

EXKURSION E3 AM 27.9.1998
MINPET 98 (PÖRTSCHACH AM WÖRTHERSEE/KÄRNTEN)
MINERALBILDUNGEN UND LAGERSTÄTTEN DES OBIR

von

K. Krainer

Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Innsbruck
Bruno-Sander-Haus, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Kartenunterlagen

Topographische Karten: ÖK 1:50.000, Blatt 203 Maria Saal und Blatt 212 Vellach; Freytag & Berndt Wanderkarte 1:100.000, Nr. 23, Kärntner Seen - Saualpe.

Geologische Karte: F.K. BAUER (1981), Geologische Gebietskarte der Republik Österreich 1:25.000, Karawanken, Ostteil (Blatt 1, 2, 3).

TELLER, F. (1898): Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie 1:75.000. SW-Gruppe Nr. 83, Eisenkappel und Kanker.

Einleitung

Das Hochobir-Massiv bildet mit dem 2.139 m hohen Gipfel des Hochobirs das imposanteste und höchste Bergmassiv der Nordkarawanken. Es wird allseits von tief eingeschnittenen Tälern begrenzt - im Westen vom Freibachtal, im Süden vom Ebriachtal, im Osten vom Vellachtal und im Norden vom Rosental. Es ist nur durch den Schaidasattel mit der Karawankenkette verbunden. Das Hochobir-Massiv zeigt einen sehr vielfältigen und interessanten geologischen Bau. Neben den dominierenden mesozoischen Sedimentgesteinen sind am Südrand auch Gesteine des Eisenkappler Granitzuges (Karawankengranit) und des Eisenkappler Diabaszuges aufgeschlossen.

Bei Eisenkappel finden sich schließlich auch metamorphe Gesteine (Eisenkappler Altkristallin). Auf der Südseite des Hochobir-Massivs verläuft eine der bedeutendsten Störungen der Alpen - die Periadriatische Naht. Sie trennt die zum Ostalpin gehörenden Nordkarawanken (mit dem Hochobir-Massiv) von den zum Südalpin gehörenden Südkarawanken.

Die äußerst vielfältige Gesteinsabfolge der Nord- und Südkarawanken wurde mehrmals deformiert und als Folge des starken Nordschubes des Südalpins entstand im Jungtertiär ein kompliziert gebautes Gebirge - die Karawanken.

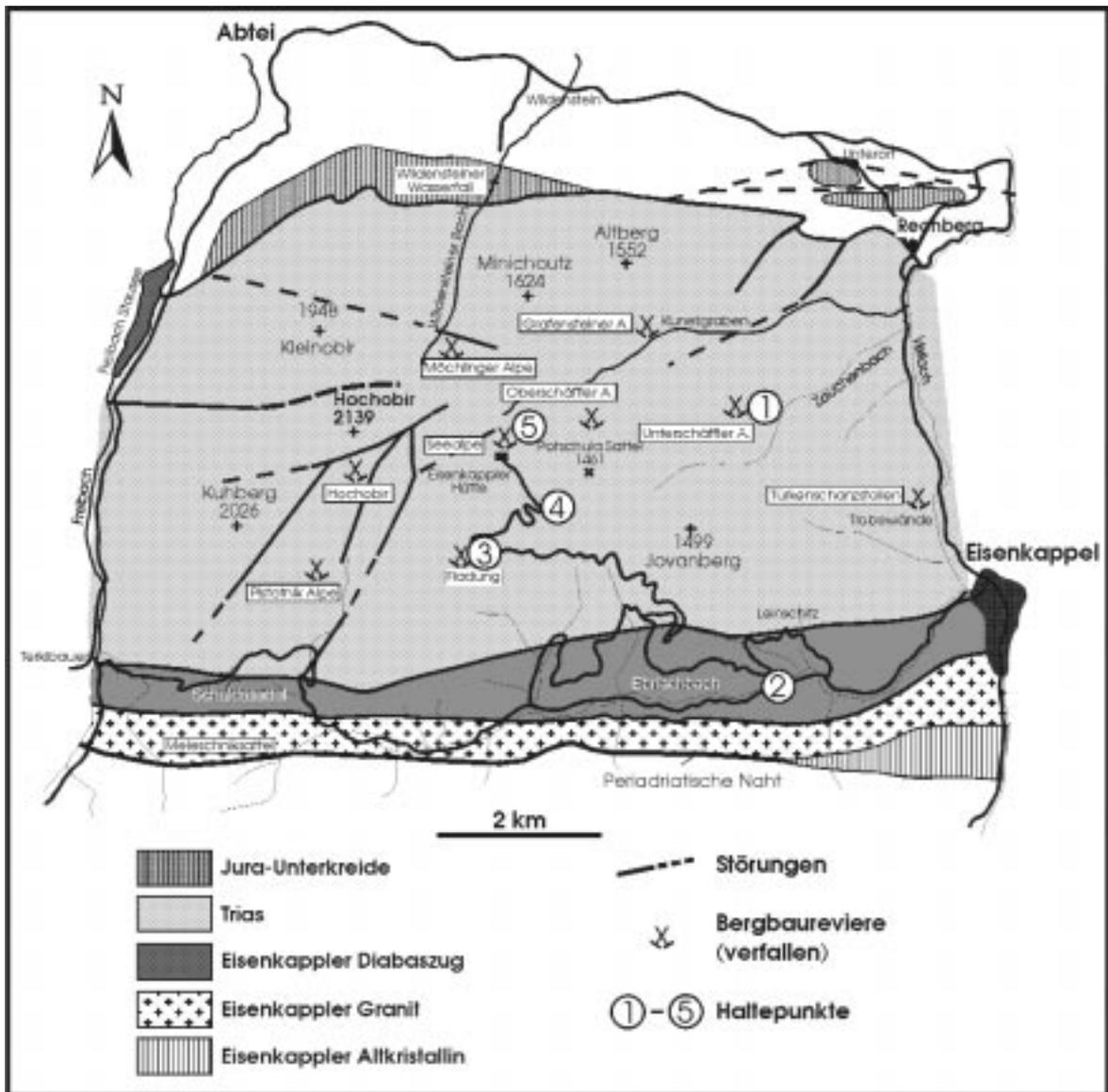


Abb. 1
Geologische Übersichtskarte mit Lage der einzelnen Haltepunkte

Die Exkursion soll einen Überblick über die komplexen geologischen Verhältnisse des Hochober Massives liefern, wobei folgende Themen im Detail behandelt werden sollen: Pillow-Basalte im Eisenkappler Diabaszug (Haltepunkt 2), Wettersteinkalk (Haltepunkt 3), Raibler Schichten (Haltepunkt 4), Karsterscheinungen in den Obir-Tropfsteinhöhlen (Haltepunkt 1) und Blei-Zink-Vererzungen (Halden) (Haltepunkte 3 und 5).

Exkursionsroute

Am Vormittag mit dem Bus von Eisenkappel zum Eingang der Obir-Höhlen (Haltepunkt 1) auf der Unterschäftler Alpe, anschließend retour nach Eisenkappel (Mittagessen). Am Nachmittag von Eisenkappel in die Ebriachklamm (Haltepunkt 2), von dort weiter auf der Hochobir-Alpenstraße zum Berghaus Fladung (Haltepunkt 3), anschließend weiter zur Eisenkappler Hütte. Haltepunkt 4 liegt im Bereich der letzten Kehre unmittelbar südöstlich der Eisenkappler Hütte, Haltepunkt 5 liegt unmittelbar oberhalb der Hütte (Abb. 1).

Geologische Übersicht

Das Hochobir-Massiv gehört der geologischen Einheit der Nordkarawanken an, die wiederum Teil der oberostalpinen Deckeneinheit des Drauzuges sind. Zum Drauzug zählen neben den Nordkarawanken auch die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten.

Als Nordkarawanken werden alle nördlich der Periadriatischen Naht liegenden Karawankenberge zusammengefaßt.

Die Periadriatische Naht bildet die südliche geologische Grenze des Hochobir Massivs. Nördlich der Periadriatischen Naht liegt das Ostalpin (Drauzug bzw. Nordkarawanken), südlich davon das Südalpin mit der Hauptkette der Karawanken.

Das Hochobir-Massiv wird zum Großteil aus Gesteinen des Permomesozoikums, insbesondere der Trias aufgebaut. Auf der Südseite, entlang des Ebriachtales sind darüber hinaus auch Gesteine des Eisenkappler Diabaszuges, des Altkristallins und des Karawankengranites aufgeschlossen. Am Nordrand sind die mesozoischen Gesteine des Hochobir-Massivs auf jungtertiäre Sedimente des Karawankenvorlandes aufgeschoben (Abb. 1 - 3).

Im folgenden sollen die einzelnen Gesteinseinheiten kurz beschrieben werden:

Eisenkappler Altkristallin

Altkristallingesteine sind vor allem östlich des Vellachtales aufgeschlossen, reichen aber vom Vellachtal als schmaler Streifen noch etwa 2 km nach Westen und keilen dann aus.

Das Altkristallin besteht hauptsächlich aus Paragneisen (Biotit-Plagioklas-Gneisen), die teilweise zu Phylloniten überprägt sind. Eingeschaltet sind Lagen von Amphibolit und Orthogneisen (Mikroklingneisen).

Durch die Intrusion des Karawankengranites wurde das Altkristallin randlich kontaktmetamorph überprägt, teilweise sogar aufgeschmolzen, was zur Bildung von Hornfelsen und Migmatiten geführt hat. Während der Kontaktmetamorphose sind u.a. folgende Minerale neu gebildet worden: Cordierit, Sillimanit und Andalusit. Im unmittelbaren Kontaktbereich kam es teilweise zur Aufschmelzung des Altkristallins und zur Entstehung von Schollenmigmatiten, Ader- und Bändermigmatiten (BAUER et al., 1983).

Eisenkappler Diabaszug

Dieser stellt einen schmalen, steil nach Süden einfallenden und maximal etwas mehr als 1 km breiten, E-W-gerichteten Gesteinsstreifen dar. Die Abfolge ist mehrere hundert Meter mächtig und besteht aus Tonschiefern und Grauwacken mit eingeschalteten Pillow-Basalten, Tuffen und Tuffiten, Diabas-Lagergängen und ultrabasischen Lagergängen.

Bei den Tonschiefern und Grauwacken handelt es sich um marine Tiefseesedimente. Auch die Pillow-Basalte entstanden in größerer Wassertiefe, sie sind in der Ebriachklamm eindrucksvoll aufgeschlossen.

In die Sedimentgesteine eingeschaltet sind Lagen von Aschetuffen, Lapilli- und Bombentuffen basischer Zusammensetzung. Die Tuffe sind teilweise mit Sediment vermischt und bilden dann Tuffite.

Die eingeschalteten Diabas-Lagergänge sind grobkörniger als die relativ feinkörnigen Pillow-Basalte. Lokal sind auch ultrabasische Lagergänge in Form von Olivin-Gabbros, Pyroxeniten und Hornblende-Peridotiten eingeschaltet. Das Alter dieser Gesteinsabfolge ist nicht bekannt.

Zwischen Schaidasattel und Meleschniksattel sind in die Gesteine des Eisenkappler Diabaszu- ges Schmelzen des Karawankengranites intrudiert und haben randlich die Gesteine des Eisen- kappler Diabaszu- ges kontaktmetamorph zu Cordieritknotenschiefern überprägt. Folglich ist die Abfolge des Diabaszu- ges älter als der Karawankengranit, der vermutlich permischen Alters ist (BAUER et al., 1983; LOESCHKE, 1970, 1973, 1975; LOESCHKE & HEINISCH, 1993; LOESCHKE & ROLSER, 1971).

Eisenkappler Granit (Karawankengranit)

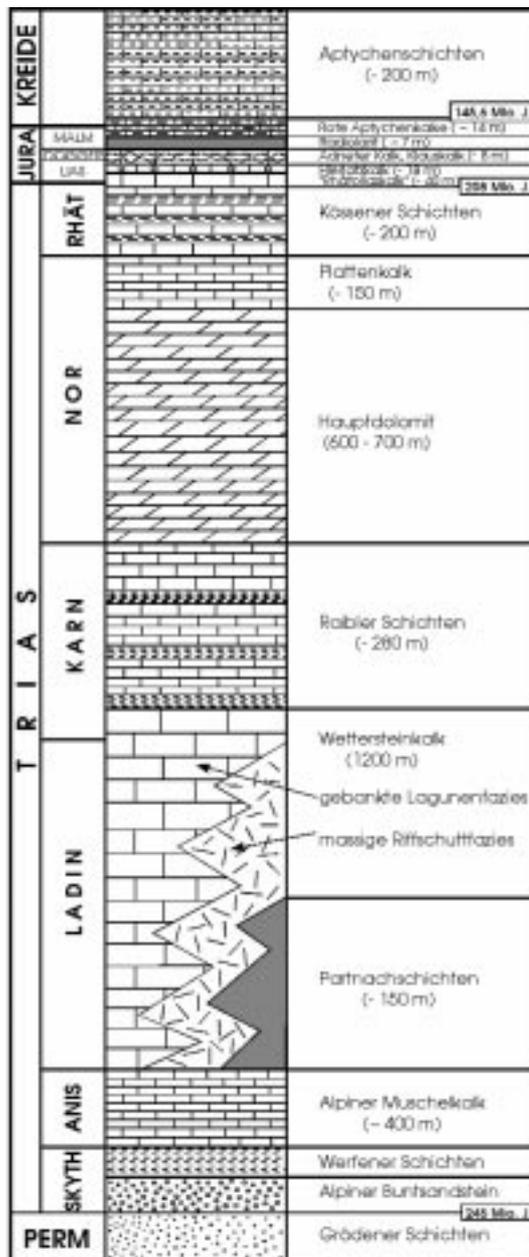
Der Karawankengranit besteht zur Hauptsache aus grobkörnigem Granit und Diorit. Im Diorit schwimmen vereinzelt m-große Schollen eines grobkörnigen Gabbros. Granit und Diorit werden von zahlreichen Gängen aus Granitdioritporphyr, Lamprophyr, Aplit und Pegmatit durchschlagen. Die Intrusion des Karawankengranites erfolgte vermutlich im Perm.

Der Karawankengranit zieht als schmaler Gesteinsstreifen auf der südlichen Talseite das Ebriachtal entlang, wird im Norden tektonisch vom Diabaszug begrenzt, im Süden von der Peri- adriatischen Naht und dem Südalpin (BAUER et al., 1983, EXNER, 1972).

Permotrias

Das eigentliche Hochobir-Massiv ist aus Sedimentgesteinen der Trias aufgebaut, untergeordnet sind am Nordrand auch Jura- und Unterkreidegesteine am Aufbau beteiligt.

Die Gesteinsabfolge umfaßt die gesamte Trias, den gesamten Jura und die Unterkreide. Zumin- dest an einer Stelle sind auch Sandsteine des Oberperms (Grödener Schichten) aufgeschlossen (Abb. 2).



Hauptfelsbildner sind vor allem Wettersteinkalk sowie Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Die Triasabfolge der Nordkarawanken, auch des Hochobir-Massivs, erreicht eine Mächtigkeit von 2500 - 3000 m. Die unterste Trias (Skyth) ist fast ausschließlich in Form von klastischen Sedimentgesteinen (Sandsteine, Siltsteine, Tonschiefer) ausgebildet. Im tieferen Skyth gelangten kontinentale Sedimente (Alpiner Buntsandstein) zur Ablagerung, im höheren Skyth entstanden die flachmarinen Werfener Schichten. Im Anis konnte sich schließlich eine mächtigere Karbonatplattform aus Alpinem Muschelkalk aufbauen. Ausgelöst durch tektonische Bewegungen zerbrach jedoch im Oberanis diese Plattform, was zu einer Faziesdifferenzierung führte. In den Flachwasserbereichen mit Riff- und Lagunenfazies wurde im Ladin der mächtige Wettersteinkalk abgelagert, in den Beckenbereichen wurden dagegen relativ geringmächtige Mergel (Partnachschichten) sedimentiert.

Gegen Ende des Ladins und im Unterkarn dehnte sich die Karbonatplattform des Wettersteinkalkes immer weiter aus, die dazwischenliegenden Becken wurden vom Riffschutt weitgehend aufgefüllt.

Abb. 2
Übersichtsprofil durch die permomesozoische Gesteinsabfolge in den Nordkarawanken

Eine weitere tektonische Phase („Raibler Ereignis“) führte schließlich im Karn zu einer stärkeren Umgestaltung des Ablagerungsraumes. Mit einer scharfen Grenze werden die Plattformkarbonate des Wettersteinkalkes von den zyklischen Sedimenten der Raibler Schichten überlagert. Im Nor war der Ablagerungsraum von einem breiten, sehr flachen Lagunenbereich eingenommen, in der die mächtigen Sedimente des Hauptdolomit abgelagert wurden.

In der obersten Trias (Rhät) führten tektonische Bewegungen wieder zu einer leichten Differenzierung des Ablagerungsraumes, im Jura folgte schließlich eine stärkere Absenkung (BAUER, 1970; 1973, BAUER et al., 1983; CERNY, 1977, 1978; HOLLER, 1977; KISTEN et al., 1990; KRÄINER, 1996; KRAUS, 1968; PENECKE, 1884; TELLER, 1887, 1888, 1898).

Jura - Unterkreide

Jura- und Unterkreidegesteine sind in Form von tektonischen Schollen am Nordrand des Hochobir-Massivs aufgeschlossen. Eine Scholle zieht vom Wildensteiner Wasserfall nach Westen Richtung Freibach Stausee. Auch zwischen Unterort und Rechberg sind Jura- und Unterkreidegesteine aufgeschlossen.

Diese Jura-Unterkreide Schollen sind tektonisch auf die jungtertiären Sedimente des Karawankenvorlandes aufgeschoben und werden selbst tektonisch von Triasgesteinen überlagert, die auf diese Schollen aufgeschoben sind.

Die flachmarinen Kalke der obersten Trias, die reichliche Echinodermenreste und Foraminiferen enthalten, reichen vermutlich noch in den untersten Jura hinein und werden entsprechend als „Rhätoliaskalk“ bezeichnet. Dieser ist nur nördlich von Rechberg in Form eines schmalen, E-W-streichenden Gesteinszuges aufgeschlossen.

Die eigentliche Jura-Unterkreide-Schichtabfolge ist verhältnismäßig geringmächtig und setzt sich aus mehreren Schichtgliedern zusammen (Abb. 3) (BAUER et al. 1983, HOLZER & POLTNIIG 1980):

- Hierlatzkalk (18 m)
- Adneter Kalk und Klauskalk (8 m)
- Radiolarit (9 m)
- Roter Aptychenkalk (8 m)
- Aptychenschichten (200 m)

Die besten Aufschlüsse in den Jura- und Unterkreidegesteinen finden sich im Bereich des Wildensteiner Wasserfalles.

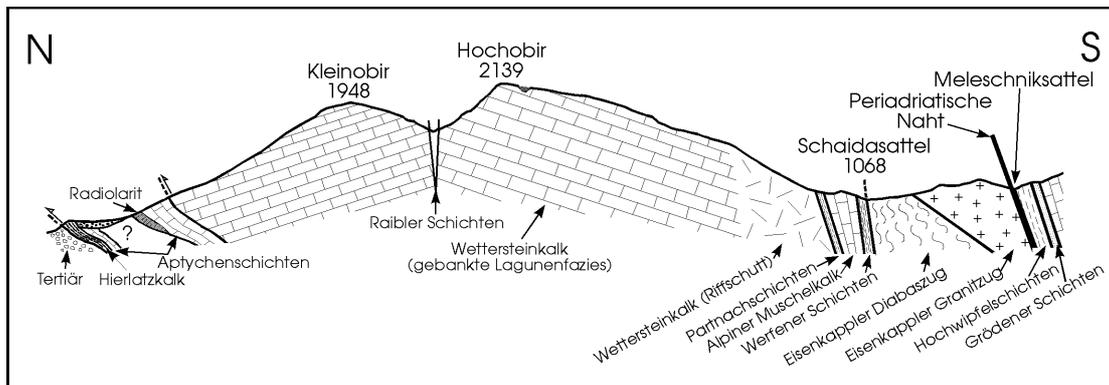


Abb. 3
Profilschnitt durch das Hochobirmassiv (nach BAUER et al., 983)

Tertiär

Im Norden wird das Hochobir-Massiv von den jungtertiären Sedimenten des Karawankenvorlandes begrenzt. Die Hochflächen von Abtei und Rückersdorf werden bereits von mächtigen Tertiärablagerungen aufgebaut. Die Abfolge besteht im unteren Abschnitt aus sandigen und tonigen Ablagerungen, in die lokal Kohleflöze eingeschaltet sind. Diese feinkörnigen Ablagerungen entsprechen den Rosenbacher Kohleschichten weiter im Westen. Stellenweise wurde die Kohle auch abgebaut (Lobnig, Prevernik, Unter Loibach).

Die feinkörnigen Sedimente werden von Kiesen überlagert, deren Korngröße nach oben kontinuierlich zunimmt. Diese Kiese entsprechen dem Bärenalkonglomerat bzw. dem Sattnitzkonglomerat. Sie setzen sich im oberen Teil fast ausschließlich aus Karbonatgeröllen zusammen, die aus den Karawanken stammen. Lokal schwimmen in den tertiären Kiesen bis zu über 100 m mächtige Gleitschollen aus mesozoischen Kalken. Eine solche Gleitscholle aus Wettersteinkalk ist beispielsweise südöstlich von Abtei aufgeschlossen.

Die Ablagerung dieser tertiären Sedimente erfolgte im Sarmat und Pannon (Miozän), vor ungefähr 12 - 9 Mio. Jahren. Im Zuge der Herausfaltung der Karawankenkette wurden die tertiären Sedimente randlich von den mesozoischen Gesteinen der Karawanken überschoben (BAUER et al., 1983; van HUSEN, 1976; KAHLER, 1932, 1953; STINI, 1934, 1938).

Tektonik

Die Karawanken sind ein sehr junges Gebirge, das erst im Jungtertiär, teilweise erst nach der Ablagerung der tertiären Sedimente des Karawankenvorlandes herausgefaltet und auf diese aufgeschoben wurde (Abb. 1, 3).

Ein prägendes tektonisches Element der Karawanken ist die Periadriatische Naht, die das Ostalpin vom Südalpin trennt. Entlang dieser bedeutenden Störungslinie ist es im Laufe der Jahrmillionen auch zu beträchtlichen Seitenverschiebungen gekommen, das Ostalpin (Nordkarawanken) hat sich relativ nach Osten und das Südalpin relativ nach Westen bewegt.

Die Auffaltung der Karawankenkette erfolgte in mehreren Phasen. Eine erste wichtige Phase fällt in das Paläogen (Alttertiär) und war durch eine NE-SW-gerichtete Einengung geprägt. Als Folge dieser Einengungsphase entstanden NW-SE-streichende Falten sowie NE-SW-streichende Störungen mit rechtssinnigen Seitenverschiebungen.

Wesentlich bedeutender war aber die letzte Phase im Neogen (Jungtertiär). Durch einen starken, nach NW gerichteten Schub des südalpinen Blocks kam es zu einer starken Einengung und Herausfaltung der Karawanken und zur Entstehung eines Vorlandbeckens (Klagenfurter Becken). Dieses Vorlandbecken wurde schließlich zu einem Großteil mit dem Abtragungsschutt der sich heraushebenden Karawanken gefüllt.

Als Folge dieser starken Einengungsphase wurden die Karawanken schließlich auf die tertiären Sedimente aufgeschoben, die Gesteine der Karawankenkette wurden stark deformiert, es entstanden vor allem NE-SW-gerichtete Faltenstrukturen und Überschiebungen sowie NW-SE-gerichtete Störungen (BAUER, 1984; BAUER & SCHERMANN, 1984; BAUER et al., 1983; KAHLER, 1953, 1955; POLINSKI & EISBACHER, 1992; STINI, 1938).

Bergbau

Im Hochobir-Massiv treten an vielen Stellen Blei-Zink-Vererzungen auf, die in der Vergangenheit Anlaß zu reger Bergbautätigkeit gegeben haben. 1171 bestätigte Papst Alexander III der Probstei Seckau unter anderem „ein Gut im Jauntal und einen Berg, wo man Silber und Blei gewinnt mit allem Recht“. Die Lage dieses Bergbaues wurde von JAKSCH im Bereich Topitza-Oistra vermutet, WUTTE hingegen bringt damit den Hochobir in Verbindung. Da jedoch weder die Bleierze des Hochobir noch der Topitza-Oistra nennenswerte Silbergehalte aufweisen, sind damit wohl die alten Bergbaue im Bereich östlich von Eisenkappel gemeint, die innerhalb des Eisenkappeler Diabaszuges liegen.

Die älteste Urkunde über Bergbau im Hochobir-Massiv ist um 1586 datiert und erwähnt einen Bergbau „in der Plasnig ob Rechberg“. Im Jahre 1696 verkaufte Johann Wilhelm Graf von Attems dem Abt zu St Paul seine „Bleierzgruben in dem hohen Obir“ (WIESSNER, 1951). Die Hauptabbauperiode der Bleierze im Hochobir-Massiv dauerte von ca. 1750 bis zum Ausbruch des 1. Weltkrieges. In den Jahren 1924 bis 1930 wurden der Ebriach-Unterbaustollen und der Türkenschanzstollen aufgeföhren, die letzte Aufschlußperiode dauerte von 1938 bis 1941 (JAHNE, 1929; HOLLER, 1977; TORNQUIST, 1930).

Die Blei-Zink-Vererzung ist ganz ähnlich wie in den Gailtaler Alpen (Bleiberg-Kreuth etc.), Windisch-Bleiberg und Petzen an den hangenden Wettersteinkalk gebunden, der auch als „Bleiberger Fazies“ bezeichnet wird. Primärerze sind Bleiglanz und Zinkblende sowie Pyrit und Markasit, als Gangart treten Aragonit, Baryt, Calcit, Dolomit, Fluorit und Quarz auf. Daneben finden sich auch zahlreiche Sekundärminerale (Oxidationsminerale, durch die Verwitterung der Primärerze entstanden), unter anderem Cerussit, Hemimorphit, Vanadinit und Wulfenit.

Die Erze wurden in folgenden Bergbaurevieren abgebaut (Abb. 1):

Im Bereich des ehemaligen Rainer-Schutzhauses unterhalb des Hochobir-Gipfels, auf der Südseite (Pistotnig-Alpe und Fladung), sowie östlich und Nordöstlich des Gipfels (Reviere Seealpe, Möchlinger Alpe, Rechberg, Grafensteiner Alpe, Oberschäffler Alpe und Unterschäffler Alpe).

Karsthöhlen

Ein typisches Merkmal des Hochobir-Massivs sind die teilweise sehr ausgedehnten Karsthöhlen, die ausschließlich im Wettersteinkalk auftreten (JAMELNIK, 1994; HADERLAPP, 1991, LEX, 1923, 1925; TRIMMEL, 1959).

Diese Karsthöhlen entstanden durch die Lösungsverwitterung (Kohlensäureverwitterung) entlang von Bankungsflächen und Störungen (v.a. Klüfte und Spalten).

Kalk und Dolomit sind in reinem Wasser kaum löslich. Das Regenwasser enthält jedoch auch CO₂, und dieses ist für die Lösung des Kalkes verantwortlich. Ein Teil des CO₂-haltigen Niederschlagswassers hydratisiert zu H₂CO₃ (Kohlensäure), diese wiederum bildet mit Kalk Kalziumbikarbonat: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Kalziumbikarbonat ist im Gegensatz zum Kalk (Kalziumkarbonat) in Wasser gut löslich. Kalk wird im Gestein bevorzugt entlang von Klüften und Spalten, auch entlang von Bankungsfugen gelöst, da entlang dieser Flächen das Niederschlagswasser leicht eindringen und zirkulieren kann.

Als Folge der Kalklösung entstehen eine Reihe von Erscheinungsformen, die unter dem Begriff „Karst“ zusammengefaßt werden. Dazu zählen die verschiedenen Oberflächenformen wie Karren und Dolinen, sowie die unterirdischen Karstformen wie Karstschlote, Karstspalten und Karsthöhlen. Die Wässer, die entlang der Karsthohlräume zirkulieren, führen auch Sediment mit sich, was zusätzlich zur Erosion und damit zur Erweiterung der Karsthohlräume führt. Das mitgeführte Sediment wird stellenweise in den Karsthohlräumen abgelagert.

Der im Wasser gelöste Kalk wird meist sehr rasch wieder ausgefällt, und zwar dann, wenn das Wasser CO_2 verliert (z.B. durch Druckentlastung, Erwärmung oder Verdunstung). Dies kann man besonders gut bei Karstquellen beobachten, wo es zur Kalkausfällung kommt. Diese Kalkausfällungen sind als Kalk- oder Quelltuffe bekannt.

Aber auch in den Karsthöhlen und Karstspalten kommt es zur Kalkabscheidung, und zwar sowohl flächenhaft in Form von Wandversinterungen als auch in Form von Tropfsteinbildungen.

Haltepunkt 1: Obir-Tropfsteinhöhlen

Die seit 1991 zugänglichen Obir-Tropfsteinhöhlen im Bereich der Unterschäffler-Alpe, die im Zuge der Bergbautätigkeit aufgefahren und entdeckt wurden, erreichen ein Ausmaß von ca. 5 km.

Beide Formen der Kalkabscheidung, Wandversinterungen und Tropfsteinbildungen, sind in den Obirhöhlen wunderschön ausgebildet. Die Tropfsteine wachsen einerseits von der Decke herunter (Stalaktiten), andererseits aber auch vom Boden in die Höhe (Stalagmiten). Stalaktiten und Stalagmiten können aber auch zu ganz bizarren Tropfsteinsäulen zusammenwachsen.

Tropfsteine wachsen z.T. relativ schnell. Meist bestehen die Sinterbildungen aus Kalzit, seltener aus Aragonit. Durch Verunreinigungen, v.a. Fe und Mn können die Sinterbildungen verschieden gefärbt sein, häufig sind gelbliche, rötliche und bräunliche Farbtöne.

Das Alter der Karsthöhlen im Obirmassiv ist nicht bekannt. Möglicherweise entstanden die Höhlen bereits im Tertiär. Damals war das Klima wesentlich wärmer und feuchter als heute, was auch eine wesentlich intensivere Verwitterung zur Folge gehabt hat. Hinweise auf eine intensive tertiäre Verwitterung liefern uns die Augensteinbildungen und Bohnerze, die auch in den Karawanken vereinzelt zu finden sind.

Auch das Alter der Sinterbildung in den Tropfsteinhöhlen ist nicht bekannt, könnte aber durch radiometrische Altersdatierungen ermittelt werden.

Haltepunkt 2: Ebriachklamm; Pillow-Basalte des Eisenkappler Diabaszuges

In der Ebriachklamm sind im Bereich des Diabas-Steinbruches die Pillow-Basalte des Eisenkappler Diabaszuges sowohl im Bachbett als auch im Steinbruch besonders gut aufgeschlossen. Die Pillow-Basalte, die mit massigen Partien wechsellagern, sind in diesem Bereich kaum deformiert und noch sehr gut erhalten. Sie zeigen ein basaltähnliches Gefüge, der Mineralbestand setzt sich aus Albit, Chlorit, Epidot, Kalzit, Ti-reichen Augit und Fe-Oxiden zusammen (LOESCHKE, 1970, 1973, 1983).

Randlich zeigen die Pillows häufig grünlich-gelbe Säume (Chlorit - Epidot). Die Zwickelräume zwischen den einzelnen Pillows sind teilweise mit rötlichem, kieseligem Tiefseesediment (Radiolarit) ausgefüllt. Bislang ist es jedoch nicht gelungen, aus diesen Sedimenten Radiolarien zu gewinnen.

Die chemische Zusammensetzung der Pillow-Basalte entspricht jener von Alkali-Olivin-Basalten. Nach LOESCHKE (1975) und LOESCHKE & HEINISCH (1993) sind es typische „Intraplatten-Alkalibasalte“ ähnlich wie in der Kaser- und Eisenhutschiefer-Serie, Magdalensbergserie und im Grazer Paläozoikum. LOESCHKE & HEINISCH (1993) diskutieren die Entstehung der Pillow-Basalte in Zusammenhang mit Krustendehnung und der Herausbildung des Hochwipfeldflysch-Trogos um Unterkarbon. Zwei radiometrische Altersbestimmungen ergaben ein Alter von ca. 300 Millionen Jahren (Oberkarbon). Dies ist jedoch nicht das primäre Alter der Pillowbasalte, sondern das Alter der variszischen Metamorphose. Die Pillow-Basalte werden von basischen Tuffen und Tuffiten sowie von Tonschiefern und Grauwacken überlagert.

Haltepunkt 3: Fladung, Wettersteinkalk, Bergbauhalden

Der bedeutendste Hauptfelsbildner des Hochobir-Massivs ist der bis zu 1200 m mächtige Wettersteinkalk (Ladin - Unterkarn), der über dem Alpinen Muschelkalk folgt und teilweise auch als Dolomit („Wettersteindolomit“) vorliegt.

Schon im Gelände lassen sich deutlich zwei Faziestypen auseinanderhalten: Wettersteinkalk in

- (a) ungebankter bzw. massiger Ausbildung (Riffschuttfazies) und
- (b) in deutlich gebankter Ausbildung (Lagunenfazies).

Die massigen Kalke der Riffschuttfazies bestehen aus Riffdetritus, d.h. aus verschiedenen großen Bruchstücken, die durch starke Wellentätigkeit und andere Prozesse vom Riff abgebrochen und den Riffabhang hinunter transportiert wurden. Die wichtigsten Riffbildner waren Schwämme und Korallen sowie Algen und *Tubiphytes*, ein Mikrofossil unbekannter systematischer Stellung.

Im allgemeinen geht ein Riff lagunenwärts in die gebankte Lagunenfazies über; beckenwärts verzahnt das Riff mit der Riffschuttfazies, die den Riffabhang darstellt und schließlich in die Beckensedimente (Partnachsichten) übergeht.

Im Hochobir-Massiv konnte eine atollartige Faziesverteilung festgestellt werden. Im Gipfelbereich ist die Lagunenfazies entwickelt, um die Lagune folgt im Süden, Osten und Norden eine Riffzone mit Riffschuttfazies. Das Riff selbst ist allerdings nirgends aufgeschlossen.

Die gebankte Lagunenfazies ist entlang der Hochobir-Alpenstraße im Bereich Fladung aufgeschlossen.

Diese ist vor allem durch Stromatolithen (laminierte Algenmatten) und bis zu 1 m mächtige Kalkbänke charakterisiert, die aus verfestigtem Kalkschlamm und darin enthaltenen Fossilresten (u.a. Foraminiferen) bestehen und auf ruhige Ablagerungsbedingungen hinweisen. Vereinzelt auftretende Oolithbänke zeigen, daß zeitweise der Ablagerungsbereich durch stärkere Wasserbewegung geprägt war.

Die obersten 100 - 120 m des Wettersteinkalkes zeigen eine eigene fazielle Ausbildung, die auch als „Bleiberger Fazies“ oder „Sonderfazies“ bezeichnet wird. Diese ist insofern von Bedeutung, als die Blei-Zink-Vererzungen im wesentlichen an diese Sonderfazies gebunden sind. Diese Bleiberger Fazies zeigt einen zyklischen Aufbau, charakteristisch sind folgende Gesteinstypen:

- „Milchige Bänke“ (Kalkbänke mit Algenmatten),
- „Schwarze Breccien“ (10 - 15 cm dicke Breccienbänke mit 1-2 cm großen, eckigen, schwarzen Komponenten)
- Kalkbänke mit Megalodonten
- Grünlichgraue kalkige Mergellagen.

Diese Sedimente wurden in einem sehr flachen Meeresbereich abgelagert, der zeitweise trocken gefallen ist, was zur Erosion bereits abgelagerter Sedimente und damit zur Entstehung der „Schwarzen Breccien“ geführt hat (BAUER, 1970, 1973; BAUER et al., 1983).

Die Bergbauhalden bieten Fundmöglichkeiten für verschiedene Minerale, u.a. wurde von hier Greenockit beschrieben.

Haltepunkt 4: Raibler Schichten im Bereich der letzten Kehre der Hochobir-Alpenstraße

Die über dem Wettersteinkalk liegenden Raibler Schichten (Karn) sind im Hochobir-Massiv recht weit verbreitet, allerdings sind vollständige Profile nicht bekannt. Gute Aufschlüsse finden sich in der Umgebung der Eisenkappler Hütte, insbesondere im Bereich der letzten Kehre der Hochobir-Alpenstraße südöstlich der Eisenkappler Hütte. Bei der Brücke über die Vellach nördlich der Türkenschanze sind beispielsweise die erste Karbonatabfolge und der zweite Schieferhorizont gut aufgeschlossen.

Generell sind die Raibler Schichten der Nordkarawanken ganz ähnlich ausgebildet wie in den Gailtaler Alpen. Sie zeigen einen ausgeprägten zyklischen Aufbau aus 3 Schieferhorizonten und 3 jeweils darüberfolgenden Karbonatabfolgen. Im Idealfall erreichen die Raibler Schichten eine Mächtigkeit von ca. 280 m (KRAUS, 1969; KISTEN et al., 1990).

Die Schieferhorizonte bestehen aus tonig-siltigen Sedimenten mit vereinzelt zwischengeschalteten feinkörnigen Sandsteinen und fossilreichen Kalkbänken. Stellenweise sind in den Schieferhorizonten auch Fossilien, v.a. Brachiopoden und Muscheln enthalten, worüber bereits PENECKE (1884) berichtet. Die Karbonatabfolgen bestehen aus gebankten Flachwasserkalken. Charakteristisch für die Raibler Schichten sind Onkolithe und Oolithe, sowie Kalkbänke, die reichlich Foraminiferen enthalten.

Der mehrmalige Wechsel von Schiefer und Karbonat wird durch zyklische Meeresspiegelschwankungen erklärt. Bei steigendem Meeresspiegel werden klastische Sedimente vom Küstenbereich durch Stürme aufgearbeitet und auf die Karbonatplattform verfrachtet, bei sinkendem Meeresspiegel läßt die Zufuhr an klastischem Material nach und es werden Flachwasserkalke abgelagert, die schließlich eine Karbonatplattform aufbauen.

Haltepunkt 5: Bergbau-Halden im Bereich der Eisenkappler Hütte (Seealpe)

Die Blei-Zink-Vererzungen sind obertage nicht aufgeschlossen. Ausgedehnte Halden oberhalb der Eisenkappler Hütte (Seealpe) entlang des Steiges zum Hochobir zeugen jedoch von einer einst regen Bergbautätigkeit in diesem Revier (Revier Seealpe).

Nach den Aufnahmen von HOLLER (1977) sind die Vererzungen ausschließlich an den obersten Wettersteinkalk gebunden. Es handelt sich um schichtige, lagerförmige und kluftgebundene Pb-Zn-Mineralisationen. Rund 80 % der Erze sind an das Lager III, 23 m unter dem 1. Raibler Schieferhorizont, gebunden, die restlichen 20 % auf das Lager IV, ca. 28 m unter dem 1. Raibler Schieferhorizont.

Die primären Erze sind Bleiglanz (Galenit) und Zinkblende (Sphalerit) sowie Pyrit und Markasit. Als Gangart finden sich Aragonit, Kalzit, Dolomit, Baryt, Fluorit und Quarz. Interessant sind die zahlreichen sekundären Oxidationsminerale, die im Haldenmaterial vielerorts zu finden sind: Cerussit, Descloizit, Gips, Greenockit, Hemimorphit, Hydrozinkit, Limonit, Melanterit, Schwefel, Smithsonit, Vanadinit, Willemit und Wulfenit (NIEDERMAYR & PRAETZEL, 1995).

Am interessantesten sind die alten Bergbauhalden der Oberschäftleralpe (Adolf-Stollen bzw. Adolf-Zubau), wo u.a. Vanadinit und Descloizit zu finden sind (STEFAN, 1984). In den nördlichen Erzrevieren (Grafensteiner Alm, Hochobir, Schäftler Alpe) dominieren Bleiglanz und Baryt, in den südlichen (Fladung, Pistotnik Alpe) ist dagegen Zinkblende häufiger. Vom Revier Möchlinger Alpe konnte das Zn-Silikat Willemit, das dort in bis zu 1 mm großen Kristallen vorkommt, erstmals in Österreich nachgewiesen werden (WALTER & POSTL, 1983).

Das Revier Hochobir ist bekannt für die dort in den Halden vorkommenden, schön ausgebildeten, bis 1 cm langen, dunkelrötlichbraunen, prismatischen Vanadinitkristalle (NIEDERMAYR & PRAETZEL, 1995).

Literatur

- BAUER, F.K. (1981): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Ostteil, Blatt 1, 2, 3 (1:25.000). - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BAUER, F.K. (1970): Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. - Jb. Geol. B.-A., 113, 189-245, Wien.
- BAUER, F.K. (1973): Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. - Veröff. Univ. Innsbruck, 86 (Heißel-Festschrift), 1-23, Innsbruck.
- BAUER, F.K. (1984): Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes. - Jb. Geol. B.-A., 127, 289-297, Wien.
- BAUER, F.K., CERNY, I., EXNER, Ch., HOLZER, H.-L., van HUSEN, D., LOESCHKE, J., SUETTE, G. & TESSENHORN, F. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken 1:25.000, Ostteil. - Geologische Bundesanstalt, Wien, 86S.

- BAUER, F.K. & SCHERMAN, O. (1984): Das Periadriatische Lineament in den Karawanken. - Jb. Geol. B.-A., 127, 299-305, Wien.
- CERNY, I. (1977): Zur Fazies- und Blei/Zink-Verteilung im „Anis“ der Karawanken. - Carinthia II, 167/87, 59-78, Klagenfurt.
- CERNY, I. (1978): Geochemie „anisischer“ Sedimentgesteine in den Nordkarawanken (Raum Eisenkappel, Kärnten). - Carinthia II, 168/88, 55-70, Klagenfurt.
- EXNER, Ch. (1972): Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. Mitt. Geol. Ges., 64, 1-108, Wien.
- HADERLAPP, P. (1991): Obir-Tropfsteinhöhlen. - Carinthia II, 181/101, 181-190, Klagenfurt.
- HOLLER, H. (1977): Ergebnisse der zweiten Aufschlußperiode (1938 - 1941) beim Blei-Zink-Erzbergbau Eisenkappel in Kärnten (Hochobir, östliche Karawanken) unter besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse. - Carinthia II, 167/87, 31-52, Klagenfurt.
- HOLZER, H.-L. & POLTNIG, W. (1980): Erster Nachweis einer Radialplatten-Fossilagerstätte der Schwebcrinoide Saccocoma im obersotalpinen Malm (Ostkarawanken, Kärnten). - Carinthia II, 170/90, 201-216, Klagenfurt.
- HUSEN, D.van (1976): Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. - Carinthia II, 166/86, 113-126, Klagenfurt.
- JAHNE, L. (1929): Geschichtliche Entwicklung der Bergbauten am Hochobir. - Montanist. Rdsch., 21, 1-7, 37-41, 53-62, Berlin-Wien.
- JAMELNIK, O. (1994): Neue Höhlen im Obirgebiet. - Carinthia II, 184/104, 77-92, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1932): Karawankenstudien III. Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiet der Karawanken. - Centralbl. Min. Geol. Abt. B., 1932, 115-121, Stuttgart.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. - Carinthia II, Sonderheft 16, 78 S., Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1955): Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. - Geol. Rdsch., 43, 169-176, Stuttgart.
- KISTEN, Ch., KUSS, J. & HENDRIKS, F. (1990): Sedimentologische Untersuchungen der Raibler Schichten (Karn) in den Nordkarawanken/Kärnten. - Carinthia II, 180/100, 603-631, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1996): Die Trias in Kärnten. - Carinthia II, 186/106, 33-94, Klagenfurt.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen. - Jb. Geol. B.-A., 112, 81-152, Wien.
- LEX, F. (1923): Die Tropfsteinhöhlen in der Unterschäffleralpe. - Carinthia II, 112/113, 5-8, Klagenfurt.
- LEX, F. (1925): Die Tropfsteinhöhlen in der Unterschäffleralpe. - Carinthia II, 114/115, 14-17, Klagenfurt.
- LOESCHKE, J. (1970): Zur Geologie und Petrographie des Diabaszones westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). - Oberrhein. Geol. Abh., 19, 73-100, Karlsruhe.
- LOESCHKE, J. (1973): Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. - Neues Jahrb. Mineral. Abh. 119, 20-56.
- LOESCHKE, J. (1975): Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. - Geol. Rundsch. 64, 62-74.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Paleozoic Volcanism of the Eastern Alps and Its Paleotectonic Significance. - In: J.F. von RAUMER & F. NEUBAUER (eds), Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 441-455, Springer-Verlag, Berlin.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J. (1971): Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). - Z. dt. Geol. Ges., 122, 145-156, Hannover.

- NIEDERMAYR, G. & PRAETZEL, I. (1995): Mineralien Kärntens. - Naturwiss. Ver. Kärnten, Klagenfurt, 232S.
- PENECKE, K.A. (1884): Aus der Trias von Kärnten. 2. Fauna der Torer Schichten des Hochobirs und Kofflergrabens. - Verh. Geol. R.-A., 1884, 382-384.
- POLINSKI, R.K. & EISBACHER, G.H. (1992): Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps. - Journal of Structural Geology, 14, 1203-1213.
- STEFAN, F. (1984): Exkursion 5 bzw. 15: Obir, Oberschäffleralpe (Heinz-Meixner-Gedächtnistagung). - Der Karinthin, 91, 187-193, Klagenfurt.
- STINI, J. (1934): Zur Kenntnis der Hochfläche von Rückersdorf (Kärnten). - Jb. Geol. B.-A., 84, 1-12, Wien.
- STINI, J. (1938): Deckenbau und Ost-West-Schub im Obirgebirge (Kärnten). - Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 74, 216-218, Wien.
- STINI, J. (1938): Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). - Carinthia II, 168/48, 34-50, Klagenfurt.
- TELLER, F. (1887): Die Triasbildungen der Koschuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailtaler Dolomites des Vellachtales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. - Verh. Geol. R.-A., 1887, 261-268, Wien.
- TELLER, F. (1888): Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. - Verh. Geol. R.-A., 1888, 110-117, Wien.
- TELLER, F. (1898): Erläuterungen zur Geologischen Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 83, Eisenkappel und Kanker. - Verh. Geol. Reichsanstalt Wien, 142S.
- TORNQUIST, A. (1930): Die Erzlagerstätten der Nordkarawanken und ihres Vorlandes. - Carinthia II, Sonderheft 1, 43-54, Klagenfurt.
- TRIMMEL, H. (1959): Beobachtungen aus den Tropfsteinhöhlen bei der Unterschäffleralpe im Hochobir (Kärnten). - Die Höhle, 10, 25-33, Wien.
- WALTER, F. & POSTL, W. (1983): Willemit von der Möchlinger Alpe, Obir, Kärnten. - Der Karinthin, 88, 31-33, Salzburg.
- WIESSNER, H. (1951): Geschichte des Kärntner Bergbaues, II. Teil: Geschichte des Kärntner Buntmetallbergbaues mit besonderer Berücksichtigung des Blei- und Zinkbergbaues. - Arch. f. vaterländ. Gesch. u. Topogr., 36/37, Klagenfurt.