

## Anmerkungen zur Geologie des Landkreises Deggendorf

Heinz Josef Unger

### 1. Geographische Übersicht

Der Landkreis Deggendorf liegt im östlichen Teil des Regierungsbezirkes Niederbayern südlich und nördlich der Donau. Er überdeckt eine Fläche von 860,16 km<sup>2</sup> und hat eine Einwohnerzahl von 101 258 (Bayer. Jb. 1991).

Naturräumlich beinhaltet der Landkreis Deggendorf unterschiedliche Landschaftsformen, die gleichzeitig die geologische Gliederung vorgeben (von Süden nach Norden): Beginnend im Unteren Vilstal um Gergweis wird, über die Höhen des Zwischenrückens zwischen dem Vilstal und dem Donautal mit der Ortschaft Forsthart, die weite Verebnung des östlichen Dungaues erreicht. Auf dieser fruchtbaren, Löß-bedeckten Fläche des südöstlichen Gäubodens liegen die Städte Osterhofen und Plattling sowie die Ortschaften Buchhofen, Ottmaring und Langenisarhofen. Die Isar durchschneidet dieses Gebiet von Südsüdwest nach Nordnordost und mündet südöstlich von Deggendorf in die Donau.

Nordwestlich der Isar liegen auf den Löß-bedeckten Terrassen die Ortschaften Mainkofen und Stephansposching. Aus dieser Terrassenlandschaft ragt südlich der Donau der Kristallinstock des Natternberges als markante Landmarke heraus.

Großregional liegen diese Talandschaften von Donau und Isar im südöstlichen Teil des Straubinger Beckens, das über 80 km hinweg zwischen Regensburg und Pleinting von der Donau durchströmt wird. Im südöstlichen Teil des Beckens, auch Dungaue genannt, der zum größten Teil zum Landkreis Deggendorf gehört, verzahnen sich die quartären Ablagerungen von Donau und Isar und bilden mit ihren holozänen Ablagerungen weite Verebnungsflächen.

Über die Donau nach Norden setzen sich die im Süden weitflächigen Flußterrassen nur in einem schmalen Streifen fort. Hier liegt Deggendorf und nordwestlich davon Metten. Die Donau strömt hier fast am Rande der von Norden herabreichenden Vorberge des Bayerischen Waldes, in diesem Falle des Vorwaldes. Mehrere Täler führen von der Donau weg nach Norden in den Vorwald hinein. Die größten sind (von West nach Ost): Das Bernrieder Tal gegen den Rauhen Kulm (1050 m), das Kollbachtal von Deggendorf aus nach Norden gegen Gotteszell und die Hengersberger Ohe gegen Lalling.

Der Einödriegel (1121 m) und der Breitenauriegel (1114 m) sind die höchsten Punkte des Landkreises Deggendorf, der tiefste Punkt liegt im Donautal um 310 m NN. Im Vorwald liegen folgende größere Ortschaften: Bernried, Edenstetten, Mietraching, Schaufling, Auerbach, Schöllnach und Lalling.

Die Ortschaften Niederalteich und Hengersberg liegen nördlich der Donau, er-

stere direkt am Strom, letztere am westlichen Rand der sich nach Osten erstreckenden sog. Hengersberger Tertiärbucht.

*Verkehrstechnisch* ist der Landkreis Deggendorf in seinem südlichen und mittleren Abschnitt durch Autobahnen und Bahnlinien, im gesamten durch ein dichtes, gut ausgebautes Straßennetz bestens erschlossen.

*Klimatisch* liegt der Landkreis Deggendorf in folgenden Klimazonen (von Süden nach Norden): Niederbayerisches Tertiärhügelland (Höhenlage 330–510 m NN, Niederschlag 700–800 mm/Jahr), östlicher Dungau (Höhenlage 380–420 m NN, Niederschlag 750–800 mm/Jahr), Regensburg-Straubinger Donaugau und Unteres Isartal (Niederschläge 650–800 mm/Jahr) und Vorderer Bayerischer Wald (Höhenlage 380–1120 m NN, Niederschlag 800–1200 (–1400) mm/Jahr).

## 2. Geologische Übersicht

Die naturräumliche Gliederung deckt sich im großen und ganzen mit den geologischen Gegebenheiten (vom Ältesten zum Jüngsten): Den Vorwald bauen kristalline Gesteine präkambrischen Alters auf. Die weit nach Norden in den Vorwald hineinreichenden Täler zur Donau sind mit Braunkohlentertiär verfüllt, ebenso die Hengersberger Tertiärbucht. Den Zwischenrücken zwischen Donau- und Vilstal bauen Sedimente miozänen Alters (Tertiär) als östlichste Ausläufer des Tertiärhügellandes Niederbayerns (Molasse) auf und die Flußtäler von Vils, Isar und Donau begleiten z. T. weitflächige quartäre Terrassen, die besonders entlang der Donau von mächtigem Löß bedeckt sind.

Eine kurze Beschreibung der anstehenden Gesteine des Landkreises Deggendorf soll, analog zur Legende der Karte (vgl. Beilage), vom Ältesten zum Jüngsten erfolgen.

### 2.1. Präkambrische Metamorphite und Magmatite der Böhmischen Masse

Die hochmetamorphen Gesteine des Moldanubikums nördlich von Deggendorf werden von jüngeren, meist granitischen Eruptivgesteinen durchsetzt. Das flächenmäßig am weitesten verbreitete, metamorphe Gestein im Landkreis Deggendorf ist der sog. *Perlgneis*, den im wesentlichen Biotit, Plagioklas und Quarz aufbauen. Seinen Namen erhielt er nach den 1–2 mm großen Plagioklasblasten, die als weißlich-trübe „Perlen“ im Gestein regellos aufgesproßt sind. In diesen Perlgneis eingeschlossen können Linsen von Metamorphiten anderer mineralogisch-chemischer Zusammensetzung als die Perlgneise oder ähnlicher bzw. gleicher mineralogisch-chemischer Zusammensetzung, jedoch mit einer abweichenden Gefügeprägung, auftreten.

*a. Metamorphite mit abweichendem Chemismus*

Dabei handelt es sich nach SCHREYER (1967: 77) um Plagioklas-Amphibolite, Granat-Metaaplite, Orthogneise und Granat-Cordierit-Biotit-Sillimanit-Gneise, die sich zu schmalen, oft kilometerlangen, Nordwest-streichenden Zügen zusammenschließen und, unter Abnahme der Mineralien Granat, Cordierit und Sillimanit allmählich in Perlgneise übergehen können.

*b. Metamorphite mit ähnlichem Chemismus wie die Perlgneise, jedoch abweichendem Gefüge*

Dazu gehören Bänder- oder Lagengneise, Migmatite sowie sehr feinkörnige, dichte Gneise. Der Mineralbestand dieser Gesteine ist im wesentlichen Biotit, Plagioklas, Quarz und untergeordnet Kalifeldspat. Die Bänder- und Lagengneise können häufig eng verfälet sein.

Die einen großen Teil des nördlichen Landkreisgebietes bedeckenden *Perlgneise* entstanden durch tektonische Umprägung älterer Gesteine, wobei das ursprüngliche Interngefüge weitgehend ausgelöscht wurde. Unter dem Mikroskop zeigen sie ein granoblastisches Gefüge, wobei alle Übergänge von einem schwachen Lagenbau bis zu einer richtungslos körnigen Textur möglich sind.

*Petrographisch* handelt es sich um Biotit-Plagioklas-Metablastite mit einem hohen Homogenisierungsgrad, der auf eine Durchmischung während eines mechanischen Mylonitisierungsvorganges mit anschließender Mineralneubildung zurückzuführen ist (FISCHER 1959). Dabei (oder später) führten hohe Temperaturen zur Entstehung der Mineralparagenese Biotit, Plagioklas, Quarz und untergeordnet Kalifeldspat.

Die Perlgneise dieses Gebietes zeigen flache, WNW-streichende Achsen und konstant nach NNE einfallende S-Flächen.

Das Alter der überprägenden Tektonik an den Perlgneisen ist nach SCHREYER (1967: 79) mit 335 Mill. Jahren frühvaristisch (Unterkarbon), ihr Entstehungsalter dürfte präkambrisch sein (älter als 590 Mill. Jahre).

Die in die Perlgneise eingelagerten *Granodioritkörper* zeigen unregelmäßige Form und können auch in diskordantem Kontakt zum Perlgneis lagern. Ihr Mineralbestand ist mit Biotit, Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat (letzterer häufiger) dem des Perlgneises ähnlich (siehe dazu LIST 1967: 89 ff), mit dem er über bis zu mehreren 100 Metern breiten Übergangszonen verbunden ist. Nach SCHREYER (1967: 78) handelt es sich bei diesem „Granodiorit“ nicht um ein Intrusivgestein, sondern um einen unter sehr hohen Temperaturen mobilisierten und weitgehend homogenisierten, eventuell primär bereits kalireicheren Perlgneis. Sein Name muß daher richtigerweise Paraganodiorit lauten. Die Vorsilbe Para- ist ein Zeichen für den sedimentären Ursprung dieses Gesteins.

Die Perlgneise östlich und südöstlich von Deggendorf werden von jüngeren,

fein- bis grobkörnigen Ganggraniten diskordant durchschlagen, die meist NNE streichen und steil einfallen, also der Q-Richtung zum regionalen Faltenbau der jüngeren Tektonik folgen. Der Mineralbestand umfaßt Biotit, Muskowit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, was sie als „normalgranitisch“ ausweist, doch können auch etwas mehr basische, biotitreiche sowie jüngere saure, aplitische Modifikationen auftreten.

Die Ganggranite sind jünger als der „Granodiorit“. Nahe der Donau (also nahe am Donaurandbruch) sind die Ganggranite häufig blastomylonitisch verschliffen, was als Beweis postgranitischer tektonischer Bewegungen, die den heutigen Südtail des Moldanubikums erfaßt hatten, gedeutet wird (SCHREYER 1967:80).

Westlich von Deggendorf lagert ein Granitmassiv, das SCHREYER (1967: 81) als Mettener Massiv bezeichnete, dessen Aufbau im Detail aus beiliegender Übersicht (Abb. 1) ersichtlich ist.

Südlich der Donau tritt das Grundgebirge nur noch in dem 70 m über die Donauebene herausragenden *Natternberg* zutage.

*Petrographisch* handelt es sich dabei um feinschiefrigen, stark verwürgten Grünschiefer-Blastomylonit (SCHREYER 1967: 82) mit einem Mineralbestand aus Chlorit, Hellglimmer, saurem Plagioklas und Quarz (myD in der Karte) wahrscheinlich spätvaristischen Alters.

#### 2.1.1. *Zur Entstehung der Metamorphite und Magmatite nördlich von Deggendorf*

Rückschlüsse aus dem petrochemischen Bestand der heute vorliegenden Gesteine legen den Schluß nahe, daß als Ausgangsgesteine der heutigen Gneise Tonschiefer, Grauwacken und vulkanische Tuffe in Frage kommen. Diese vermutlich präkambrisch abgelagerten Gesteine (älter als 580 Mill. Jahre) wurden während einer ersten, prävaristischen (kaledonischen) Orogenese (vor etwa 440 Mill. Jahren) zur typisch moldanubischen Gesteinsfamilie mit Cordieritgneisen, Biotit-Plagioklasgneisen, Kalksilikatfelsen und Amphiboliten umgewandelt (metamorphosiert). Eventuell führte diese Orogenese bereits zu einer teilweisen Mobilisation der leukokraten (hellen) Gesteinsbestandteile.

In einer weiteren, varistischen Orogenese (zwischen 360–250 Mill. Jahren vor heute, im Karbon-Perm) wurden dann diese bereits hochmetamorphen Gneise unterschiedlicher Fazies in einer großen, herzynisch (SE-NW) streichenden Bewegungszone verschliffen und dabei zu den eintönigen Perlgneisen, wie sie heute vorliegen, umgewandelt. Reste von älteren, nicht vollständig umgesetzten Gesteinen schwimmen als linsige Einschlüsse in den Perlgneisen.

Vieles spricht dafür, daß die „Granodiorite“ ebenfalls dieser varistischen Orogenese entstammen. Nach LIST (1967: 91) scheint dabei eine Granitisation in situ stattgefunden zu haben, wobei die „Granodiorite“ den nächst höheren Meta-

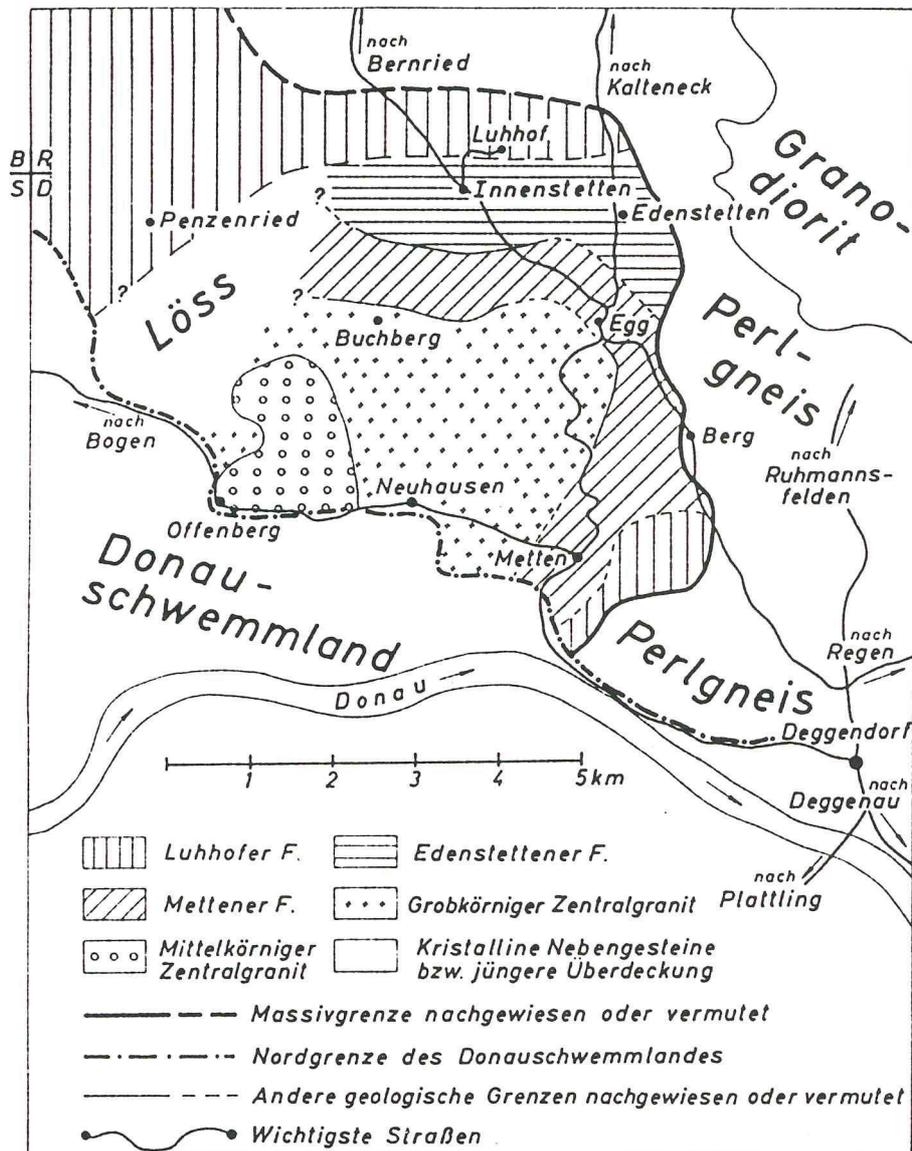


Abb. 1:  
 Geologische Schemakarte des Mettener Granitmassivs in seinen im großen und ganzen etwa konzentrisch verteilten verschiedenen Granittypen. Intrusive Nordgrenze des Massivs nach LIST (1961); die intrusive Südgrenze ist vom Donauschwemmland überdeckt. Aus: W. SCHREYER 1967: 80.

morphosegrad darstellen. Sie dürften denselben Ausgangssedimenten wie die heutigen Perlgneise entstammen. Diese letztgenannte Metamorphose dürfte unter Zufuhr von Alkalien abgelaufen sein, ohne daß jedoch eine nennenswerte Verflüssigung des „Granodiorits“ eintrat.

Die Ganggranite dürften im Spätstadium der varistischen Orogenese intrudierte echte Schmelzen sein. In dasselbe genetische Muster gehören die basischen bis intermediären Intrusiva. Sie alle intrudierten während der ausklingenden Tektonik vor etwa 280 Mill. Jahren (im Perm) und wurden in unterschiedlich starkem Maße noch damals tektonisch überprägt.

Der Pfahlquarz und die Quarzgangschwärme entstanden vor etwa 250 Mill. Jahren (an der Grenze Paläozoikum zu Mesozoikum) und sind somit die jüngsten sauren, magmatischen Gesteinsbildungen\*.

## 2.2 Oberer Jura — Malm Alpha bis Beta — Mitteloxford

Als einziges Jura-Vorkommen im Landkreis Deggendorf stehen im Flintsbacher Steinbruch massige und gebankte Kalke des Mitteloxford (Unterer Teil des Ober-Jura, Malm) an. Die Verbreitung der zutage anstehenden und im Abbau befindlichen Jura-Gesteine und einzelner Reste von oberkretazischen Sandsteinen (Turon) zeigt die beiliegende Übersicht nach GRÖSCHKE & FAY (1981: 136) (Abb. 2).

Sprengungen im Steinbruch Flintsbach im Mai 1979 an der Ostwand (Punkt A in Abb. 2) legten unter den oberjurassischen Kalken noch mitteljurassische Sedimente folgender Fazies frei (GRÖSCHKE & FAY 1981: 135–138) (Abb. 3) (von unten nach oben):

- 12,0 m Quarzarenit, feinkörnig, karbonatisch gebunden, fossilarm.  
Alter: Dogger Gamma (Unteres Bajoc).
- 3,5 m Kalk, massig, dunkelgrau, nach der Fauna (u. a. *Sigaloceras calloviense* (Sow.) ist das Alter: Dogger Epsilon (Unter-Callov).
- 0,6 m Eisenoolith mit 3 cm mächtiger Tonzwischenlage.  
Alter: Mittleres bis oberes Callov
- Schichtlücke (vom Verfasser ergänzt) -----
- 6,0 m Kalk, grob gebankt, gelblichgrau, stellenweise schwach glaukonitisch, splitterig brechend (unter dem Mikroskop: Biomikrit bis Biomikrosparit), mit Mikrofauna. In den Hornstein-freien Kalken dieser unteren Kalklage treten unregelmäßig verteilt Sandstein-Einschaltungen auf. Es handelt sich um einen hellgrauen, grobkörnigen Sandstein, karbonatisch oder kieselig gebunden. GRÖSCHKE & FAY (1981:137) stellen

\* Herrn Kollegen Dr. W.-D. OTT wird herzlich für die kritische und ergänzende Durchsicht des Kapitels 2.1. gedankt.

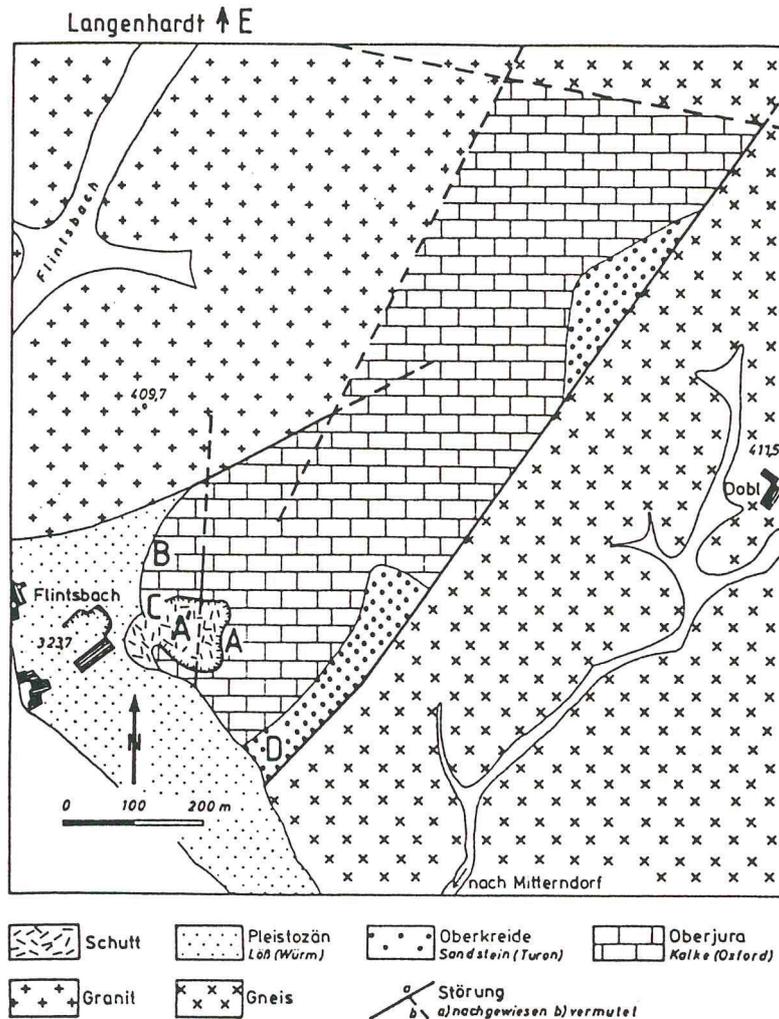


Abb. 2:  
 Geologische Karte der Umgebung von Flintsbach. Die Buchstaben bezeichnen die Lage der Aufschlüsse in den verschiedenen Sandsteinen.  
 A: Oberjura-Sandsteine I (marine Karsthohlraumfüllungen in den Voglarner Schichten).  
 A': Aufschluß im Grenzbereich Voglarner zu Ortenburger Schichten.  
 B: Kleinere Aufschlüsse in Oxford-Kalken.  
 C: Terrestrische Karstspaltenfüllung in Ortenburger Schichten wahrscheinlich unterkretazischen bis cenomanen Alters (Unterkreide-Sandstein).  
 D: Anstehende Bänke mariner oberkretazischer Limonit-Sandsteine (Oberkreide-Sandstein).  
 E: Aufschluß in mitteljurassischen Sandsteinen nördlich des Kartenrandes bei Langenhardt (Mitteljura-Sandstein).  
 Aus: GRÖSCHKE & FAY 1981: 136.

diesen Kalk unter Vorbehalt, da keine faunistische Bestätigung vorliegt, zu den „Voglarner Schichten“ und stufen ihn in das Mittel-Oxford (= Unterer Malm) ein. Nach UNGER (1984: 60) ist Malm Alpha wahrscheinlich.

- 0,03 m Sandstein, mittel- bis grobkörnig, hellgrau.  
14,0 m Kalk, z. T. massig, teils grob gebankt, dicht, weiß mit Hornsteinknollen und Schwamm-Mumien. Kieselnierenkalk.  
Alter: Im Analogieschluß, da Fauna fehlt, Malm Beta.

Die knapp unter der Oberfläche anstehenden Lagen von Knollenhornstein sind nördlich des Flintsbacher Steinbruches leicht durch Graben zu gewinnen. Im Umfeld des Einödhofes Hardt wurden erhebliche Aktivitäten des jungsteinzeitlichen Menschen nachgewiesen (Weißmüller 1991), der sich dort mit dem zur Herstellung von Werkzeugen unersetzlichen Hornstein oder Silex versorgte.

### 2.3. Oberkreide — Unterturon

Östlich des Flintsbacher Juravorkommens, entlang einer Störung, stehen nach GRÖSCHKE & FAY (1981: 136) (Abb. 2) reliktsch oberkretazische Sandsteine des Unterturon an. Auf der Karte konnten diese beiden Vorkommen wegen ihrer geringen Ausdehnung nicht berücksichtigt werden.

### 2.4 Tertiär

Schichten des Tertiärs stehen entlang der Kammlinie des Zwischenrückens zwischen Donau- und Vilstal, in der Hengersberger und Bernrieder Tertiärbucht und in weiteren nach Norden in das Kristallin hinein führenden Tälern an.

#### 2.4.1. Das Tertiär des Zwischenrückens

Die tiefsten aufgeschlossenen Sedimente des Tertiärs sind die *Süßwasserschichten i. w. S.* Unter diesem Überbegriff werden die *Limnischen-* und die *Fluviatilen Süßwasserschichten* zusammengefaßt.

*Petrographisch* handelt es sich bei den Limnischen Süßwasserschichten um schluffige, stark glimmerige, grünlichgraue Mergel mit Fein- bis Mittelsandzwischenlagen, bei den Fluviatilen Süßwasserschichten um rotbraune bis orangefarbene Grobsande bis Feinkiese mit reichlich Muskowit (sog. Kiessande).

Beide Schichtglieder werden maximal 15 m mächtig (UNGER 1983: 33–41). Sie gelangten in einem limnisch-fluviatilen Milieu zwischen dem Ottwang und dem Baden (etwa zwischen 17,5–16 Mill. Jahren vor heute) zur Ablagerung. Sie werden in die Lithozone L 1 der Oberen Süßwassermolasse eingestuft (UNGER 1989).

#### 2.4.2. *Das Tertiär der Hengersberger Tertiärbucht*

Die dem Donaurandbruch (siehe Abb. 4) mehr oder minder nördlich parallel laufende Hengersberger Tertiärbucht wird von bis zu 70 m mächtigen Ablagerungen des sog. *Braunkohlentertiärs* ausgefüllt. Es dürfte sich dabei um mehrere hintereinandergereihte, in das Kristallin eingetiefte Mulden in W-E-Richtung handeln, die mit unterschiedlich alten tertiären Sedimenten, einschließlich mächtigerer Braunkohlenflöze, verfüllt wurden.

Folgende Abfolge wurde südöstlich von Hengersberg erbohrt (von oben nach unten):

27 m Tone, sandig und Sande, fein- bis grobkörnig, weißgrau, kaolinig.

40 m Ton, weißgrau, kaolinig, mit Grobsandzwischenlagen und zwei Braunkohlenflözen (Oberflöz bis 3 m, Unterflöz 13 m mächtig).

3 m Sand, grobkörnig, kaolinig, blaugrau.

Die Braunkohlenflöze keilen zur Donau hin aus. Die Braunkohlen entstanden nach Pollenuntersuchungen aus Erlen- und Sumpfyypressen-Bruchwäldern mit einem mehrfachen Wechsel zwischen feuchtem und trockenem Klima.

Zeitlich dürften diese Ablagerungen den ganzen Zeitraum der Oberen Süßwassermolasse in „Braunkohlentertiär-Fazies“ („Nordfazies“ nach UNGER 1991), also vom Otttnang bis zum Pont (etwa 17,5–7,5 Mill. Jahre vor heute) umfassen. Sie sind zeitlich äquivalent zu den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse weiter im Süden einzustufen, d. h. sie überdecken äquivalent die Lithozonen L 1 bis L 5 der „Südfazies“.

Am Südrand der Hengersberger Tertiärbucht lagern bis zu 30 m mächtige Schotter und Kiese, unsortiert, z. T. tonig, gelbbraun, rotbraun, die eventuell einer pliozänen Donau, die ihren Weg hier durchnahm, zugeordnet werden können. Sie dürften zeitgleich zu den Schottern von Rittsteig, Haarschedl und Königsdobl westlich von Passau anzusetzen sein (BAUBERGER & UNGER 1984).

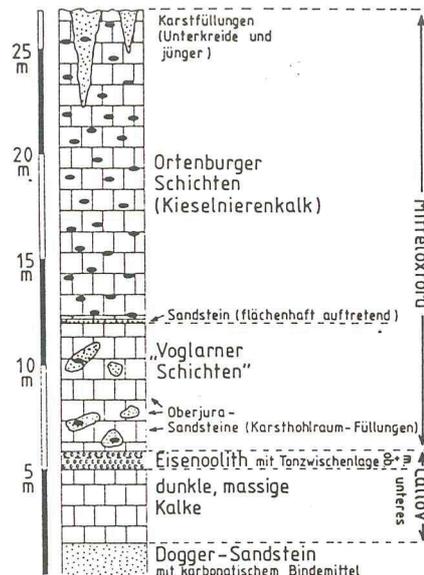
#### 2.4.3. *Die Talfüllungen der nach Norden in die Böhmisches Masse führenden Täler*

Es handelt sich dabei um die Bernrieder Tertiärbucht, das Kollbachtal und zwei kleinere Tälchen nördlich von Hengersberg.

Die tertiären Sedimente in diesen Tälern, meistens unter Lehm verborgen, werden, analog zu den Ablagerungen in der Hengersberger Tertiärbucht, dem sog. Braunkohlentertiär i. w. S. zugeordnet. Es treten auch hier vereinzelt geringmächtige Braunkohlen auf. Die Sande sind durchgehend tonig (kaolinig).

Die zeitliche Einstufung dieser Talfüllungen dürfte von Tal zu Tal verschieden sein, je nachdem, wann die Verfüllung zwischen dem Otttnang und dem Pont eben stattgefunden hat. Das jeweilige Alter muß im einzelnen abgeklärt werden. Generell liegen diese Talfüllungen wie in der Hengersberger Tertiärbucht im

Abb. 3:  
Geologisches Profil des Flintsbacher Steinbruchs. Die mitteljurassischen Schichtglieder wurden durch Sprengungen an der Ostseite des Steinbruchs (Punkt A in Abb. 2) freigelegt.  
Aus: GRÖSCHKE & FAY 1981: 137.



Zeitraum zwischen 17,5 bis etwa 8 Mill. Jahren vor heute. Diese Sedimente werden zur „Nordfazies“ gestellt, d. h., sie wurden aus dem Naabtal bzw. direkt aus der Böhmischem Masse antransportiert.

### 2.5. Ablagerungen des Quartärs

Die Donau begleiten im Süden weitflächige, Löß-bedeckte Terrassen pleistozänen Alters (Ältest- bis Jung-Pleistozän [etwa 1,7 Mill. Jahre bis 10000 Jahre vor heute]). Bei der geologischen Aufnahme der Kartenblätter L 7342 Landau a. d. Isar (UNGER 1983) und 7344 Pleinting (UNGER & BAUBERGER 1991) fiel die Verbreitung von Löß- bzw. Sandlöß-Dünen am Rande der würmeiszeitlichen Niederterrassen und der rißeiszeitlichen Hochterrasse südlich der Donau auf.

Diese pleistozänen Terrassen werden gegen die Flüsse zu von ebenfalls z. T. großflächigen, stark zertalten holozänen Ablagerungen des Älteren und Jüngeren Holozän begleitet (jünger als 10000 Jahre vor heute). Diese sind nicht mit Löß überdeckt und, vor allem die jungholozänen Bereiche, unterlagen bei extremen Hochwässern bis zur Stromregulierung der Donau noch großen Um- und Verlagerungen.

### 3. Tektonischer Überblick

In tektonischer Hinsicht überdeckt der Landkreis Deggendorf folgende tektonische Einheiten im tieferen Untergrund (Abb. 4) (von Süden nach Norden):

- den nördlichen Rand des Braunauer Trogos bzw. den östlichen Teil der Laaber Senke (UNGER & SCHWARZMEIER 1987),

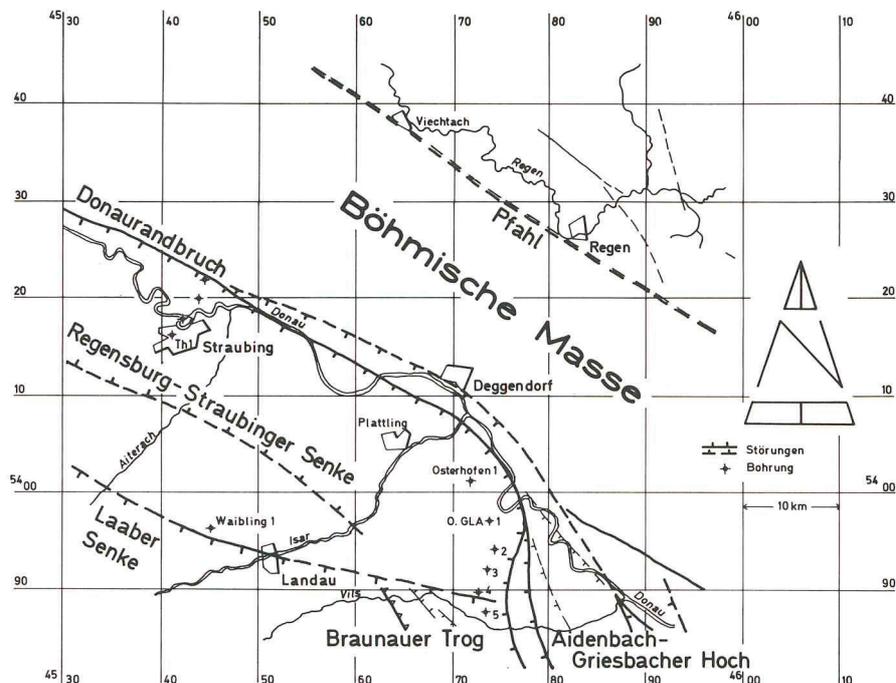


Abb. 4: Tektonische Übersicht

- den östlichen Teil der Regensburg – Straubinger Senke und
- den Donaurandbruch, eines der wichtigsten tektonischen, alt angelegten Lineamente des ostbayerischen Raumes.

Zwischen der die Laaber Senke nach Norden begrenzenden Störung (Schierling-Störung n. UNGER & SCHWARZMEIER 1987) und dem Donaurandbruch im Norden liegt auf mächtiger Oberkreide, gleichsam wie auf einer Pulthochfläche (nach Norden einfallend) ausschließlich das sog. Braunkohlentertiär.

Die Lage der eingezeichneten Störungen (Abb. 4) entspricht etwa der Basis des Tertiärs.

Nördlich des Donaurandbruches lagern die metamorphen Gesteine molanubischer Prägung.

Die ganze Böhmische Masse hebt sich seit dem Jura bis heute langsam heraus (UNGER & SCHWARZMEIER 1987). In zeitlicher Verzögerung zu ihr, da durch mächtige Sedimentserien belastet, folgen die südlich des Donaurandbruchs liegenden Gebiete der Ostmolasse dieser Hebung der Böhmischen Masse.

Durch diese zeitlich verzögerte (nachlaufende) Hebung des mit Sedimenten belasteten Ostmolassebereichs entsteht der Eindruck, daß an den *Hauptbewegungslinien* (= tektonische Linien, die bereits im Paläozoikum als Lineamente

vorhanden waren und seit dem Jura in aktiver Bewegung standen) eine langsame Absenkung nach Süden stattfindet. Generell jedoch hebt sich das ganze Gebiet südlich des Donaurandbruchs heraus.

#### 4. Literatur

- BAUBERGER, W. & UNGER, H. J. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. — 175 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GRÖSCHKE, M. & FAY, M. (1981): Ein Paläokarst mitteloxfordischen Alters bei Flintsbach in Niederbayern. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 161/2: 133–152, Stuttgart.
- LIST, F. K. (1967): Geologische Exkursion im Gebiet nördlich und östlich Deggendorf an der Donau. — *Geologica Bavarica*, 58: 86–93, München.
- SCHREYER, W. (1967): Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau. — *Geologica Bavarica*, 58: 77–85, München.
- TROLL, G. et. al. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. — *Geologica Bavarica*, 58: 188 S., München.
- UNGER, H. J. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7342 Landau an der Isar. — 141 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- UNGER, H. J. (1983): Der geologische Untergrund des Gebietes Natterberg. In: SCHMOTZ, K., GREGOR, H.-J. & UNGER, H. J.: Zur Archäologie und Geologie des Gebietes Natterberg bei Deggendorf — vorläufiger Bericht. — *Documenta naturae*, 9: 7–8, München.
- UNGER, H. J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. — *Geologica Bavarica*, 94: 195–237, München.
- UNGER, H. J. & SCHWARZMEIER, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. — *Geol. Jb.*, A 105: 3–23, Hannover.
- UNGER, H. J. & BAUBERGER, W. (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7344 Pleinting. — im Druck, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales. In: DOBNER, A. & WEINIG, H.: Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. — S. 9–26, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WEISSMÜLLER, W. (1991): Der Silexabbau von Flintsbach-Hardt, Markt Winzer, Lkr. Deggendorf. Eine bedeutende Materiallagerstätte für die Steinzeit Südostbayerns. — In: Schmotz, K. (Hrsg.), Vorträge des 9. Niederbayerischen Archäologentages, S. 11–39, Deggendorf.