Wien, 1950.
- LECHLEITNER H. Talnetzstudien im alpinen Einzugsgebiet der Ybbs. Geogr. Jahresber. a. Österr., XXIV, S. 96-117, Wien 1952.
- LECHNER A. Zur Geomorphologie des östlichen Toten Gebirges (Prielgruppe). Geogr. Jahresber. a. Österr., XXXII, S. 80-108, Wien 1969.
- LEHMANN O. Über die Karstdolinen. Mitt. Geogr. Ethnogr. Ges., 31, S. 43-71, Zürich 1931.
- LOUIS H. Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung, auf Grund von Beobachtungen im Taurus. Erdkunde, Bd. X, Bonn 1956.

- MAYER J. Neues über den Aufbau von Niederösterreich. IV. Kleinere Karstgebiete in den Voralpen. Kartogr. u. schulgeogr. Zeitschrift, H. 6 u. 7, S. 107 ff, Wien 1915.
- MICHAEL R. Die Vergletscherung der Lassingalpen. Bericht über das XVI. Vereinsjahr 1889/90, erstattet v. Verein der Geogr. a. d. Univ. Wien, (bes. S. 28 ff), Wien 1891.
- NAGL H. Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. Sitzungsber. d. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 176. Bd., H. 8-10, Wien 1968.
- NAGL H. Karstmorphologische und -hydrologische Beobachtungen in den Göstlinger Alpen. Die Höhle, 21. Jg., H. 1, Wien 1970.
- NAGL H.: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. Mitt. Geol. Ges. Bd. 63, S. 185-202, Wien 1972.
- OBERTRAUNER PROTOKOLL: Protokoll über die Internationale Konferenz für Terminologie der Internationalen Union für Speläologie, Obertraun 13. bis 17. September 1971. (Red. M.H. FINK).
- PIRKER R. - TRIMMEL H. Karst und Höhlen in Niederösterreich und Wien. 182 S., 1 Karte, Wien 1954.
- RIESZ I. Die niederösterreichischen Lassingalpen. Landschaft und Höhengrenzen. Diss. Univ. Wien 1946.
- RUTTNER A. Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. XCIII, S. 99-128, 1 Karte, Wien 1948.
- RUTTNER A. Die Lunzer Seen und ihr Gebiet. Jb. d. ÖAV, Bd. 75, S. 69-76, Innsbruck 1950.
- RUTTNER F. Die Arbeiten der Biologischen Station Lunz in ihren Beziehungen zur Erdkunde. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 74, S. 353-370, Wien 1931.
- SAUBERER F. Kleinklimatische und bioklimatische Arbeiten an der Biologischen Station Lunz. Wetter und Leben. Sonderh. I, Wien 1952.
- SCHAPPELWEIN K. Die Veitschalpe - eine karstmorphologische Untersuchung. Geogr. Jahresber. a. Österreich. XXXIII, S. 60-69, Wien 1971.
- SCHMIDT W. - GAMS H. - KÜHNELT W. FURLANI J. - MÜLLER H. Bioklimatische Untersuchungen im Lunzer Gebiet. Die Naturwissenschaften, Bd. 17, 1929.
- SCHMIDT W. Kleinklimatische Beobachtungen in Österreich. Geogr. Jahresber. a. Österr., XVI, Wien 1933.
- SOLAR E. Die Hackermauerneishöhle am Scheiblingstein bei Lunz am See (Niederösterreich). Die Höhle, 8. Jg., H. 1, Wien 1957.
- SPÖCKER R.G. Karstmorphologische Untersuchungen im Laubensteingebiet. Jh. f. Karst- u. Höhlenkunde, H. 3, S. 131 ff., München 1962.
- STEPAN E. Das Ybbstal. Bd. I, Wien-Göstling 1948, Bd. II, Wien-Göstling 1951.
- TREIBS W. Erscheinungsformen der Verkarstung im Landschaftsbild des Laubensteingebietes. Jh. f. Karst- u. Höhlenkunde, H. 3, S. 57 ff, München 1962.
- TRIMMEL H. (Red.) u. a. Speläologisches Fachwörterbuch. Wien 1965.
- TRIMMEL H. Karsttypen und Höhlenverbreitung. Atlas der Republik Österreich, II/5, Wien 1965.

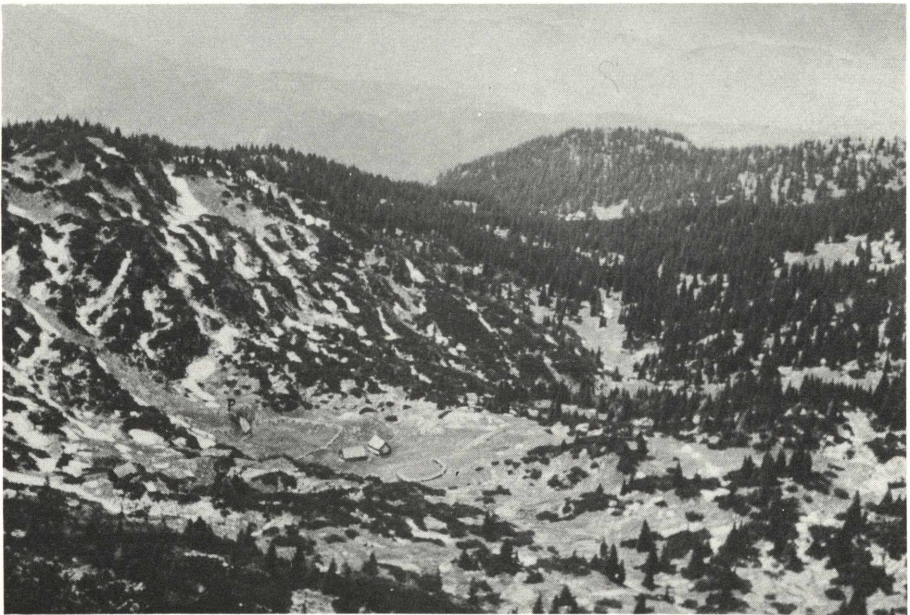
- TRIMMEL H. Das Phänomen der "Karsttische" (Karrentische) - ein Beitrag zu den Problemen einer einheitlichen Karstterminologie. Die Höhle, 22. Jg., H. 4, Wien 1971.
Ein Nachtrag zur Literatur über Karsttische (Karrentische). Die Höhle, 23. Jg., H. 3, Wien 1972.
- WAGNER H. Ybbstal, Lunz und Rothwald (Kalkhochalpen). Angewandte Pflanzensoziologie, H. XVI, Exkursionsführer f. d. XI. Internat. Pflanzengeogr. Exkursion durch die Ostalpen 1956. S. 110-114, Wien 1956.
- WALDNER F. Höhlen im westlichen Dürrensteinplateau. Natur und Land, 35. Jg., H. 6/7, Wien 1949.
- ZWITTKOVITS F. Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten (Warscheneck, Bosruck, westl. Haller Mauern). Geogr. Jahresber. a. Österr., XXIX, S. 40-74, Wien 1962.
- ZWITTKOVITS F. Klimabedingte Karstformen in den Alpen, den Dinariden und im Taurus. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 108, H. 1, S. 72 ff, Wien 1966.
- ZWITTKOVITS F. Alters- und Höhengliederung der Karren in den Nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau, Bd. 58, S. 378-395, Stuttgart 1969.

Berichte über höhlenkundliche Forschungen erschienen in folgenden Heften der "Höhlenkundlichen Mitteilungen" (Wien):

5/1963, 9/1963, 10/1964, 11/1965, 8/1966, 9/1966, 4/1968, 9/1968, 1/1969, 2/1969, 5/1969, 9/1969, 12/1969, 1/1970, 7-8/1970, 2/1971, 7-8/1971, 9/1971, 1/1972, 4/1972, 8/1972, 10/1972, 4/1973.



Blick vom Gipfelmassiv gegen Nordosten. 1 Stainzenkogel, 2 Lueg, 3 Obersee, 4 Herrenalm, 5 Scheiblingstein, 6 Ötscher.



Karsttalung am westlichen Plateau mit Karstwanne Legsteinalm.
Blick vom Roßeck gegen Nordwesten, P Ponordoline.



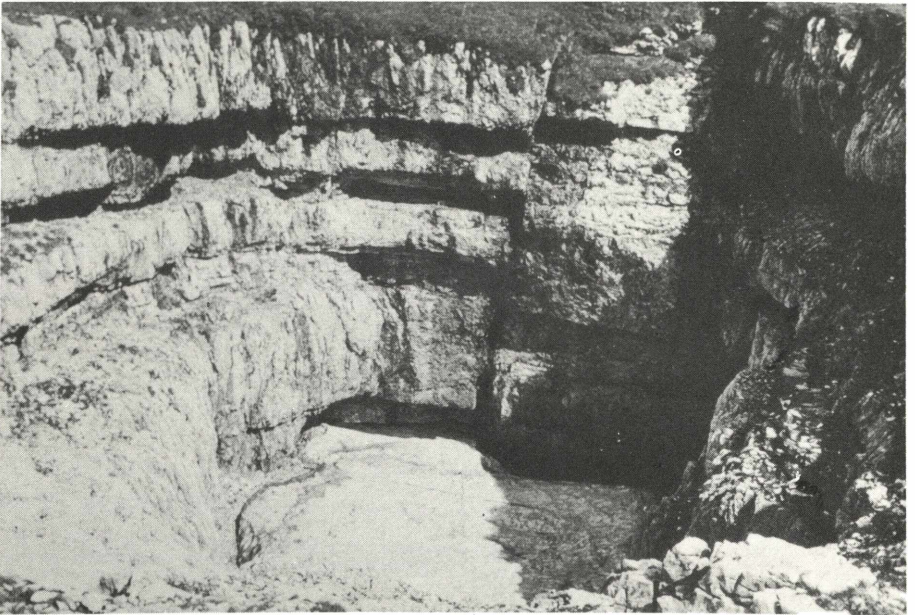
Karstmulde Ofenloch mit Höhlenportal. Im
Hintergrund Scheiblingsteinmassiv.



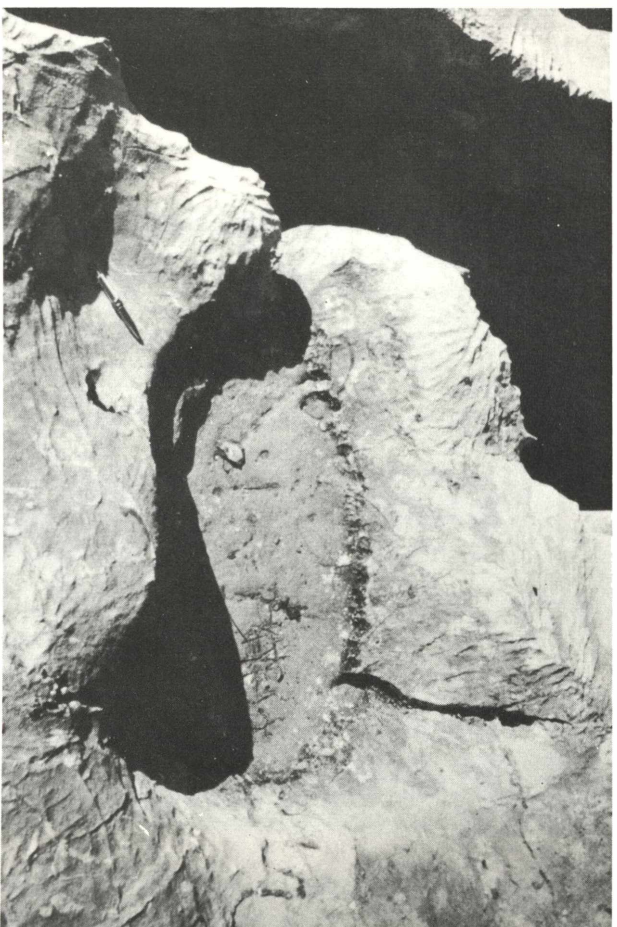
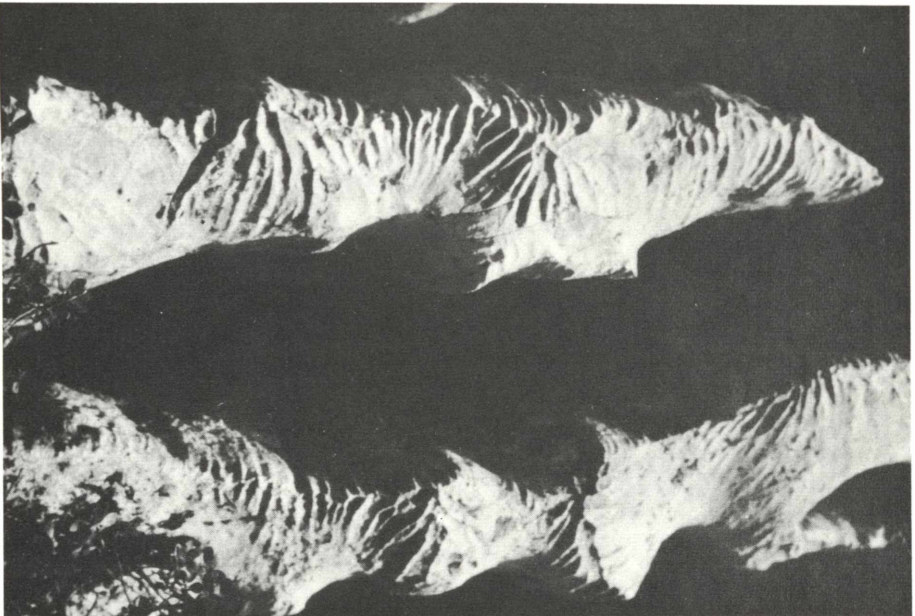
Karstmulde SW Legstein mit parasitären
Dolinen. Im Hintergrund Roßeck.



Asymmetrische Großdolinen NW Dürrensteingipfel.

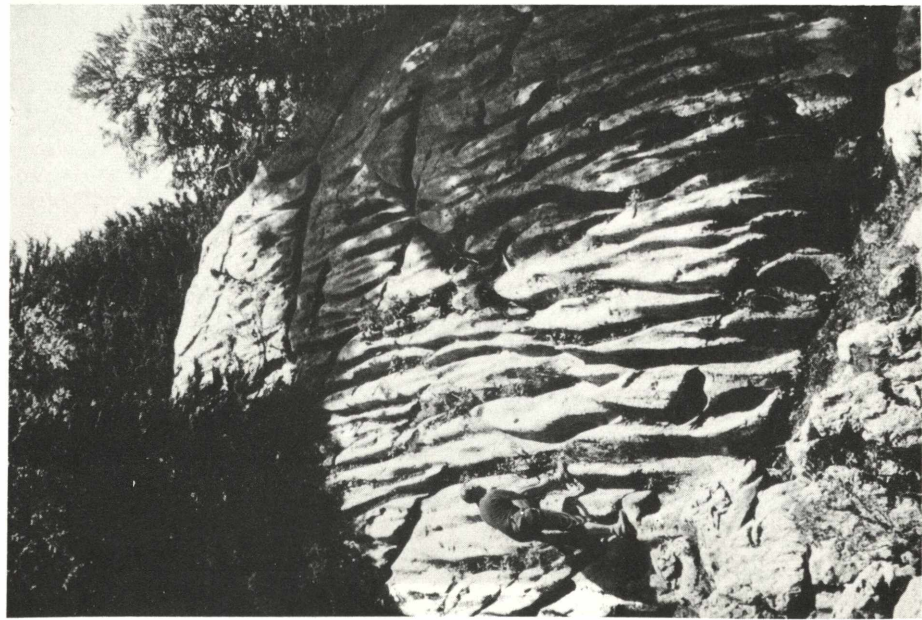


Schachtdoline "Großes Schneeloch" an der
Nordseite des Gipfelmassivs.

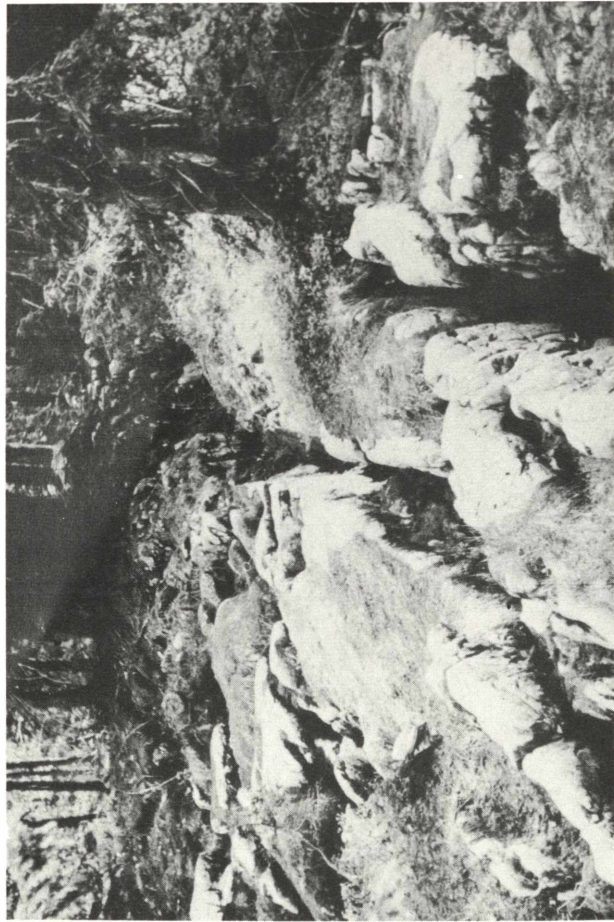


Karrenbecken (Kamenica). Karrenfeld Kammern, 1520 m.

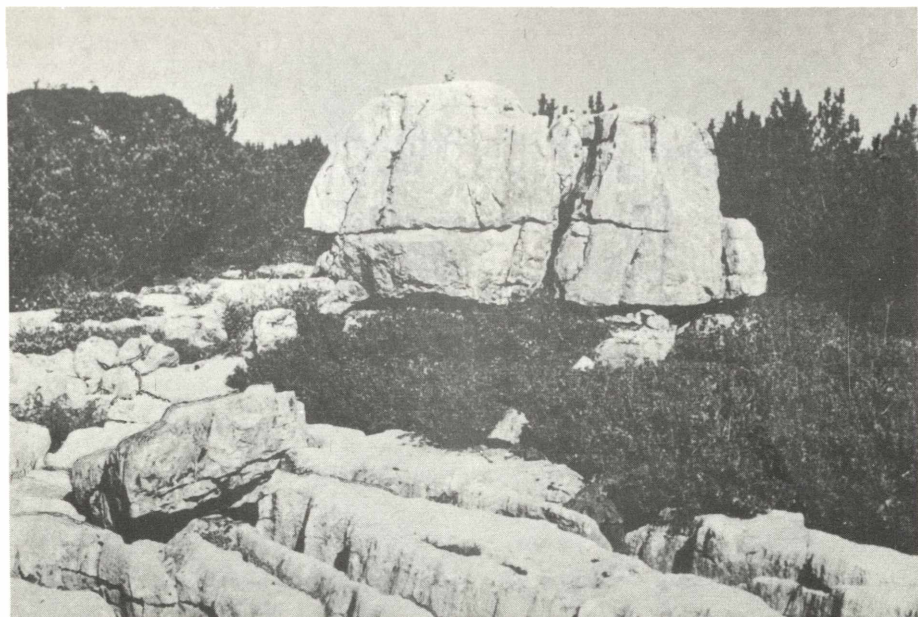
Firstrillen auf Zwischenstegen von subkutan überformten
Kluftkarren (Karrenfeld Kammern, 1520 m).



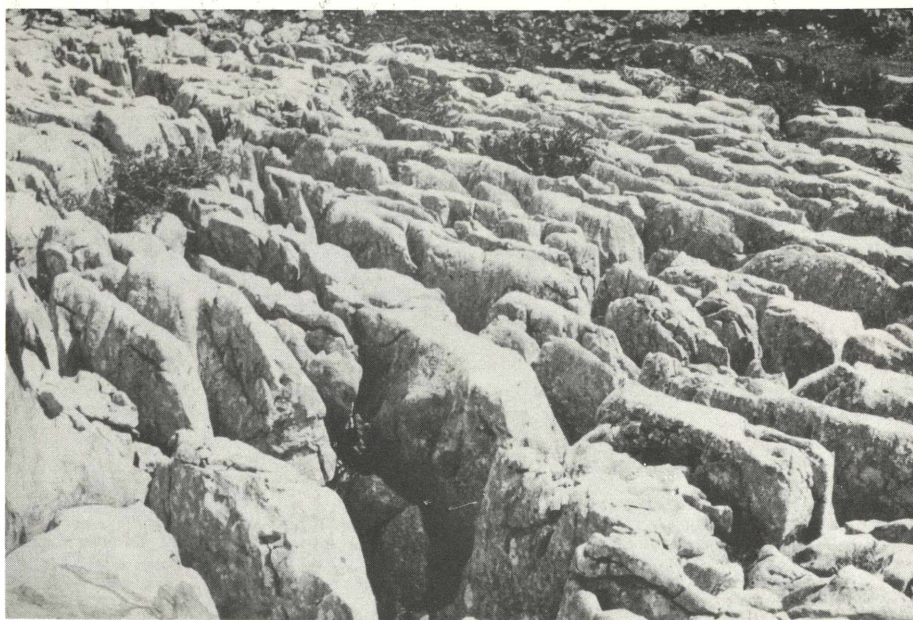
Tiefe, subkutane Kluftkarren an der Ostflanke des Seetales, 1200 m.



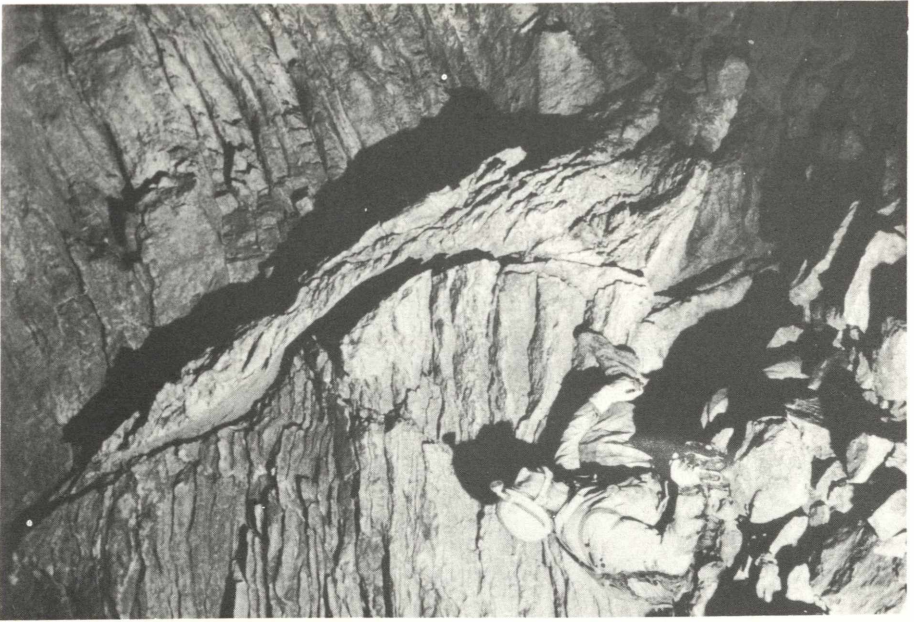
Freiliegend überformte Rundkarren an steil geneigter Fläche (Gamsecker Graben, 1400 m).



Karsttisch im Karrenfeld Kammern (1520 m).



Subkutan umgeformte parallele Kluftkarren im Karrenfeld Kammern.

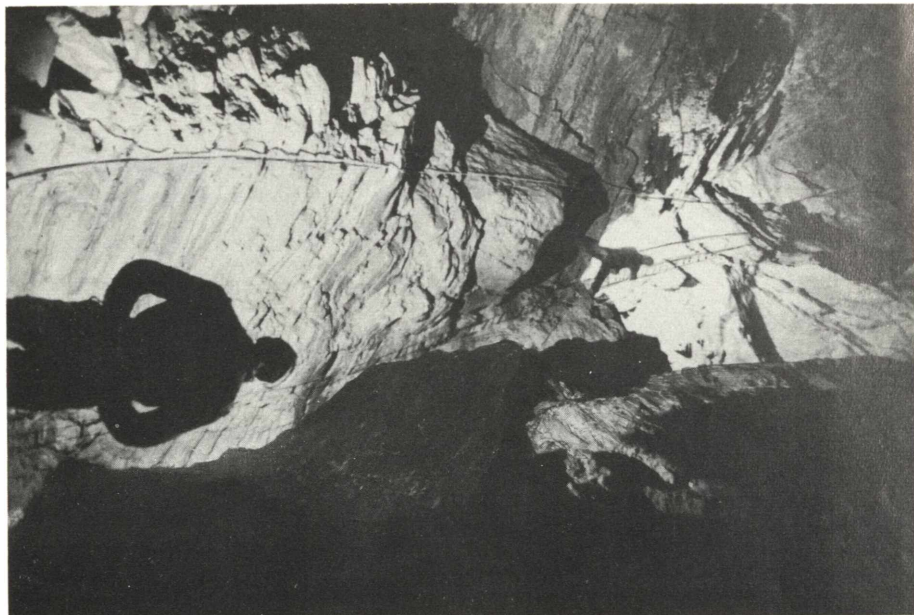


Blockgrathalle. Für die Lechnerweidhöhle typische Hallenentwicklung; an Harnischflächen niedergebrochenes Blockwerk.

Beschriftung vertauscht



Nordwand der Steilen Halle (Lechnerweidhöhle). Verstellung des dünnplattigen Liaskalkes und Auspressung der Reibungsbreccie an einer Verwerfung.

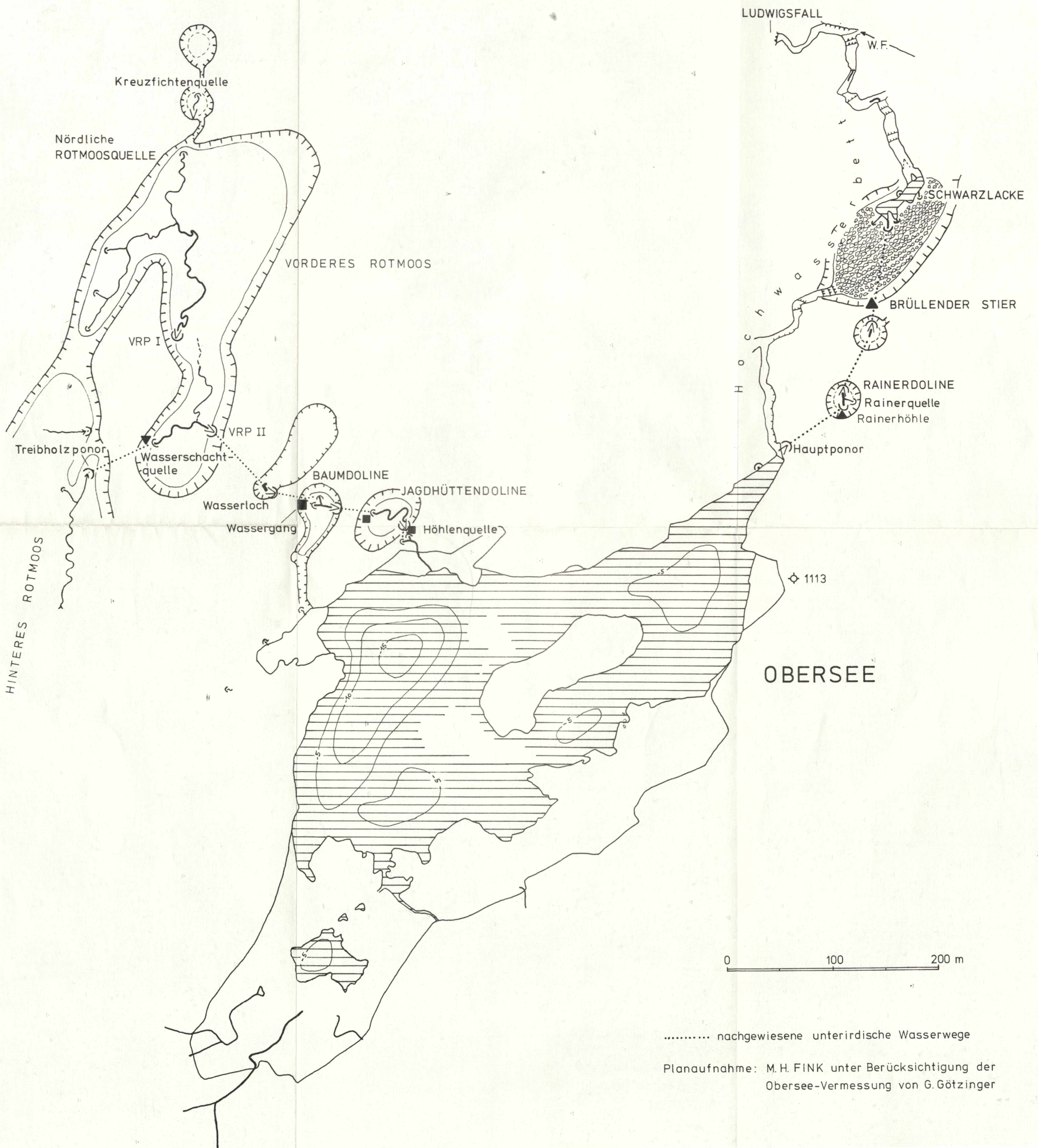


Blick vom Grund des Schuttdomes (Lechnerweidhöhle) gegen die steile Abstiegsrampe. Der letzte Großraum im Liaskalk unmittelbar über der Schichtgrenze zum Dachsteinkalk.



Deckenkarren im Dachsteinkalk in den tagfernen Teilen der Lechnerweidhöhle.

ROTMOOS - OBERSEE



..... nachgewiesene unterirdische Wasserwege

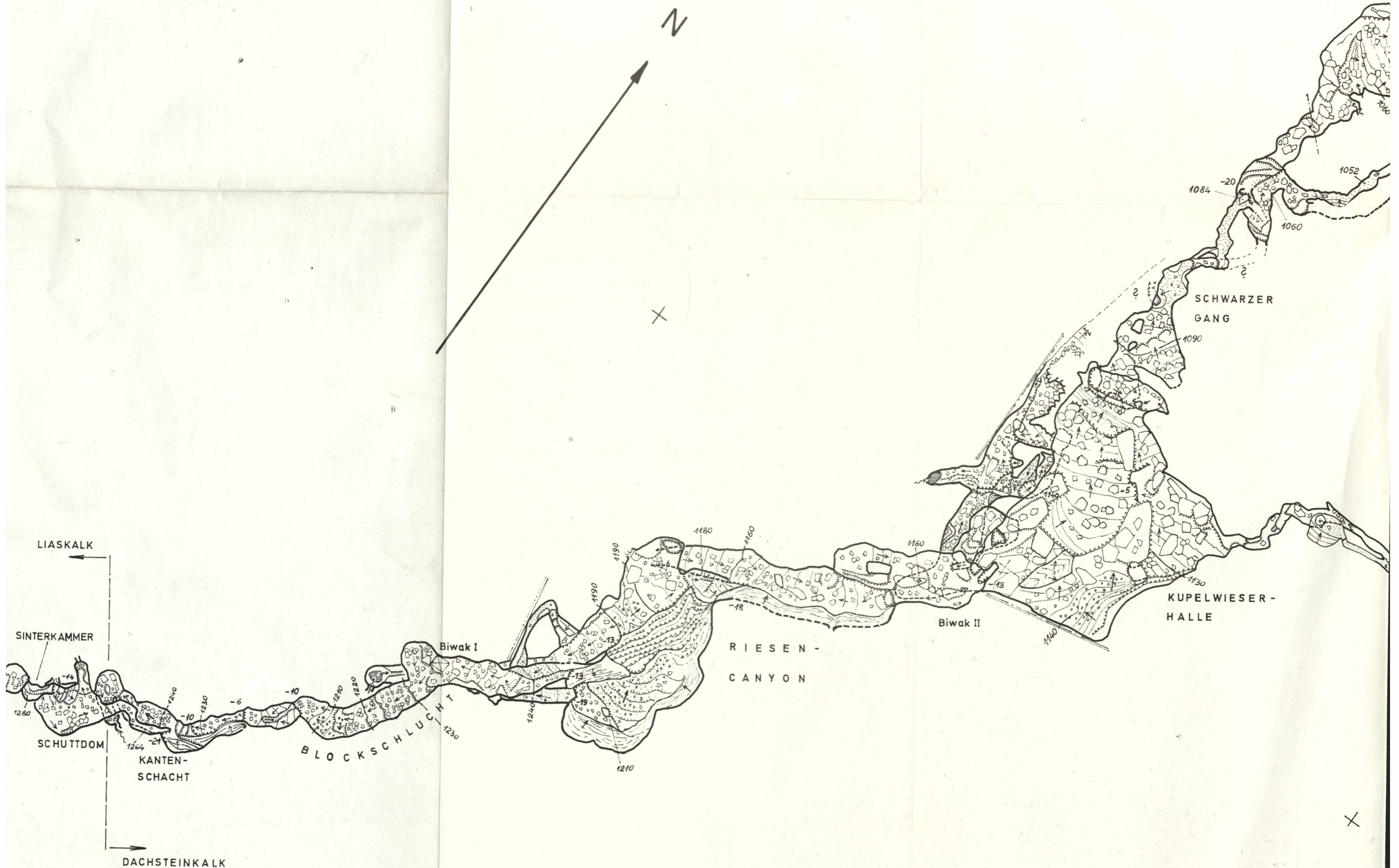
Planaufnahme: M.H. FINK unter Berücksichtigung der Obersee-Vermessung von G. Göttinger

LECHNERWEIDHÖHLE

IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

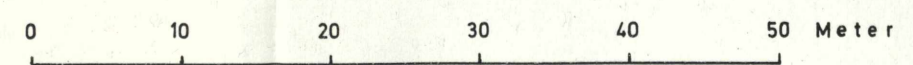
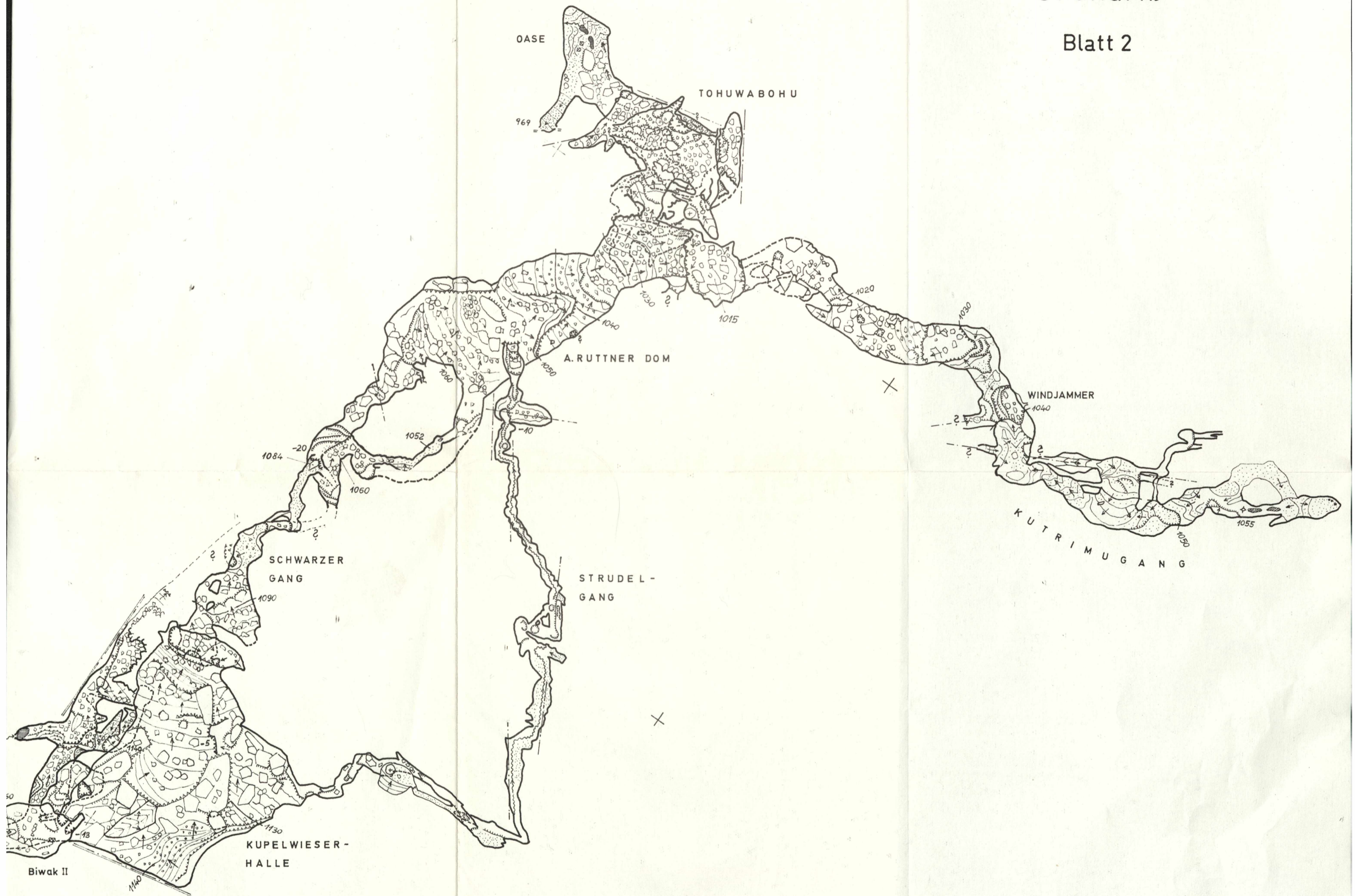
Seehöhe ca. 1375 m

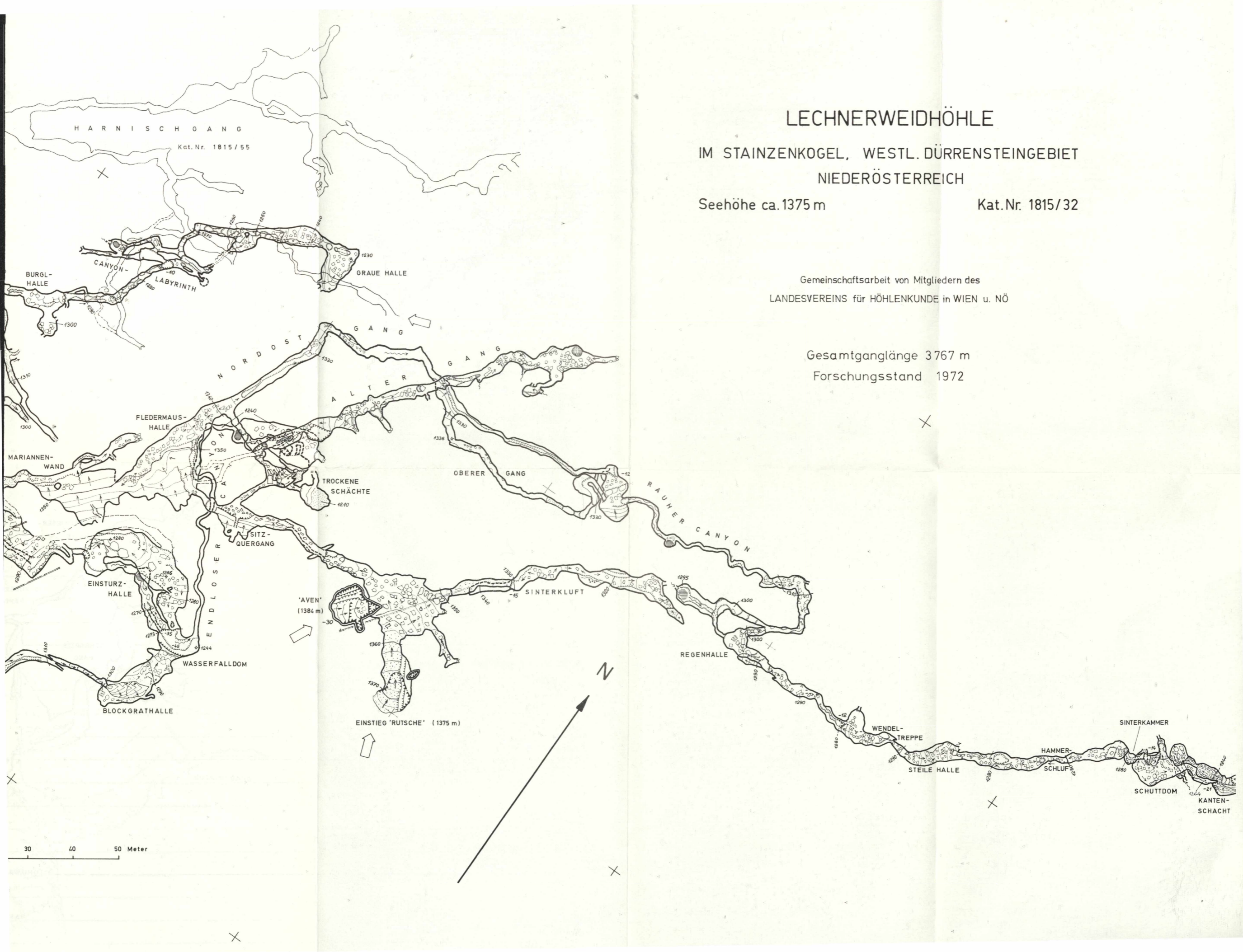
Kat.Nr. 1815/32



Grundriß

Blatt 2





LECHNERWEIDHÖHLE

IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

Seehöhe ca. 1375 m

Kat.Nr. 1815/32

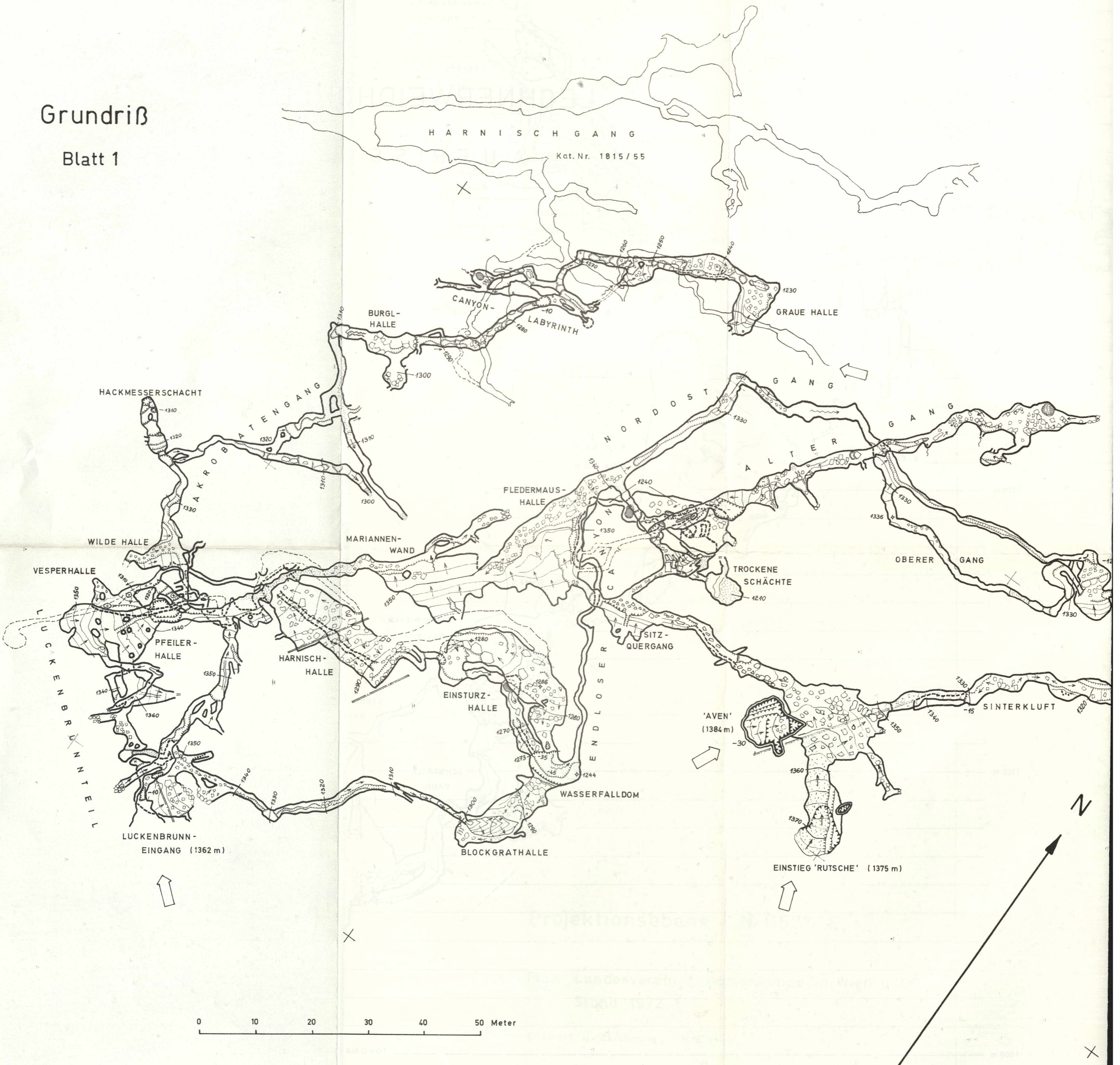
Gemeinschaftsarbeit von Mitgliedern des
LANDESVEREINS für HÖHLENKUNDE in WIEN u. NÖ

Gesamtganglänge 3767 m
Forschungsstand 1972

30 40 50 Meter

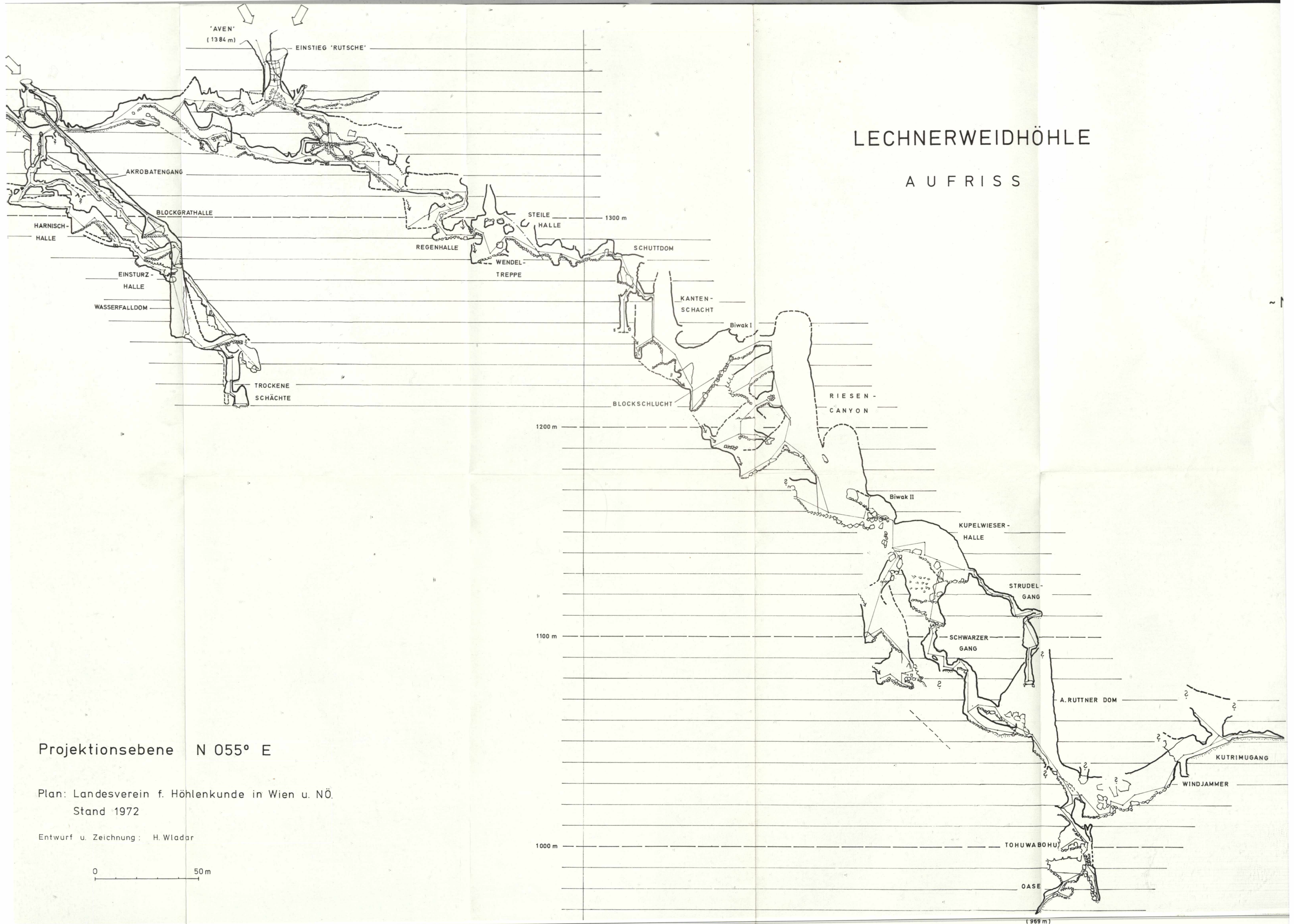
Grundriß

Blatt 1



LECHNERWEIDHÖHLE

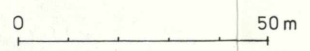
A U F R I S S



Projektionsebene N 055° E

Plan: Landesverein f. Höhlenkunde in Wien u. NÖ.
Stand 1972

Entwurf u. Zeichnung: H. Wladar

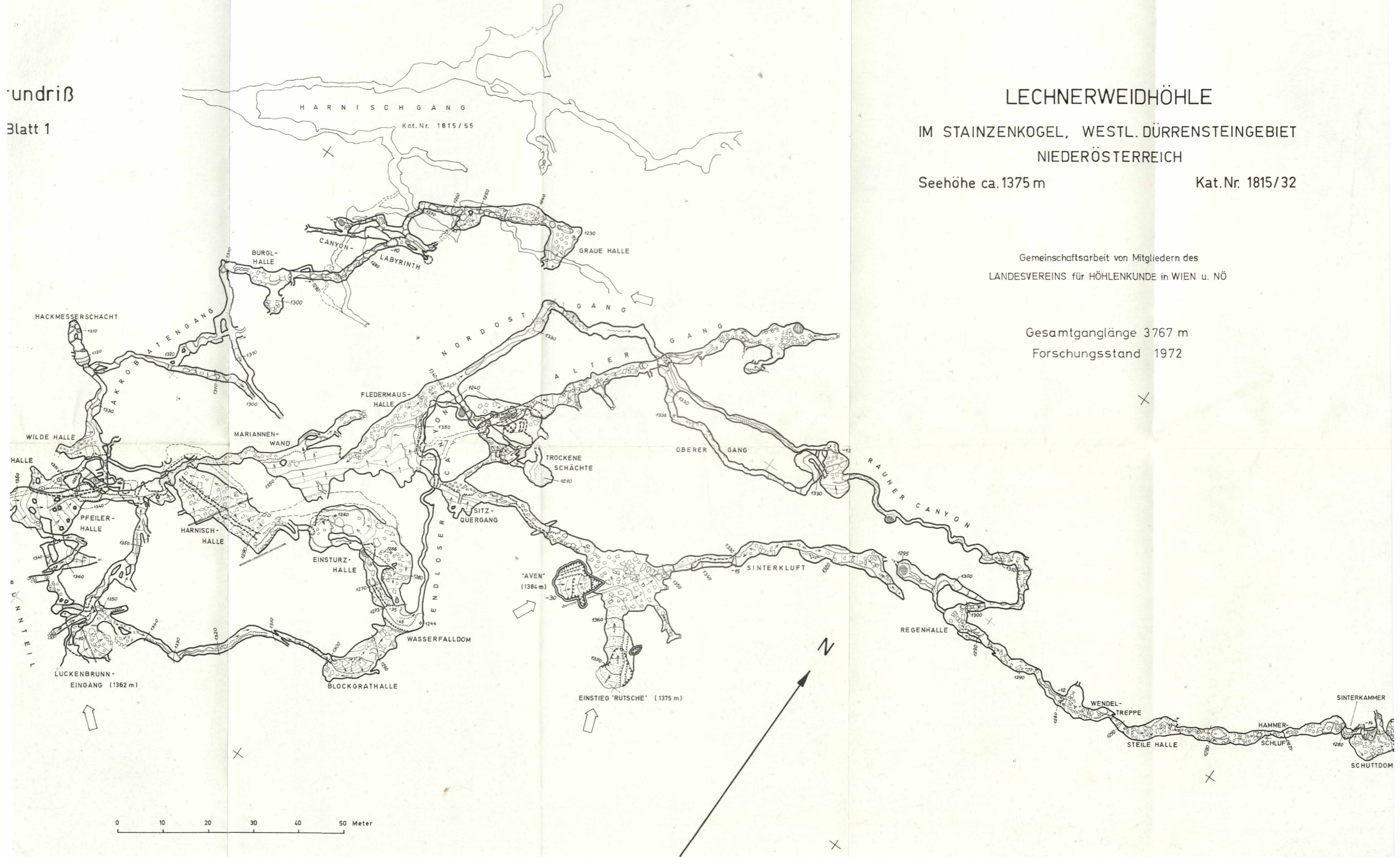


(969 m)

3a

Grundriß

Blatt 1



LECHNERWEIDHÖHLE

IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

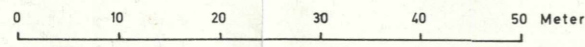
Seehöhe ca. 1375 m

Kat. Nr. 1815/32

Gemeinschaftsarbeit von Mitgliedern des
LANDESVEREINS für HÖHLENKUNDE in WIEN u. NÖ

Gesamtganglänge 3767 m

Forschungsstand 1972



LECHNERWEIDHÖHLE

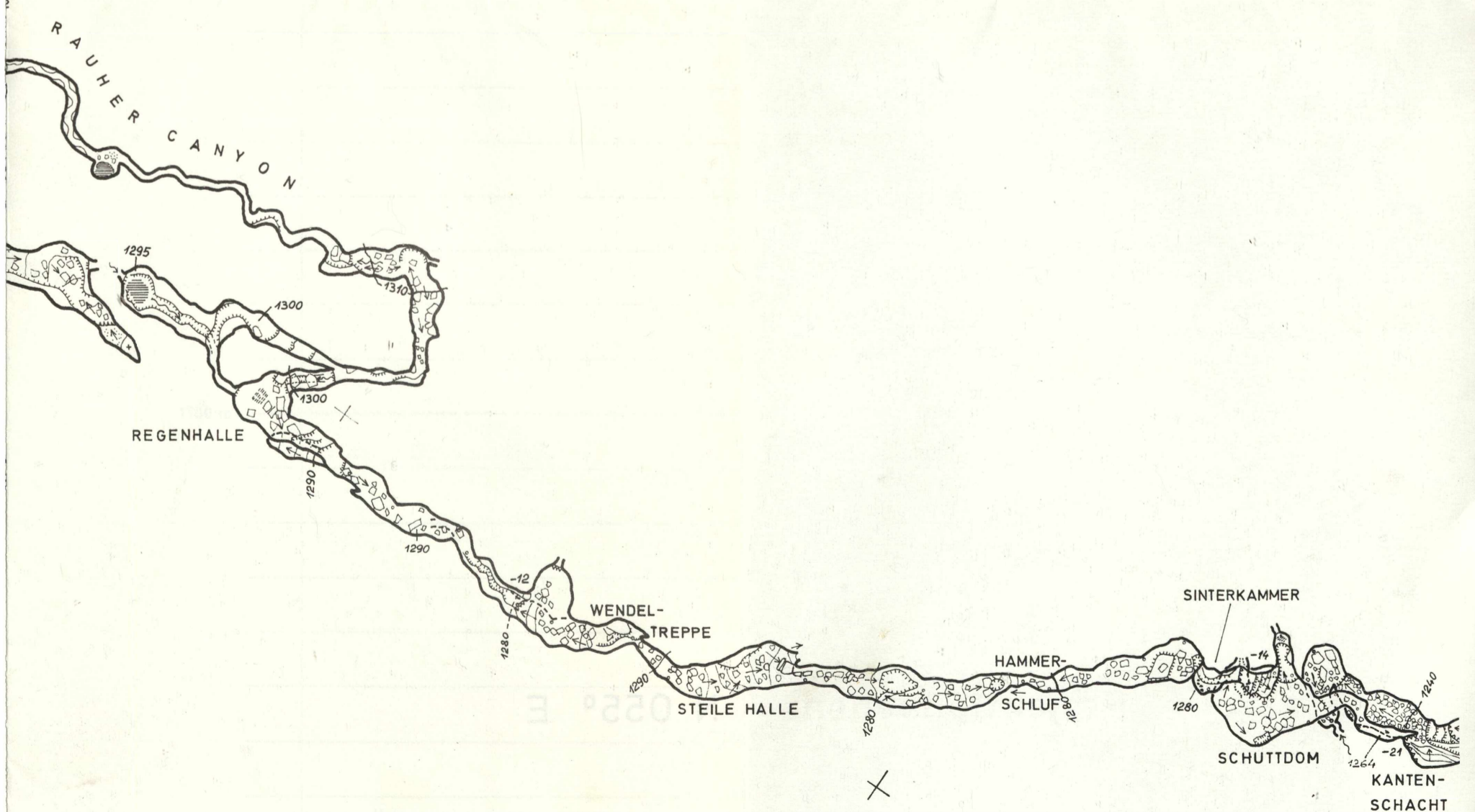
IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

Seehöhe ca. 1375 m

Kat.Nr. 1815/32

Gemeinschaftsarbeit von Mitgliedern des
LANDESVEREINS für HÖHLENKUNDE in WIEN u. NÖ

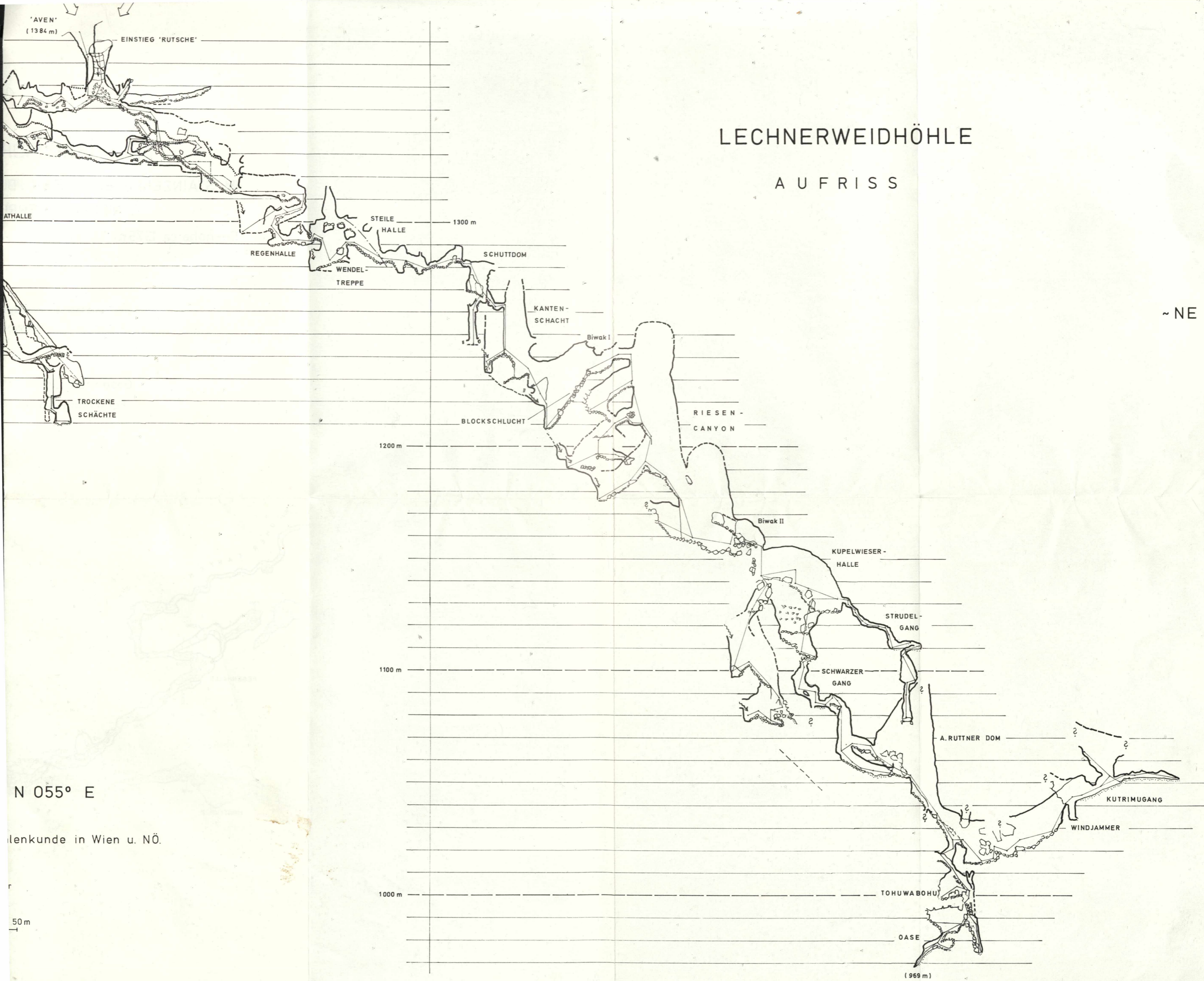
Gesamtganglänge 3767 m
Forschungsstand 1972



LECHNERWEIDHÖHLE

A U F R I S S

~ NE



'AVEN'
(1384 m)

EINSTIEG 'RUTSCHE'

ATHALLE

REGENHALLE

STEILE HALLE

1300 m

SCHUTTDOM

WENDEL-TREPPE

KANTEN-SCHACHT

Biwak I

TROCKENE SCHÄCHTE

BLOCKSCHLUCHT

RIESEN-CANYON

1200 m

Biwak II

KUPELWIESER-HALLE

STRUDEL-GANG

1100 m

SCHWARZER GANG

A. RUTTNER DOM

KUTRIMUGANG

WINDJAMMER

N 055° E

lenkunde in Wien u. NÖ.

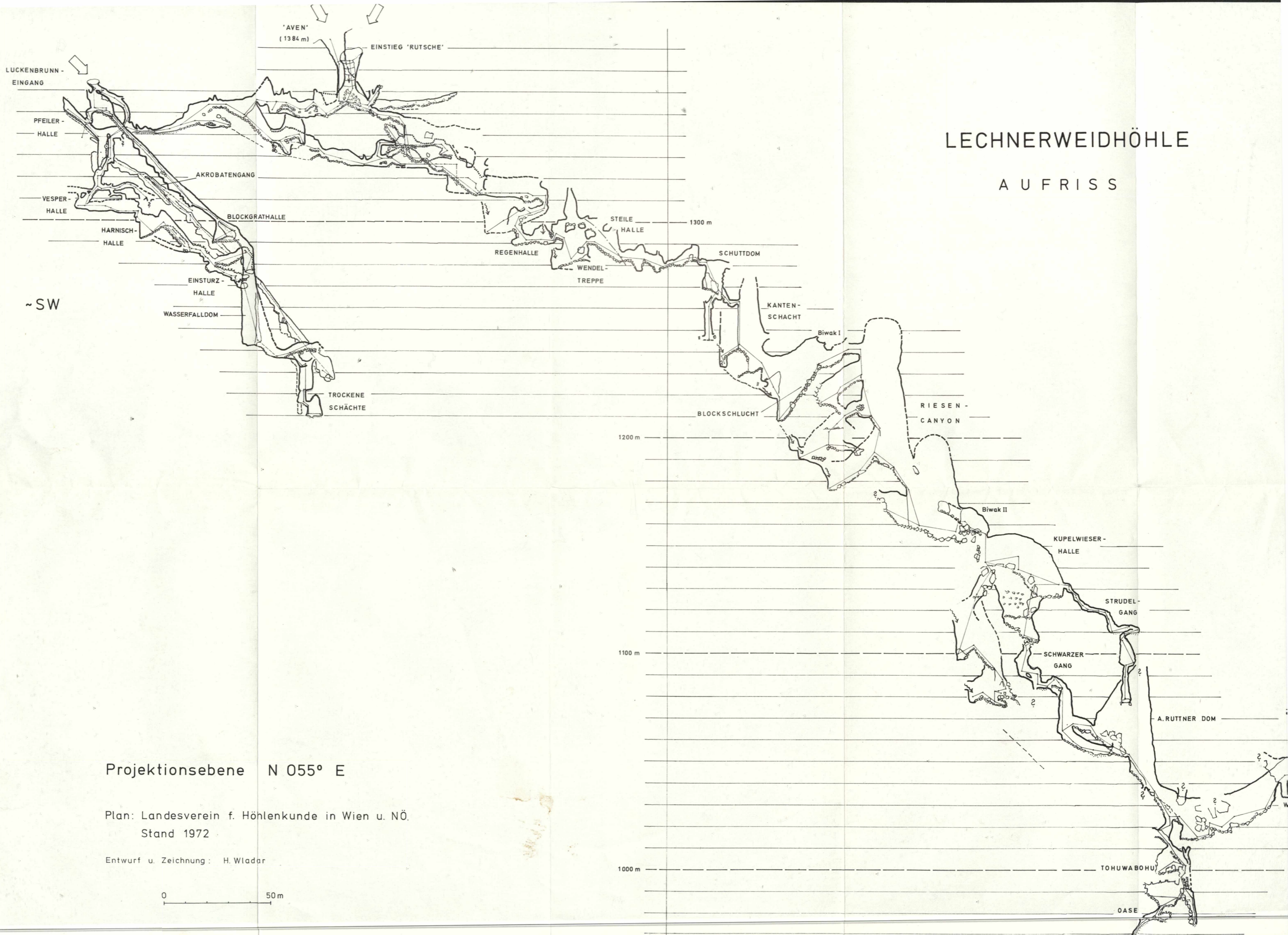
1000 m

TOHUWA BOHU

OASE

(969 m)

50 m



LECHNERWEIDHÖHLE

A U F R I S S

LUCKENBRUNN - EINGANG

PFEILER - HALLE

VESPER - HALLE

HARNISCH - HALLE

EINSTURZ - HALLE

WASSERFALDDOM

'AVEN' (1384 m)

EINSTIEG 'RUTSCHE'

AKROBATENGANG

BLOCKGRATHALLE

REGENHALLE

WENDEL - TREPPE

STEILE HALLE

SCHUTTDOM

BLOCKSCHLUCHT

KANTEN - SCHACHT

Biwak I

RIESEN - CANYON

Biwak II

KUPELWIESER - HALLE

STRUDEL - GANG

SCHWARZER GANG

A. RUTTNER DOM

TOHUWABOHU

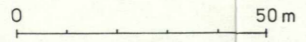
OASE

~SW

Projektionsebene N 055° E

Plan: Landesverein f. Höhlenkunde in Wien u. NÖ.
Stand 1972

Entwurf u. Zeichnung: H. Wladar



1200 m

1100 m

1000 m

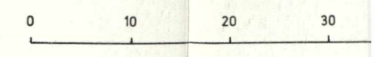
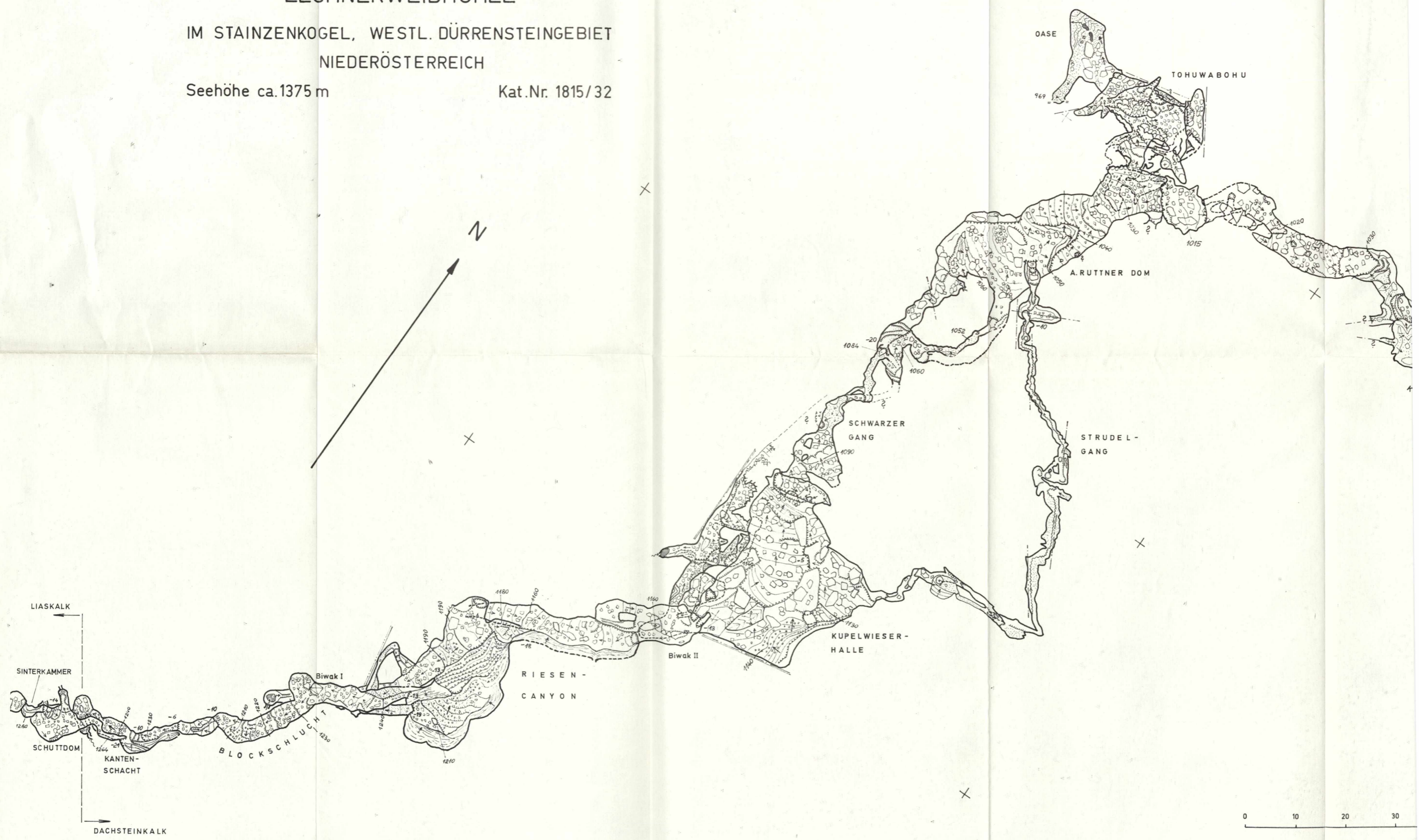
1300 m

LECHNERWEIDHÖHLE

IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

Seehöhe ca. 1375 m

Kat.Nr. 1815/32



LECHNERWEIDHÖHLE

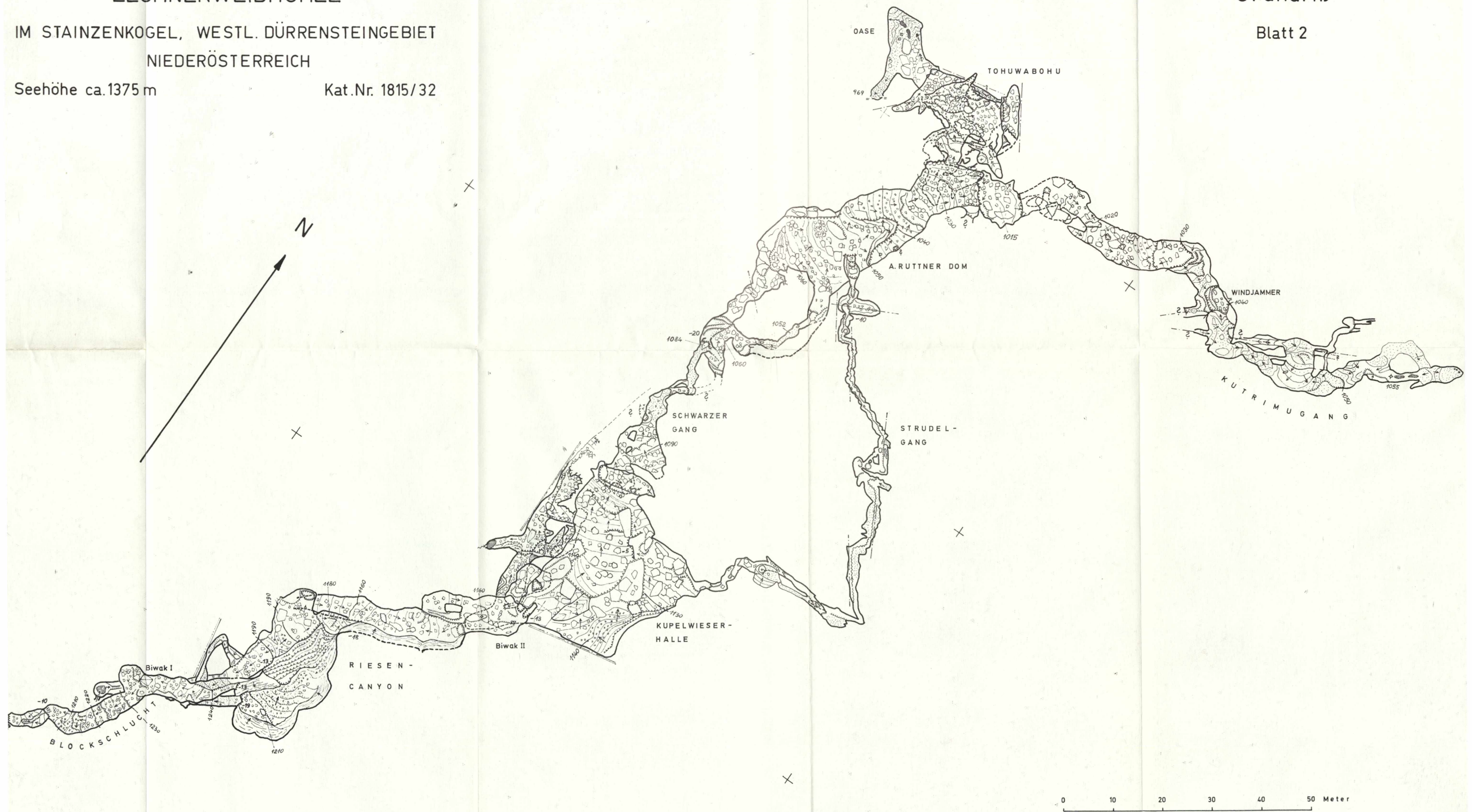
IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

Seehöhe ca.1375 m

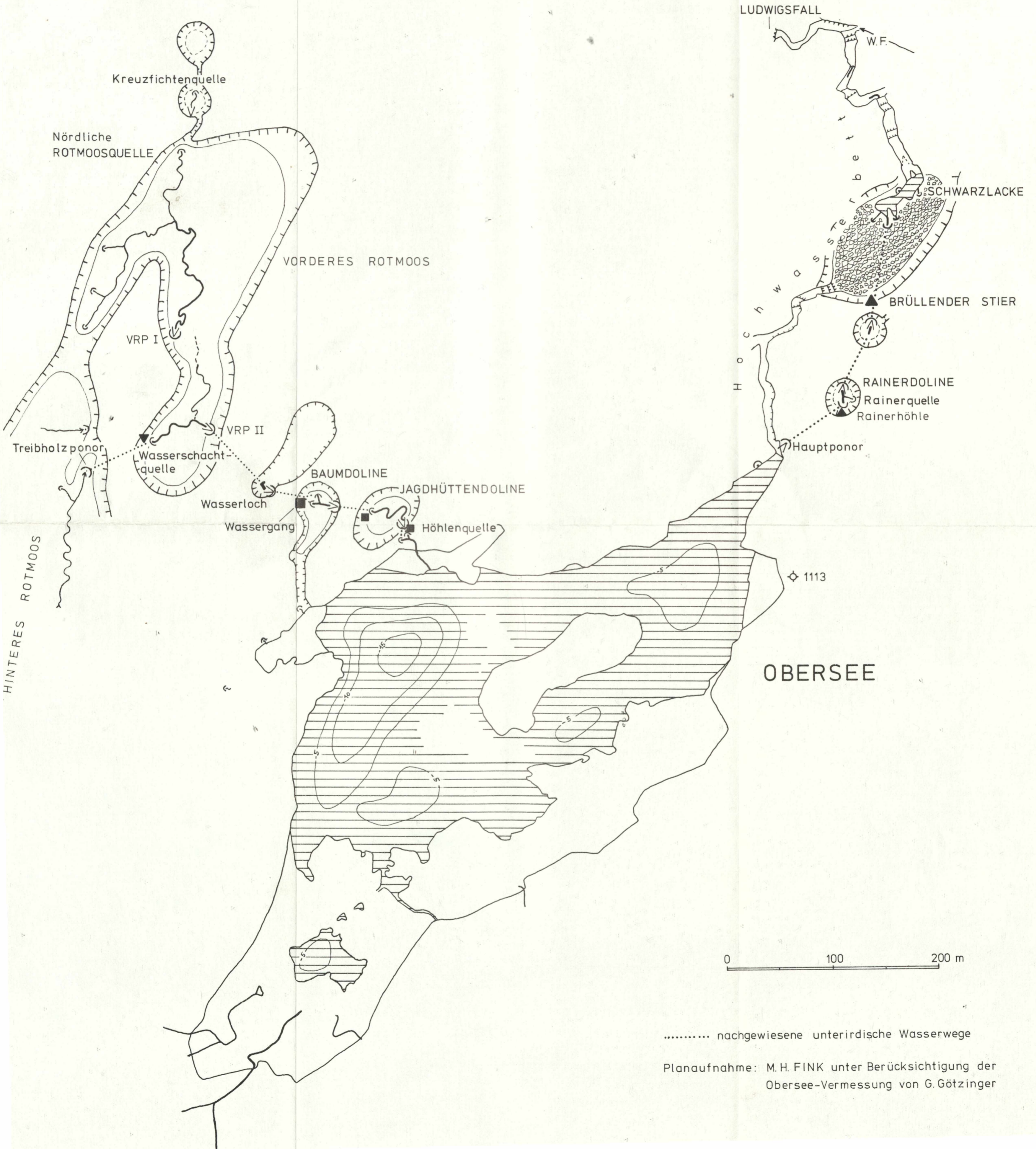
Kat.Nr. 1815/32

Grundriß

Blatt 2



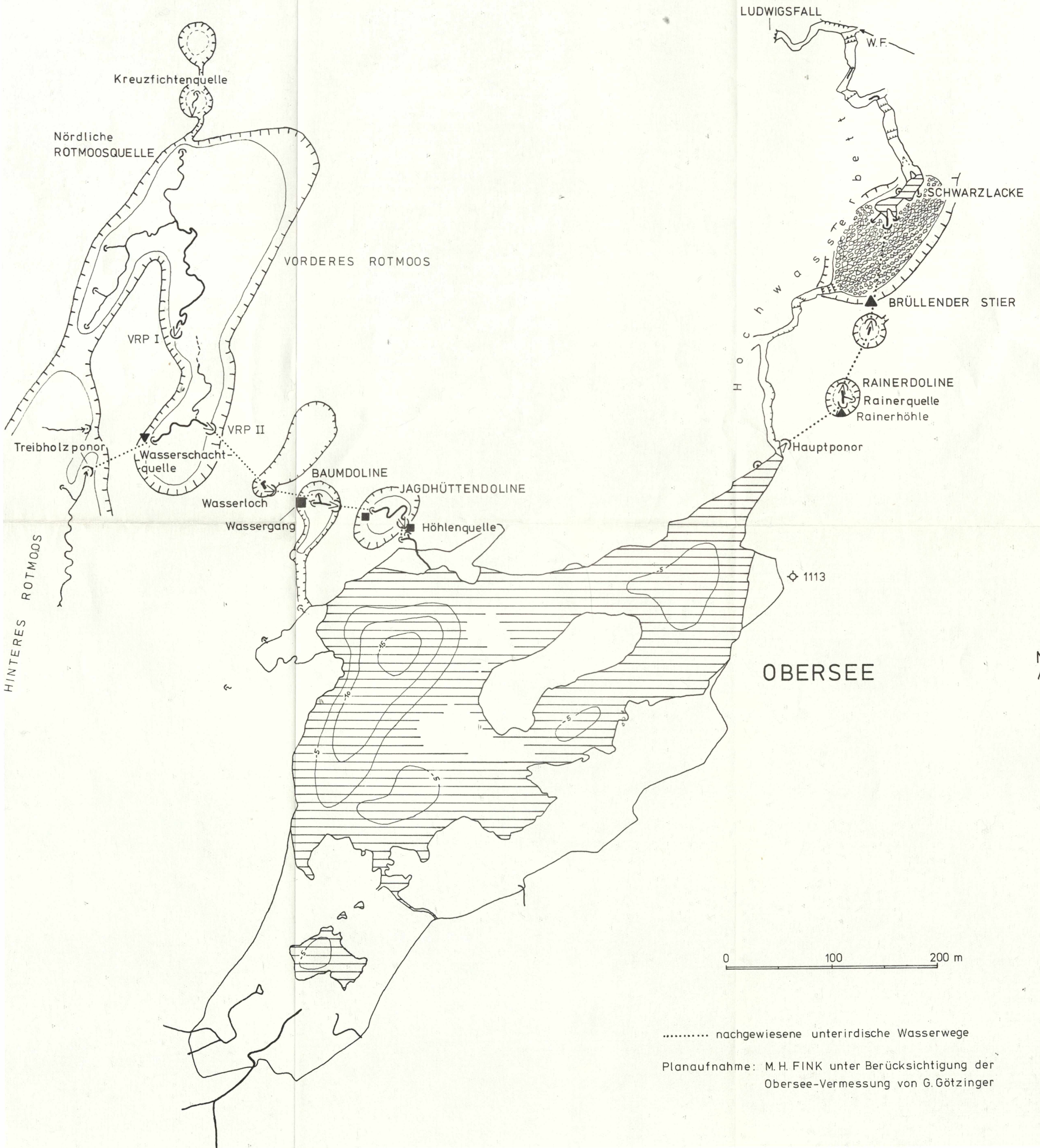
ROTMOOS - OBERSEE



KARSTFORMEN IM DÜRRENSTEINGEBIET



ROTMOOS - OBERSEE



KARSTFORMEN IM DÜRRENSTEINGEBIET

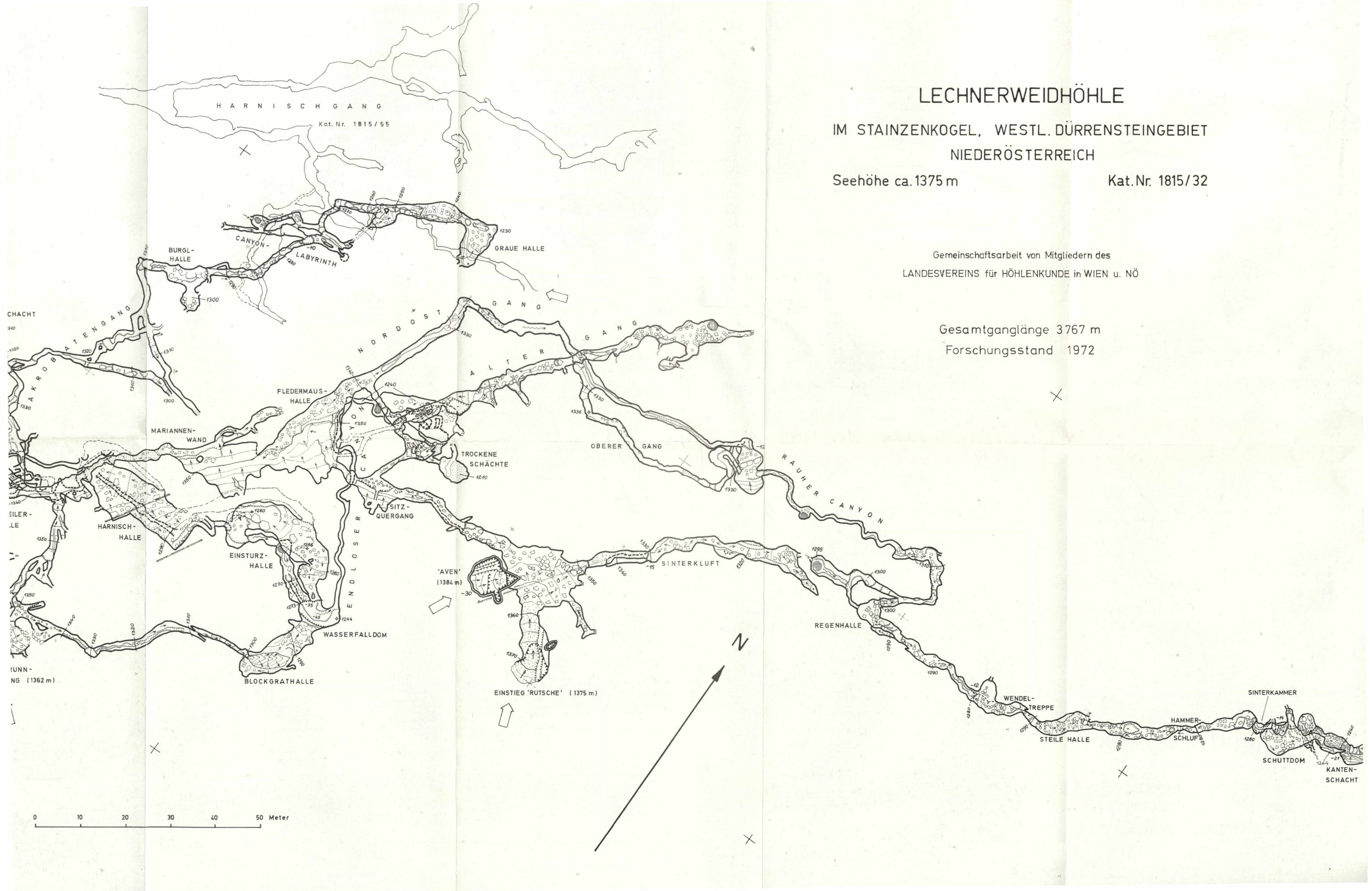


KARSTFORMEN IM DÜRRENSTEINGEBIET



KARSTFORMEN IM DÜRRENSTEINGEBIET





LECHNERWEIDHÖHLE

IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

Seehöhe ca. 1375 m

Kat.Nr. 1815/32

Gemeinschaftsarbeit von Mitgliedern des
LANDESVEREINS für HÖHLENKUNDE in WIEN u. NÖ

Gesamtganglänge 3767 m
Forschungsstand 1972

HARNISCHGANG

Kat.Nr. 1815/55

BURGLHALLE

CANYON-LABYRINTH

GRAUE HALLE

CHACHT

FLEDERMAUSHALLE

MARIANNENWAND

TROCKENE SCHÄCHTE

EILERLE

HARNISCHHALLE

EINSTURZHALLE

SITZQUERGANG

OBERER GANG

RAUHER CANYON

UNNENG

BLOCKGRATHALLE

WASSERFALDDOM

'AVEN' (1384 m)

SINTERKLUFF

REGENHALLE

EINSTIEG 'RUTSCHE' (1375 m)

WENDELSTREPPE

HAMMERSCHLUF

STEILE HALLE

SINTERKAMMER

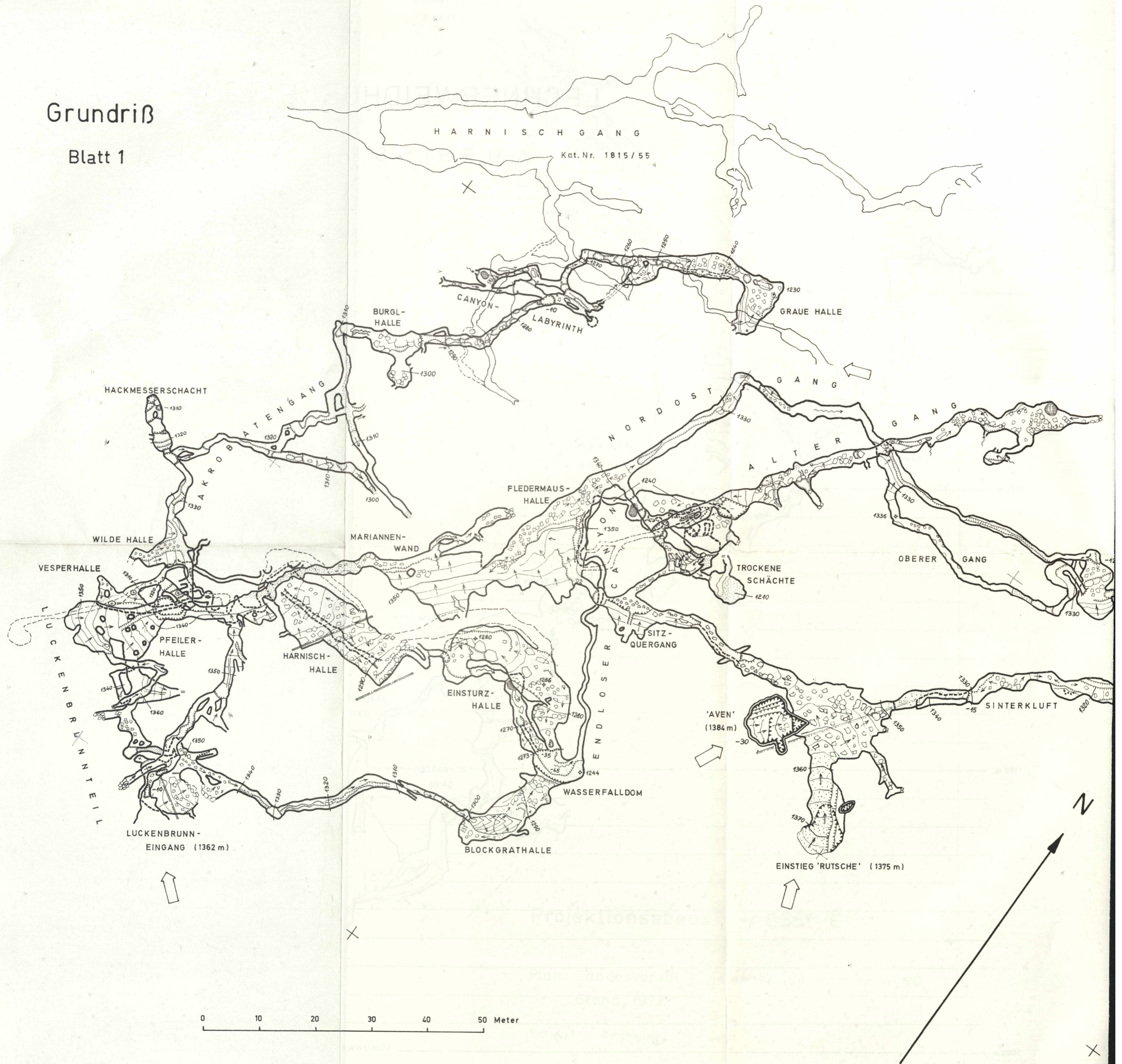
SCHUTTDOM

KANTENSCHACHT

0 10 20 30 40 50 Meter

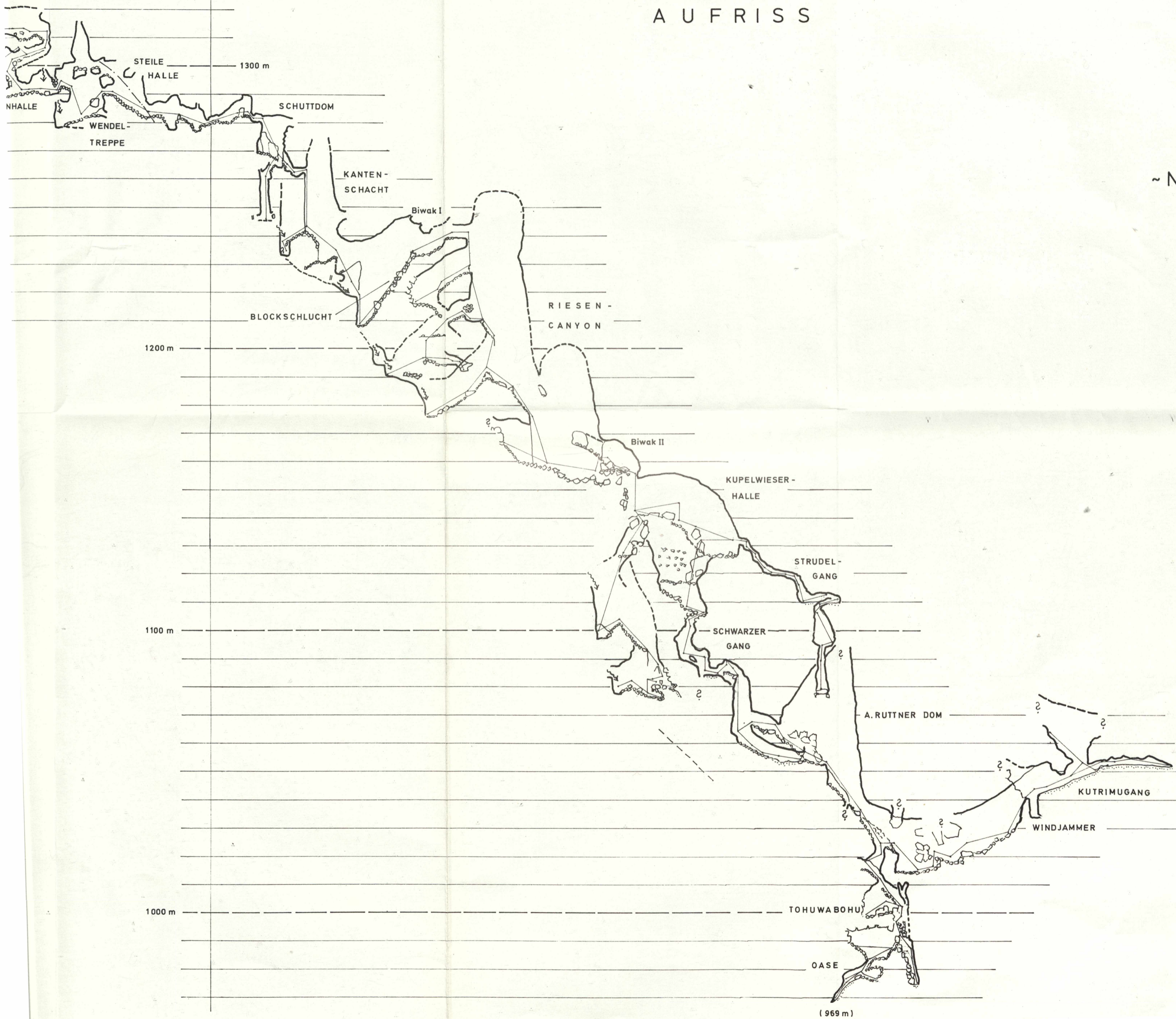
Grundriß

Blatt 1



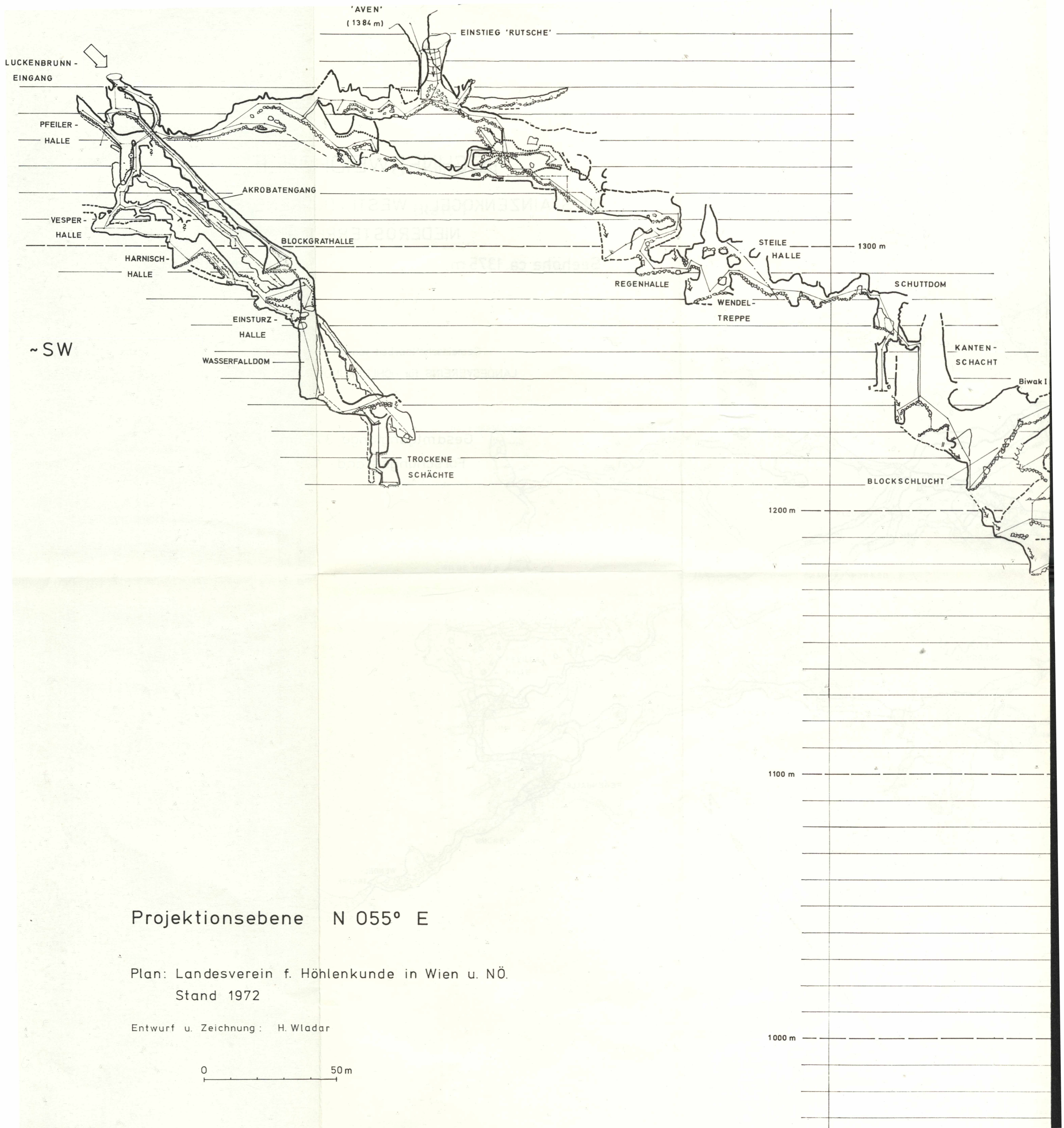
LECHNERWEIDHÖHLE

A U F R I S S



~ NE

(969 m)



Projektionsebene N 055° E

Plan: Landesverein f. Höhlenkunde in Wien u. NÖ.
Stand 1972

Entwurf u. Zeichnung: H. Wladar

0 50 m

LECHNERWEIDHÖHLE

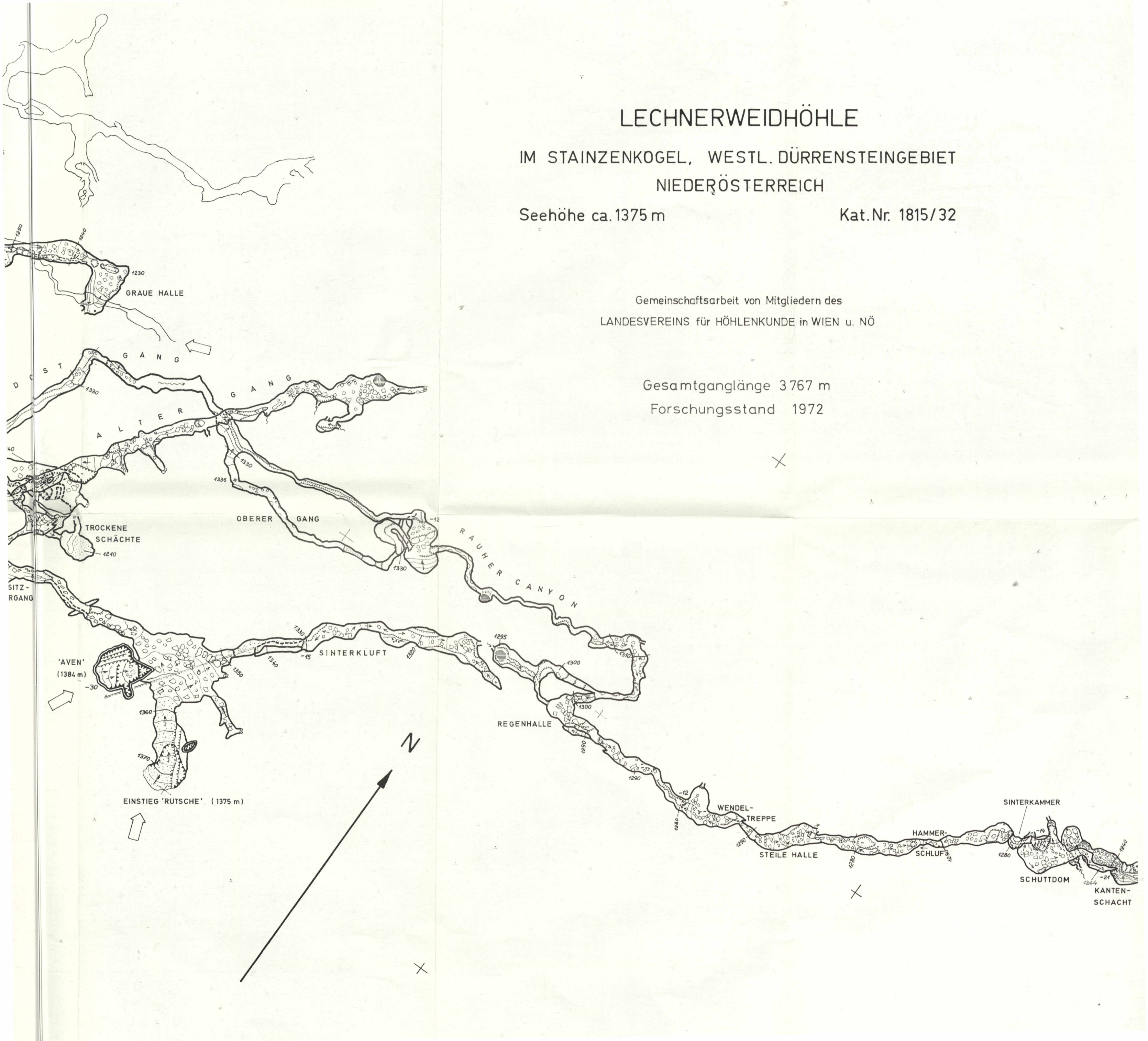
IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

Seehöhe ca. 1375 m

Kat.Nr. 1815/32

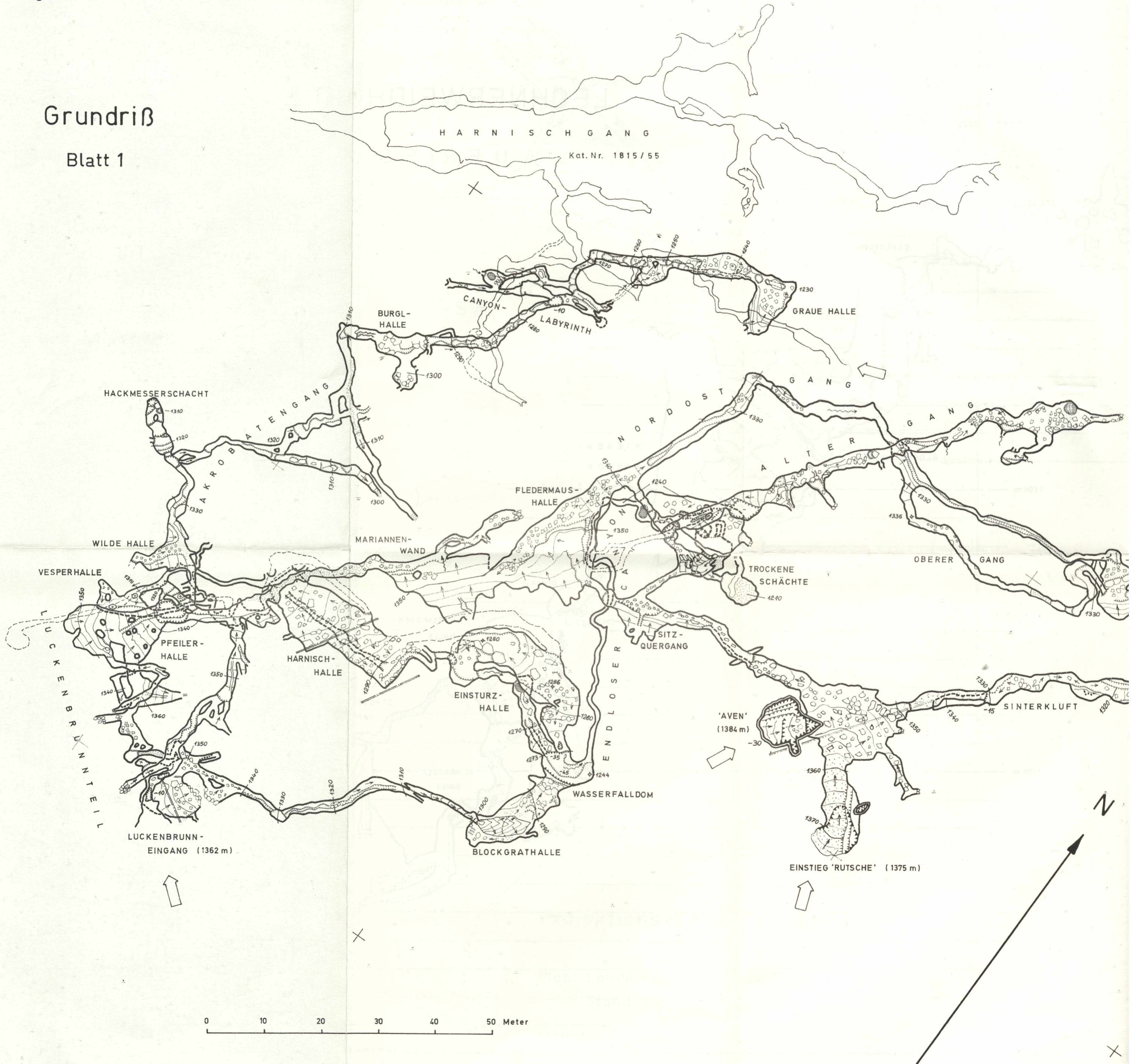
Gemeinschaftsarbeit von Mitgliedern des
LANDESVEREINS für HÖHLENKUNDE in WIEN u. NÖ

Gesamtganglänge 3767 m
Forschungsstand 1972



Grundriß

Blatt 1

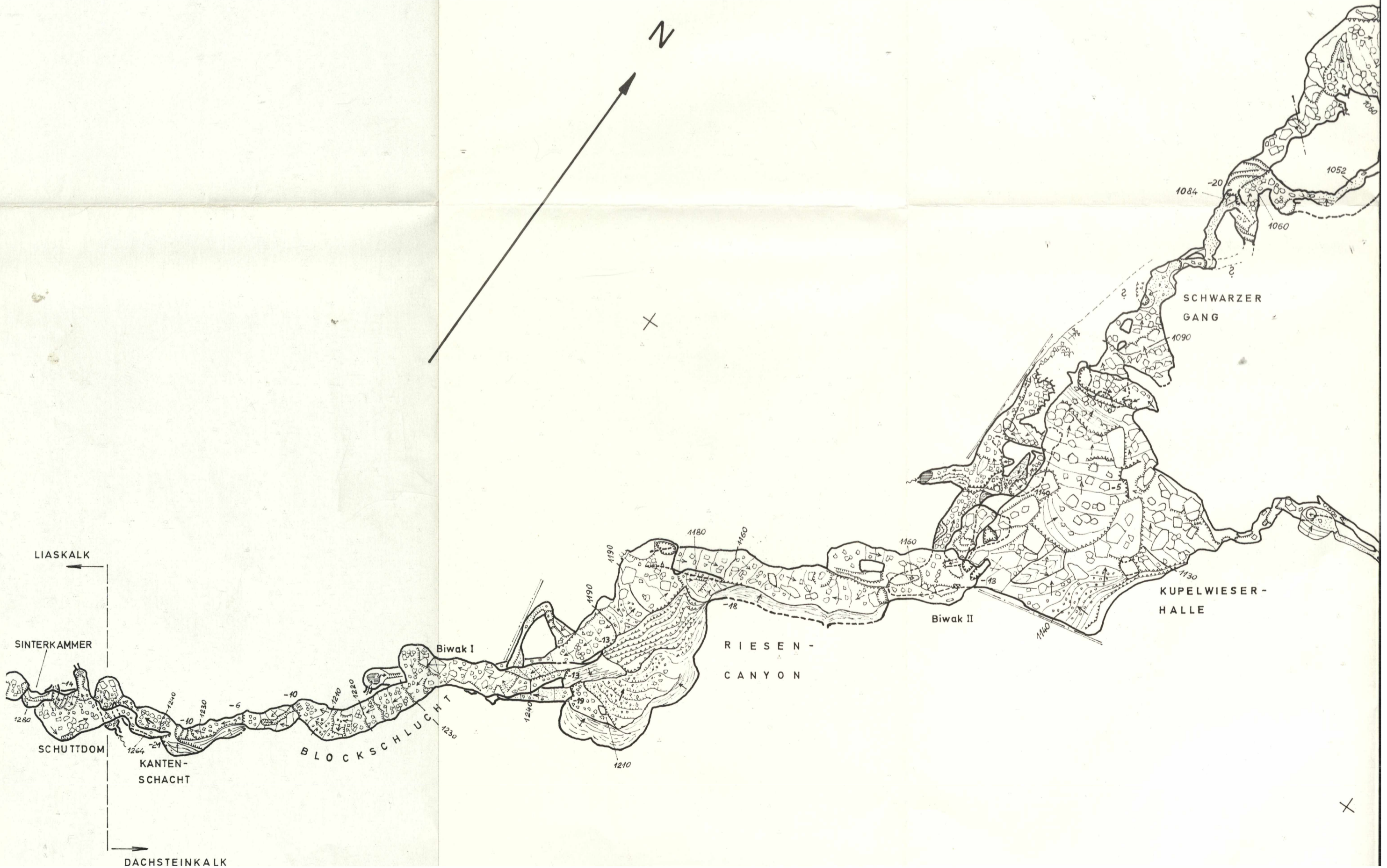


LECHNERWEIDHÖHLE

IM STAINZENKOGEL, WESTL. DÜRRENSTEINGEBIET
NIEDERÖSTERREICH

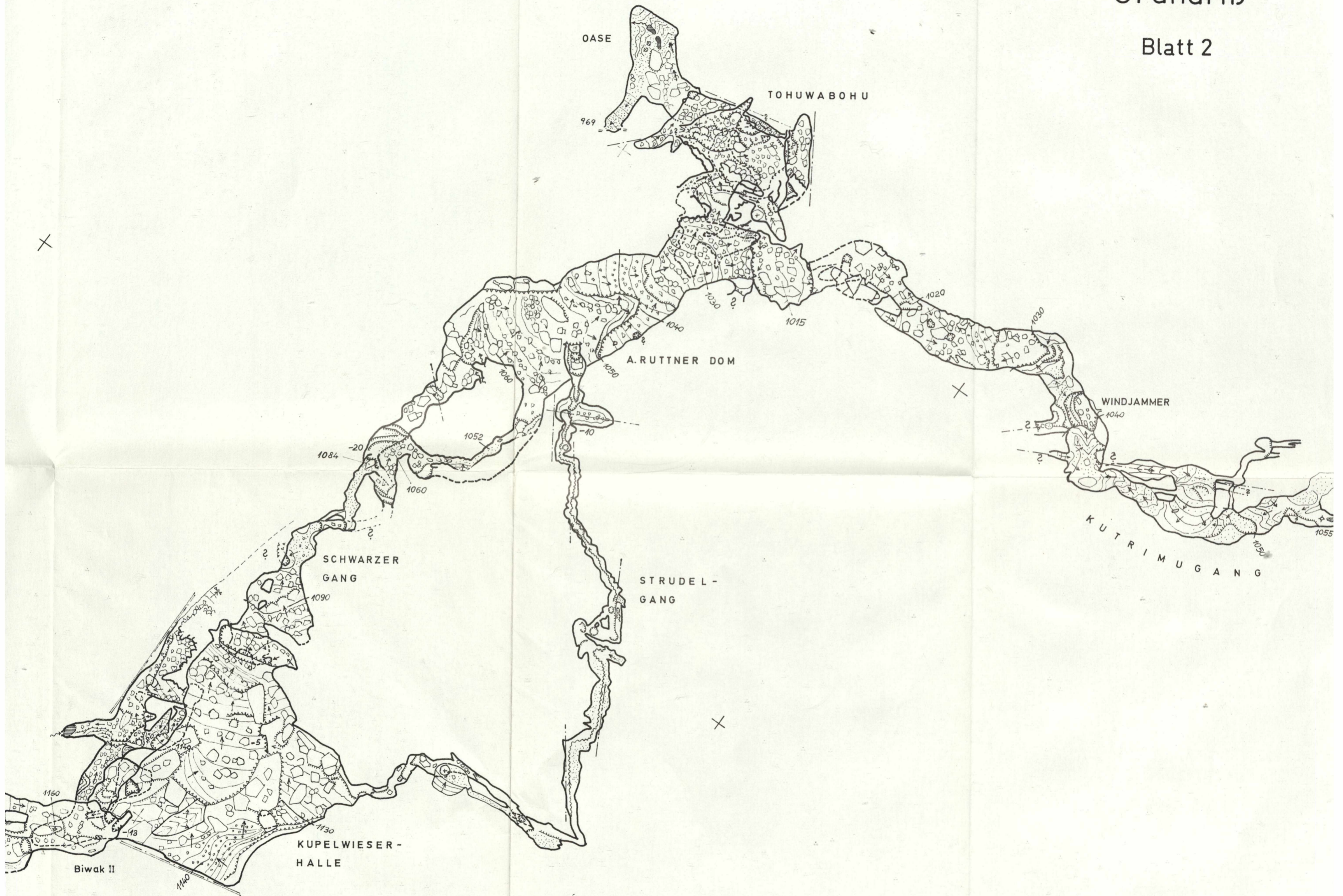
Seehöhe ca. 1375 m

Kat.Nr. 1815/32



Grundriß

Blatt 2



KARSTFORMEN IM DÜRRENSTEINGEBIET



Signaturenschlüssel Seite 48

0 1 2 km

Entwurf u. Zeichnung: M.H. FINK / 1973

