

ge Meta-Keratophyr-Tuffe. Vererzungen der Marmore wurden in mehreren Stollen abgebaut.

Die Talung bei den Kraiger Schlössern stellt die ehemalige periphere Abflußrinne entlang des Eisstromes im Glantal dar, die heute nur von einem sehr kleinen Gerinne benützt wird. Als an der Höhe zwischen Kulm und Freiberg der Eisrand lag, wurde sie von den Schmelzwässern durchströmt, die dann entlang der Endmoräne nördlich Kraig nach Osten abflossen.

B7 Kraiger See (van Husen)

Beim Wasserreservoir ist ein niedriger Moränenwall zu erkennen, der den Kraiger See umfaßt. Von ihm geht das breite Tal unterhalb Kriebel aus, das anzeigt, daß von der aktiven Eiszunge noch ein Abfluß nach Norden zur Wimitz und von hier nach Osten zur Gurk erfolgte. Der Kraiger See selbst ist ein Toteisloch in der Eisrandterrasse von Überfeld, die sedimentiert wurde, als der Eisrand weiter zum Glantal hin zurückgewichen war.

B8 Puppitsch – Schloß Hunnenbrunn bei Zensweg (van HUSEN)

Unterhalb der Eisrandterrasse bei Puppitsch (die Kiesgrube an der Staße zeigt schöne Deltaschüttung des groben, sandreichen lokalen Kiesmaterials, das wenig erratische Geschiebe enthält) erstreckt sich eine weite Mulde, die ein deutliches Gefälle von SW nach NE aufweist und ein ehemaliges kurzfristiges, peripheres Abflußtal darstellt. Sie wird von einer ebenen Fläche (Felder) begrenzt, der im SE ein Wall (Wald) aufsitzt. In der ehemaligen Kiesgrube oberhalb Hunnenbrunn ist die Sedimentabfolge aufgeschlossen. Der basale Anteil besteht überwiegend aus groben Sanden und Feinkiesen, die mit ca. 20° nach NE einfallen. Sie stellen eine feinkörnige Füllung eines Eisstausees (fore set) dar, die sehr rasch (climbing ripples) erfolgte. Überlagert werden diese Delta-schichten von horizontal geschichteten, wesentlich gröberen sandreichen Kiesen, die dieselbe Zusammensetzung (Gesteine der näheren Umgebung) aufweisen. Sie stellen das top set der Verfüllung des Sees dar, dessen Spiegel im Niveau der Ebenheit (Felder) lag. Überlagert werden diese lokalen Ablagerungen von Moränenmaterial, das den Wall (Wald) aufbaut. Es ist dies eine feinkornreiche Moräne, die viele gut bearbeitete und gekritzte Geschiebe und viel erratisches Material führt. Sie ist besonders in den liegenden Anteilen hoch konsolidiert. Abgelagert wurde sie vom Gletscher im Glantal (Draugletscher), als dieser die Eisrandterrasse während einer Oszillation noch randlich überfahren hat, wobei es kaum zu einer Aufarbeitung und Erosion der liegenden Sedimente kam (scharfe Grenze). Nur die Ansammlung grober Blöcke unter der Moräne am NE-Ende des Aufschlusses dürfte die Füllung einer Erosionsrinne sein, die während des Vorstoßes unmittelbar am Eisrand erfolgte.

B9 Breitenstein (THIEDIG)

Ungefähr 500 m westlich von Breitenstein liegt oberhalb des Feldweges nach Pörlinghof einen Crinoidenfundpunkt aus der Phyllit-Gruppe (Murauer Decke, Oberostalpin).

Bei dem Crinoiden-führenden Marmor handelt es sich um eine Wechsellagerung von bis zu 5 cm dicken, gelb verwitternden Karbonatlagen und dünnen (max. 1 cm)

phyllitischen Zwischenlagen. Die Crinoiden treten gehäuft, z.T. noch im Verband auf. Größere Einheiten sind durch die Schieferung Geldrollen-artig zerschert.

Aufgrund der Crinoiden wird ein devonisches Alter der Gesteine angenommen.

Etwa 700 m südlich bei Steinbrücken wird der Crinoidenmarmor von weißen, massigen Marmoren unterlagert.

B10 Wh. Lindenwirt (van HUSEN)

Im Westen ist die Hochfläche "Auf der Eben" gut zu erkennen, die wahrscheinlich Stauschotter der älteren Vereisungen (Riß, Mindel) darstellen, als der Draugletscher mächtiger war als zur letzten Eiszeit. Südlich davon schließt das Hügelland des Wolscharter Waldes an, dessen Nordrand auch ungefähr die Erstreckung des Draugletschers markiert. Dieser dürfte nur zur Zeit des Maximalstandes deutlich über diese Grenze nach N ins Krappfeld vorgedrungen sein.

Im Krappfeld wurde hauptsächlich vom Murgletscher im N ausgehend die Niederterrasse geschüttet, die das Becken bis auf das Niveau Althofen-Lind auffüllte. Die tieferen Terrassenstufen entlang der Gurk dürften Erosionsstufen aus dem beginnenden Spätglazial darstellen.

B11 Stbr. Aich (SCHÖNLAUB)

Der Steinbruch Aich liegt ca. 500 m NNW von Treibach-Althofen. Zu erreichen ist er über die Straße von Treibach nach Hirt sowie einen Feldweg, der ca. 150 m hinter der Ortsgrenze bei einem Gehöft nach rechts abzweigt.

Der Steinbruch Aich stellt die Typlokalität der Althofener Fazies des oberostalpinen Paläozoikums dar. Im Gegensatz zur Magdalensberg-Fazies mit mächtigen Vulkanit- und Tonschieferfolgen wird die Althofener Fazies überwiegend von karbonatischen Gesteinen aufgebaut. Das im Steinbruch erschlossene Profil wurde eingehend von SCHÖNLAUB (1971) untersucht (Abb. B11/1 und B11/2) und später in seinem Umfang durch BUCHROITHNER (1979) bzw. HERZOG & NEUBAUER (1985) ergänzt.

Die Schichtfolge des Steinbruches reicht vom Obersilur (Pridoli) bis ins Unterkarbon (cullß).

Die Althofener Gruppe beginnt mit dem Möblingkalk/Dolomit, dunklen zt. laminierten Kalken mit Biogendetritus und hellen, gelblichgrauen Dolomiten. Darüber folgen nach einer Schichtlücke gut gebankte Kalke der Unteren Althofener Schichten. Neben Hornstein-führenden Kalken treten Flaser- und Bänderkalke, in zwei Horizonten Crinoidenschuttkalke auf. Häufig sind schwarze Mergelschiefer eingeschaltet.

Über den Unteren Althofener Schichten folgen die massigen Althofener Biogenschuttkalke mit gehäuft auftretendem Crinoiden-Detritus. Sie werden transgressiv von der Althofener Breccie überlagert, die u.a. Aufarbeitungsprodukte der unteren Einheiten enthält. Die Oberen Althofener Schichten bestehen aus geringmächtigen dünnblättrigen mikritischen Kalken mit tonigen Zwischenlagen, die nach oben hin in graue Tonschiefer übergehen. Durch eine Störung vom übrigen Profil abgetrennt, in der Umgebung des Aufschlusses aber nachweislich konkordant, folgt im Hangenden eine Schichtfolge aus grauen kieseligen Tonschiefer und Lyditen. Außerhalb des Steinbruches wird die Schichtfolge von 50 m mächtigen Grauwacken abgeschlossen.