

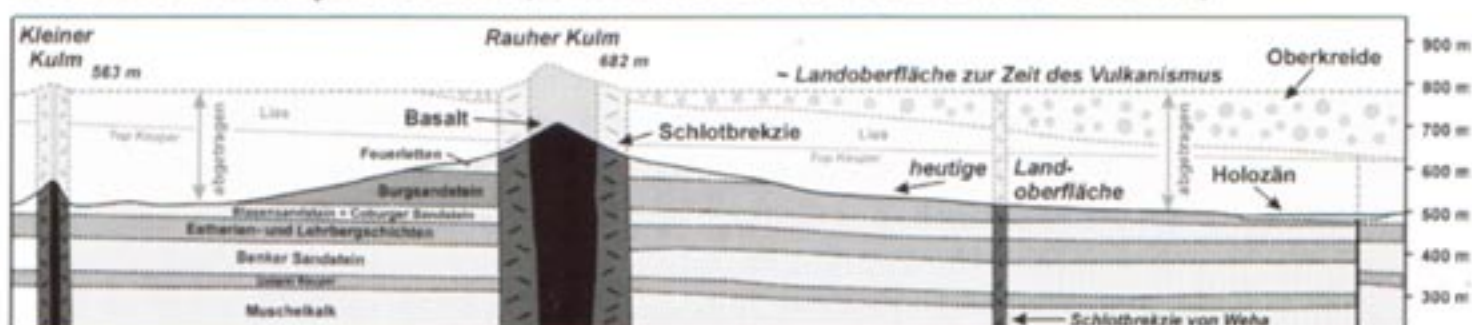
Parkstein, Anzenberg & Co. – geologische Geschichte der Kegelberge in der Oberpfälzer Senke

Um am Anfang zu beginnen

Es war keine weniger bedeutende Persönlichkeit als der Naturforscher und Weltreisende ALEXANDER VON HUMBOLDT (1792 – 1796 preußischer Oberberg-rat in Bayreuth), der die imposante Gesteinsformation am weithin sichtbaren Parkstein zu einem der schönsten Basaltvorkommen in Europa erklärte. Und auch heute fasziniert die ehemalige Steinbruchwand unterhalb der Wallfahrtskirche (in der „Basaltstraße“) sowohl die zahlreich auf ihren Exkursionen hier vorbeikommenden Geowissenschaftler wie auch den vielleicht nur zufällig am Parkstein Verweilenden. Ähnlich Holzscheiten eines überdimensionalen Kohlenmeilers lagern die dunklen Gesteinssäulen in der Steinbruchwand harmonisch aufeinander, und so manche volkstümliche Geschichte mag eine Erklärung dafür geben. Welches sind aber die geologischen Hintergründe dieses Naturkunstwerkes und wie ist es in die viele Millionen Jahre währende Landschaftsgeschichte der Region der Oberpfälzer Senke – so die naturräumliche Bezeichnung des hier betrachteten Gebietes – eingebunden? Wir möchten hier einige Antworten darauf geben.

Der Parkstein gehört zu einer Reihe von kegelförmigen Erhebungen, die zwischen dem Anzenstein und dem Waldecker Schloßberg im Norden, dem Rauhen Kulm (*Kulm* = slaw. für Hügel) im Westen und eben dem Parkstein im Süden der Landschaft ihr eigentümliches Gepräge geben. Es war übrigens der Erlanger Geograph GRADMANN, der sich von diesem Landschaftsbild und seinen Gesteinen so sehr an die Region des Hegaus am Bodensee erinnert fühlte, dass er diese zum Namenspatron des hier betrachteten Raumes machen wollte. Schon aus der Entfernung wird der Fachkundige die Ursache für die Kegelberge (slaw. *Kusch*, u.a. Kusch bei Köglitz) in ihrem Aufbau aus verwitterungsbeständigen Gesteinen vermuten. Und tatsächlich handelt es sich in allen Fällen um jene dunklen, fast schwarzen und sehr harten Gesteine,

Schnitt durch
die Oberpfälzer
Senke



die auch die Gesteinswände am Parkstein aufbauen. Es sind vulkanische Gesteine (= Vulkanite), die Zeugnis eines seit langem erloschenen Vulkanismus in der nördlichen Oberpfalz ablegen.

Die sehr dunklen, äußerst feinkörnigen Gesteine, aus denen die Kegelberge bestehen, gehören in die größere Gesteinsfamilie der Basalte. Bei den flaschengrünen Mineralen, die darin hin und wieder erkennbar sind, handelt es sich um Olivine. Die einst glutflüssigen und bis zu 1100°C heißen Gesteinsschmelzen, aus denen sich die basaltischen Gesteine gebildet haben, stammen aus bis zu 100 km Tiefe und sind über bis in diese Dimension hinreichende Riß- und Fugensysteme zur damaligen Landoberfläche aufgedrungen. Sie sind Zeugnisse davon, dass sich unter der festen Erdkruste (im Bereich der Kontinente ist diese 20 – 100 km dick) ein teilweise aufgeschmolzener Erdmantel befindet. Da mit dem Erstarren der Gesteinsschmelze auch alle durch radioaktiven Zerfall entstehenden Atome eingeschlossen werden, kann im Labor aus der Konzentration dieser Atome im Gestein die seit der Erstarrung vergangene Zeit (also das Gesteinsalter) bestimmt werden. Dieses Alter und damit das Alter des Vulkanismus in der Oberpfalz (und im Fichtelgebirge) beträgt zwischen 16 und 29 Mio. (= Millionen) Jahre und fällt in die geologische Zeit des Tertiärs.

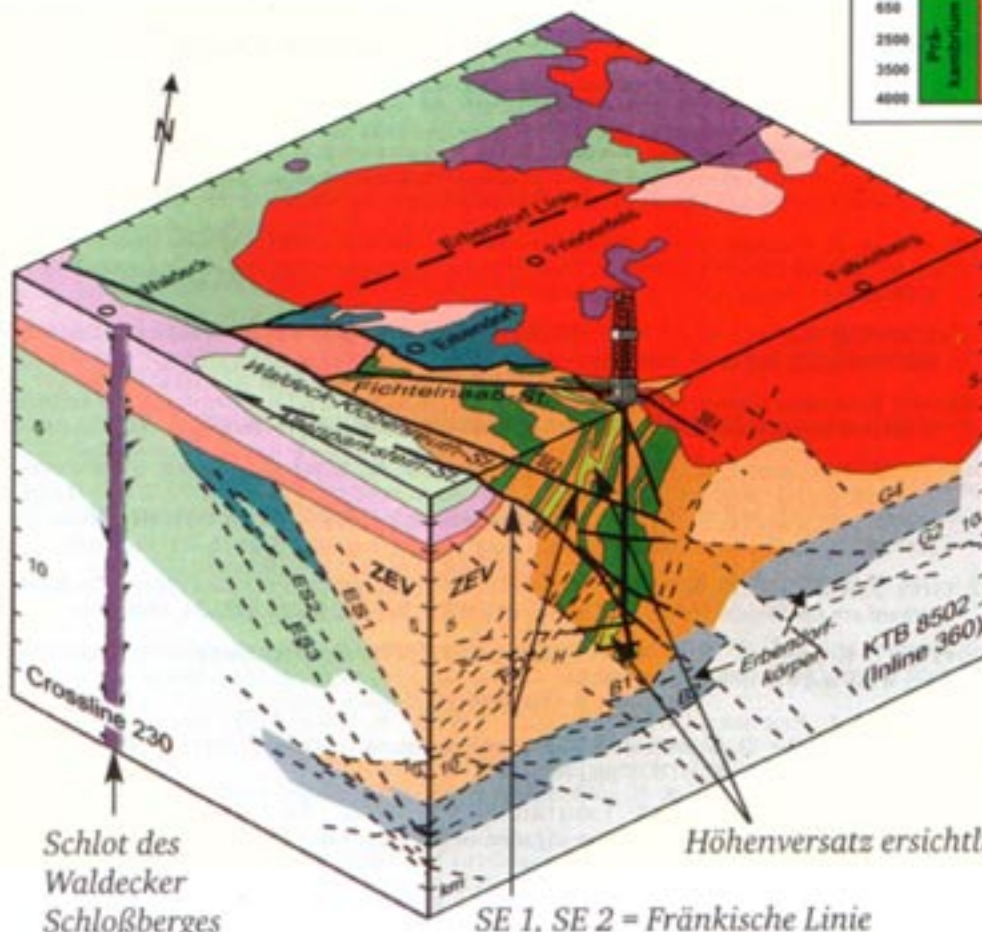
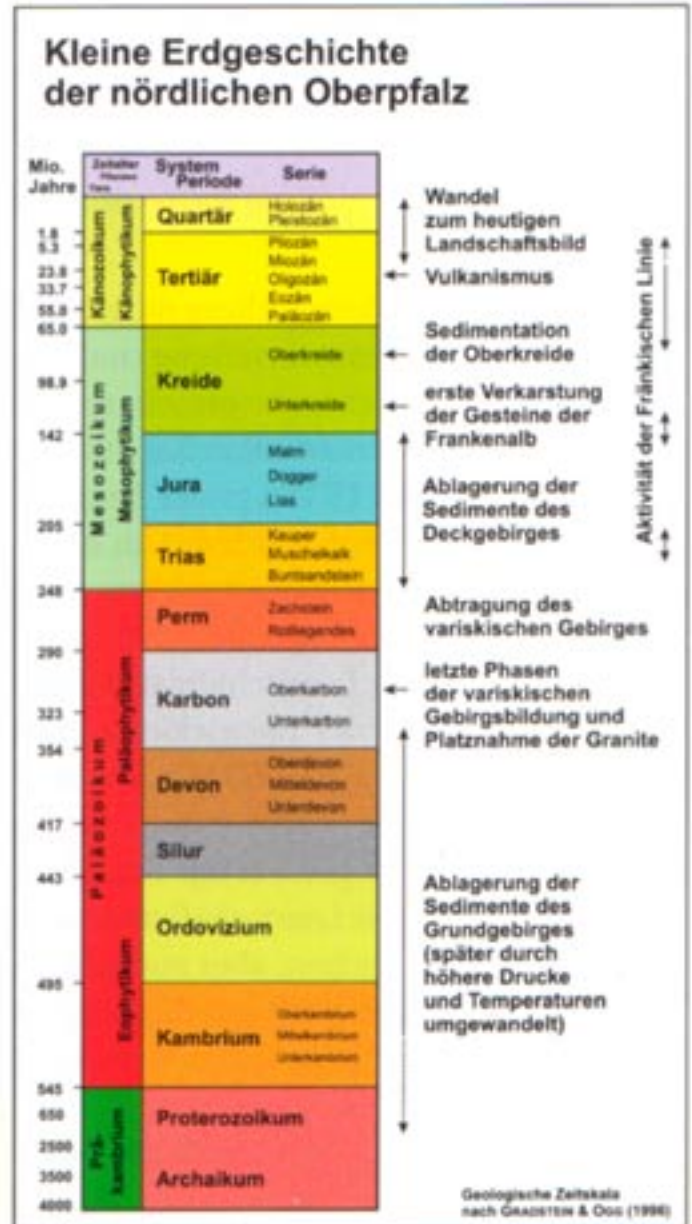
Heute wissen wir, dass in den vielen Mio. Jahren seit der vulkanischen Aktivität die Landschaftsoberfläche im Bereich der Basaltkegelberge (s. Grafik Seite 127) um einige hundert (!) Meter erniedrigt worden ist (vgl. Blockbilder). Dabei sind sicherlich alle ehemals vorhandenen vulkanischen Oberflächenformen (eventuelle Maare wie in der heutigen Vulkaneifel oder kleinere Schlackenvulkane wie der Kammerbühl, *Komorní hůrka*, bei Franzensbad) abgetragen worden. Das heutige Relief schneidet die mit den vulkanischen Gesteinen gefüllten Förderröhren an, also die Zufuhrkanäle der einst glutflüssigen Schmelzen, und nur die größeren unter ihnen, mit hohen Anteilen widerständiger vulkanischer Gesteine, bilden die auffälligen Kegelberge.

Wie aber sah die Landschaft zwischen Kemnath, Neustadt am Kulm, Presath und dem südwestlichen Fichtelgebirgsrand vor über 20 Mio. Jahren aus? Wie in den Jahrmillionen davor? Und wie hat sie sich zu ihrer heutigen Form entwickelt? Dies sind Fragen, mit denen sich die wissenschaftlichen Disziplinen der Geologie (als Wissenschaft von der Erde) und der Geomorphologie (als Wissenschaft von den Oberflächenformen der Erde) beschäftigen und die sich infolge günstiger geologischer Gegebenheiten in groben Zügen für die letzten 70 Mio. Jahre beantworten lassen.

Der südwestliche Fichtelgebirgsrand, gleichbedeutend mit der „Fränkischen Linie“, markiert den Ausstrich einer bedeutenden geologischen Trennfuge der Erdkruste (der Geologe spricht hier von einer Störung). Diese läßt sich weit nach Nordwesten als südwestliche Begrenzung des Fichtelgebirges, des Frankenwaldes und des Thüringer Waldes sowie nach Südosten bis min-

destens in die Region von Vohenstrauß verfolgen. Die Fränkische Linie bildet die Grenze zwischen den Mittelgebirgslandschaften des sogenannten Grundgebirges östlich und dem jüngeren Deckgebirge aus dem Erdmittelalter (Mesozoikum) westlich davon. Vereinfacht ausgedrückt bilden die Gesteine des Grundgebirges (Granite, Gneise und Schiefer) den Sockel oder das Fundament für die jüngeren und nicht mehr durch eine Gebirgsbildung verformten Gesteine des geologischen Zeitalters des Mesozoikums (mit Sand-, Ton- und Kalksteinen; zur Gliederung der Erdgeschichte nach ihren Zeitabschnitten dient die Geologische Zeittabelle). Westlich der Fränkischen Linie finden sich die Gesteine des Grundgebirges in meistens 1 km (und mehr) Tiefe unterhalb der mesozoischen „Decke“. Östlich

Das Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung im Blockbild. Die erbohrten geologischen Ergebnisse werden räumlich dargestellt, ebenso die seismischen Strukturen. Als SE 1 und SE 2 werden zwei Teile der Fränkischen Linie abgebildet.



- Basalt
- Oberkreide
- Trias
- Rotliegendes und Oberkarbon
- Granit
- Altpaläozoikum (Saxothuringikum)
- Wetzdorf-Einheit
- Erbendorfer Grünschieferzone
- ZEV: Metabast-einheiten (b)
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Metabast-einheiten (b)
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Metabast-einheiten (b)
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Metabast-einheiten (b)
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV: Wechsel-lagerungen (v)
- ZEV: Gneiseinheiten (g) und ungegliedert
- ZEV:

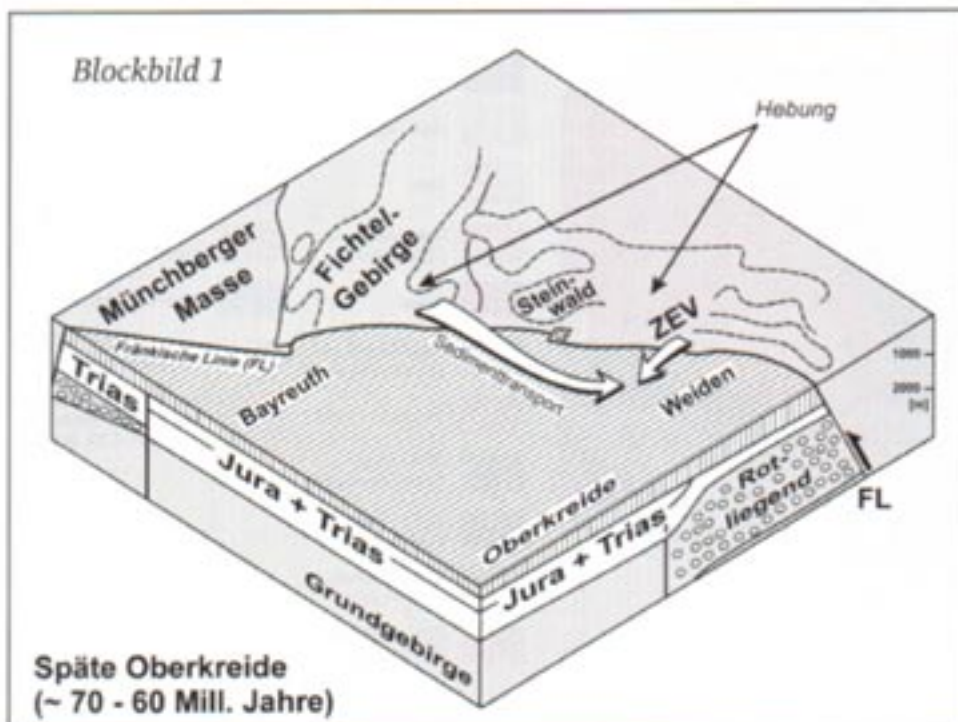
von ihr sind diese jüngeren Ablagerungen durch tektonische Bewegungen entlang der Fränkischen Linie und durch Abtragungsprozesse entfernt und der Sockel wieder freigelegt worden.

Eine Reise durch die letzten 70 Mio. Jahre – Abschnitte der Landschaftsentwicklung

Die Entwicklung nicht nur des Landschaftsbildes sondern auch der heutigen Gesteinsverteilung und dessen Entstehungsgeschichte im hier betrachteten Gebiet ist ungemein spannend und wissenschaftlich interessant. Für deren Rekonstruktion hat auch die nahegelegene Kontinentale Tiefbohrung Oberpfalz (KTB) große Bedeutung, doch kann diese an dieser Stelle nicht näher erörtert werden. Um einen Überblick über die Landschafts- und Strukturentwicklung der letzten 70 Mio. Jahre, also bis zurück in die geologische Zeit der Oberkreide, zu geben, dienen die Blockbilder 1 bis 3. In jeweils den gleichen Landschaftsausschnitten zeigen die Blockbilder drei Momentaufnahmen der Entwicklung: **Blockbild 1**, die vor-vulkanische Ausgangssituation (etwa 70 - 60 Mio. Jahre vor heute); **Blockbild 2**, das Stadium der vulkanischen Förderungen (zwischen 29 - 16 Mio. Jahre vor heute); **Blockbild 3**, und die gegenwärtige Situation.

Die Landschaft unserer Region wird seit der ersten Besiedelung durch den Menschen, aber auch durch dessen Eingriff in die Natur, mitgestaltet. Es soll daher auch auf diese jüngsten, die letzten fünf Jahrtausende umfassenden Formungsprozesse noch kurz eingegangen werden.

Unter dem Druck der Alpen – das Landschaftsbild am Ende der Oberkreide (~ 70-60 Mio. Jahre; Blockbild 1)



Blockbild 1 fängt die Situation am Ende der Kreidezeit (vor etwa 70 - 60 Mio. Jahren) schematisch ein. Ähnlich auffällig wie im heutigen Landschaftsbild, hatte sich ein Gebirgsrand entlang der Nahtstelle von Grundgebirge im Osten und Deckgebirge im Westen herausgebildet. Verantwortlich dafür waren die Bewegungen entlang der Fränkischen Linie, die vermutlich am Ende der Jura-Zeit (vor ca. 142 Mio. Jahren)

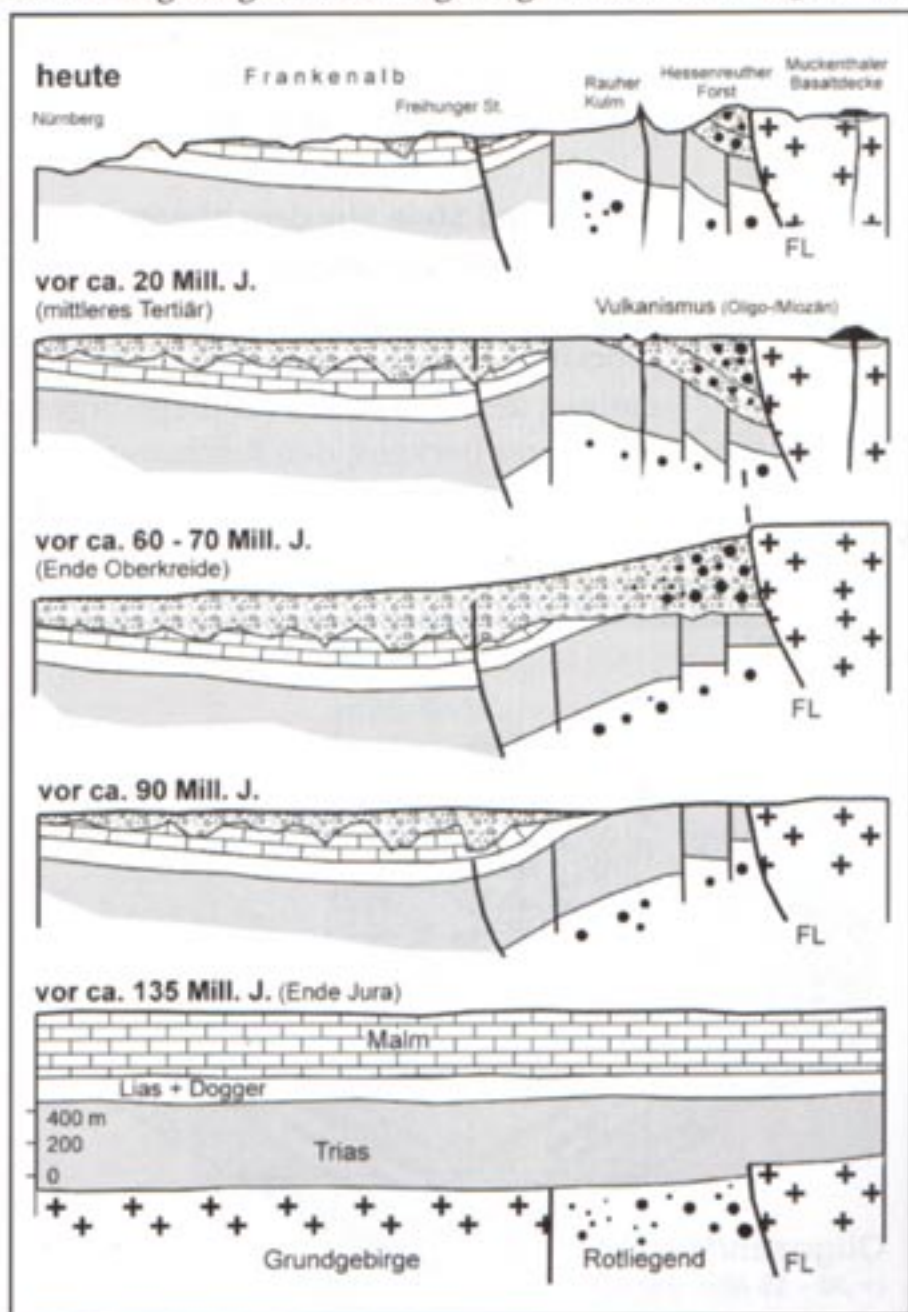
einsetzten und bis weit über das Ende der Kreidezeit andauerten. Ursache für diese Verschiebungen in der Erdkruste waren die zeitgleich ablaufenden Gebirgsbildungs-Prozesse im Raum der heutigen Alpen, deren Auswirkungen sich selbst noch im Bereich der heutigen Nordsee wiederfinden lassen.

Im Raum der Fränkischen Linie war die Hebung der nordöstlichen Scholle auf die südwestlich angrenzende mit Beträgen zwischen 0,01 und 0,1 mm pro Jahr im Vergleich zu dem Aufstieg der Alpen (heute noch bis 1 mm pro Jahr) relativ langsam. Bei gleichzeitiger intensiver Abtragung entstand – obwohl in der Summe Hebungsbeträge von bis zu 4000 m (!) erreicht wurden – so kein Hochgebirge, sondern allenfalls eine Höhenverteilung wie heute zwischen Hohem Fichtelgebirge im Osten und Vorland im Westen.

Zwischen dem Ende der Jura-Zeit und dem Zeitpunkt der Ablagerung der höheren Kreide war bereits das auf über 1000 m Mächtigkeit geschätzte Deckgebirge von der sich hebenden Grundgebirgsscholle abgetragen worden. Eine nochmalige Steigerung der tektonischen Prozesse entlang der Fränkischen Linie gegen Ende der Kreide führte zu einer intensiven Abtragung von nochmals 2000 – 3000 m (!) an Gesteinen des Grundgebirges selbst. Letzteres ist vor allem aus den Ergebnissen der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in Windischeschenbach abgeleitet worden.

Flußsysteme transportierten von der sich hebenden östlichen Scholle Kiese und Sande in das Gebiet westlich der Fränkischen Linie in einen größeren Absenkungsraum. Aus diesem Geschehen sind im „Hessenreuther Forst“, direkt vor der Fränkischen Linie, die sog. „Hessenreuther Schotter“ mit heute noch über 500 m Restmächtigkeit erhalten. Die großen Gerölle stammen fast alle aus dem Nahbereich von Norden bis Nordosten, vor allem wohl aus den damaligen Hüllgesteinen von Fichtelge-

Entwicklung der Fränkischen Linie in einem Profilschnitt etwa von Nürnberg über den Hessenreuther Forst zur Kontinentalen Tiefbohrung (KTB).



birge und Steinwald. Von Osten, der Region um Erbdorf und südlich davon, lieferten die Gesteine der sogenannten ZEV (Zone von Erbdorf und Vohenstrauß) vor allem Sandanteile (vgl. **Pfeile** in Blockbild 1). In die groben Sedimente eingeschaltete Kaolintone (mit Pflanzenresten bei Riggau und Friedersreuth) belegen im Abtragungsgebiet eine intensive chemische Verwitterung eines warmen und feuchten (tropisch/subtropischen) Klimas. Auf dem „Hessenreuther Schotter“ liegt heute eines der größten geschlossenen Waldgebiete Bayerns.

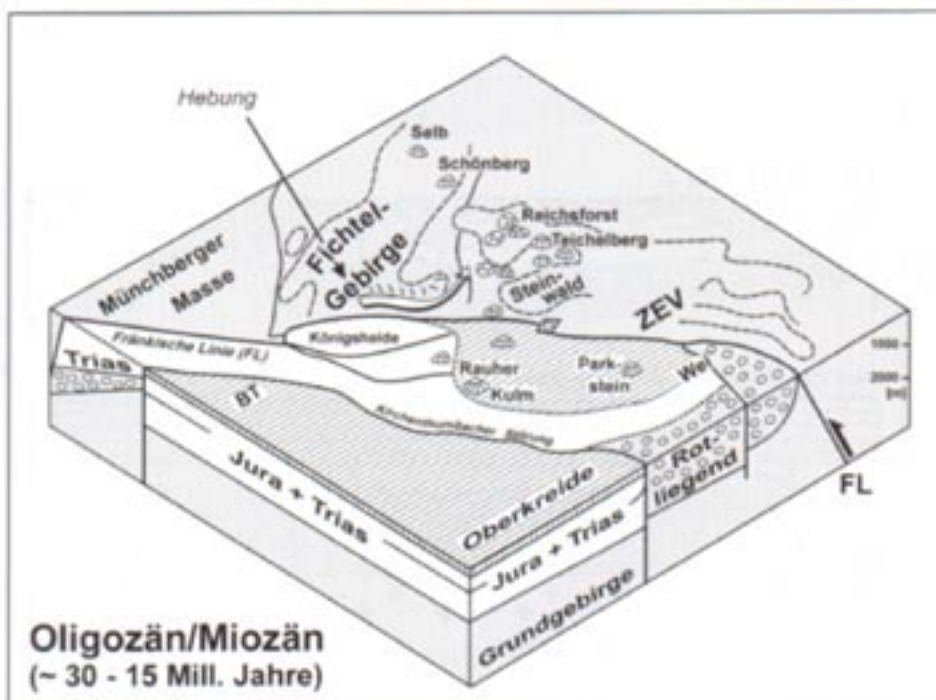
Die Ablagerungen der höheren (= jüngeren) Kreidezeit erstreckten sich von der Fränkischen Linie bis in den Nürnberger Raum. Im zentralen Teil lag ein schmaler Meeressgolf. Dieser reichte in seiner maximalen Ausdehnung etwa von Regensburg aus mindestens bis in den Raum Pegnitz, möglicherweise auch bis an den Nordrand der Hollfelder Kreidemulde bis Weismain.

Im Osten finden sich größere Vorkommen von Schottern, deren Alter in etwa dem der „Hessenreuther Ablagerungen“ entspricht, im Böhmisches Mittelgebirge. Dort – im östlichen Teil der nordböhmisches Vulkanzone – beginnen etwas später auch die ersten Auftakte vulkanischer Aktivität.

Feuer und Stein aus dem oberen Erdmantel – das Landschaftsbild in der Mitte der Tertiärzeit (~ 30-20 Mio. Jahre; vgl. Blockbild 2)

Blockbild 2: Die nordböhmisches Vulkanzone dehnte sich in der Tertiärzeit entlang des Südrandes des Erzgebirges nach Westen aus. Über den Bereich des Egerer Beckens, den Reichsforst und das Gebiet des Großen Teichelberges erstreckt es sich über das südliche Fichtelgebirge und südlich des Steinwaldes bis wenig westlich der Fränkischen Linie. Für diese Zone sind vulkanische Gesteine und Braunkohle führende Ablagerungen typisch. Südlich des Fichtelgebirges sind die Kiese, Sande und Tone der Tertiärzeit lokal bis zu 150 m mächtig, zwischen Neusorg und Schirnding dagegen meist unter 100 m. Die an diese Ablagerungen geknüpften Braunkohlen wurden vor fast 200 Jahren in zahlreichen Untertage-Zechen zwischen Pilgramsreuth und Schirnding abgebaut. Ihre Mächtigkeit und Verbreitung waren im Vergleich zu den Vorkommen der großen Tagebaue in den

Blockbild 2



Südlich des Fichtelgebirges sind die Kiese, Sande und Tone der Tertiärzeit lokal bis zu 150 m mächtig, zwischen Neusorg und Schirnding dagegen meist unter 100 m. Die an diese Ablagerungen geknüpften Braunkohlen wurden vor fast 200 Jahren in zahlreichen Untertage-Zechen zwischen Pilgramsreuth und Schirnding abgebaut. Ihre Mächtigkeit und Verbreitung waren im Vergleich zu den Vorkommen der großen Tagebaue in den

Revieren Sokolov und Chomotov allerdings bescheiden.

Wie bereits geschildert reichen die physikalisch bestimmten Gesteinsalter der vulkanischen Gesteine im Vorland der Fränkischen Linie wie in der östlichen Nachbarschaft von ca. 29 bis ca. 16 Mio. Jahre vor heute. Auch Blattfören und Pollen in den Braunkohle föhrenden Ablagerungen bestätigen dieses Alter. Die erhaltenen Pflanzen geben aber auch Hinweise auf die damaligen Klimabedingungen. So sind die Braunkohlen aus Sumpfwäldern



*Sechseckige
Basaltsäulen
am Vulkan-
schlot des
Parkstein*

Foto: Günter Moser



Waldecker
Schloßberg,
im Hinter-
grund der
Rauhe Kulm,
zwei markante
Kegelberge
Foto: Albert Schneider

hervorgegangen, die die damaligen Fließgewässer entlang von Beckenzonen begleitet haben. Die üppige wärme- und feuchtigkeitsliebende Vegetation zeigt, dass das Klima ähnlich dem der heutigen feuchten Tropen oder sommerfeuchten Subtropen war. Dazu passen tiefgründige Bodenbildungen mit Kaolinbildung zwischen den Senkungs-zonen. Spätestens in diese Zeit fällt die Entstehung der großen Blöcke der späteren Felsenmeere (z.B. der Luisenburg oder des Waldnaabtales). Sie sind vereinzelte, rundliche Restblöcke des Gesteins innerhalb der mächtigen Bodenbildungen. Ihr umgebender Verwitterungsmantel wurde jedoch erst später ausgespült.

Ablagerungen der Tertiärzeit lassen sich nach Westen nicht über die Fränkische Linie hinaus finden. Dies kennzeichnet damit abermals das Fortleben und die Bedeutung dieser wichtigen Trennfuge für die Prägung der Landschaft. Auch an die Erdoberfläche geförderte vulkanische Produkte sind nach Westen nur bis zur Fränkischen Linie erhalten, so z.B. als westlichstes Vorkommen die kleinere Lavadecke an der Zinster Kuppe. Westlich der Fränkischen Linie sind sie der späteren Abtragung um bis zu 250 m zum Opfer gefallen. Die heute landschaftlich so markanten Kegelberge dieser Region sind daher „nur“ die ehemals unter der Erdoberfläche gelegenen (letzten) Füllungen der vulkanischen Förderkammine.

Das Aufdringen der basaltischen Gesteinsschmelzen in unserem Raum vor etwa 29 - 16 Mio. Jahren steht im Zusammenhang mit der Verlagerung der

nordböhmisches Vulkanzone nach Westen. Zwar überspannt diese zeitliche Angabe einen relativ weiten geologischen Zeitraum, doch lehrt uns die moderne Mineralogie, dass derartige vulkanische Schmelzen binnen Stunden oder Tagen aus 100 km Tiefe (und mehr) zur Erdoberfläche empordrängen können. In Oberflächennähe können die heißen Schmelzen mit Grundwasser in Kontakt treten. Die dadurch verursachten Wasserdampf-Explosionen können dann Sprengkrater an der Erdoberfläche entstehen lassen, die sogenannten Maare (vergleichbar mit den Maaren in der Vulkaneifel). Eine derartige Struktur ist in neuester Zeit bei Thumsenreuth entdeckt und erkundet worden. Ob Maare allerdings auch westlich der Fränkischen Linie existiert haben, läßt sich heute nicht mehr nachweisen. Für den Parkstein wurden dazu jedoch Überlegungen veröffentlicht.

Die Gesteinsverteilung an der Landoberfläche bzw. deren Höhenlage zur Zeit der vulkanischen Durchbrüche ist im westlichen Vorland der Fränkischen Linie aus geologischen Hinweisen abschätzbar. In einigen vulkanischen Förderkaminen auf der Linie Anzenstein – Rauher Kulm – Parkstein kommen Einschlüsse aus im Schlot abgesunkenen Gesteinen der Oberkreide vor. Damit lassen sich die Mindestausdehnung von Oberkreide-Ablagerungen bzw. deren Höhenlage zur Zeit der Durchbrüche schematisch rekonstruieren (vgl. **Blockbild 2**). Die vor-vulkanische Landoberfläche lag mehr als 100 m über den heutigen Gipfelhöhen von Waldecker Schloßberg, Rauher Kulm und evtl. 250 m über dem Parkstein-Gipfel (Lerchenbühl bei Weha evtl. sogar noch mehr). Angesichts solcher Beträge nach-vulkanischer Abtragung lassen die großen vulkanischen Förderröhren nur den vorsichtigen Schluß zu, dass zu ihnen auch ansehnliche vulkanische Oberstockwerke gehört haben könnten (z.B. Waldecker Schloßberg, Rauher Kulm).

Die kleineren vulkanischen Förderröhren (insgesamt sind in unserem Raum westlich der Fränkischen Linie über 20 bekannt) zeigen vielfach einen hohen Anteil an Gesteinen, die sich beim Durchbruch der vulkanischen Schmelzen durch Vermengung der Gesteinsschmelzen mit durchbrochenen Nebengesteinen gebildet haben. Diese sogenannten Schlotbrekzien sind gegenüber der Verwitterung nicht sehr widerständig und werden daher im Vergleich zu den Nebengesteinen kaum herauspräpariert. Im Gelände sind sie daher z.T. unauffällig (z.B. Umgebung Weha-Kastl, Nebendurchbruch nordöstlich vom Parkstein). Bei der Entstehung dieser Brekziengesteine war die sprengexplosive Reaktion der vulkanischen Schmelzen mit dem Grundwasser beteiligt.

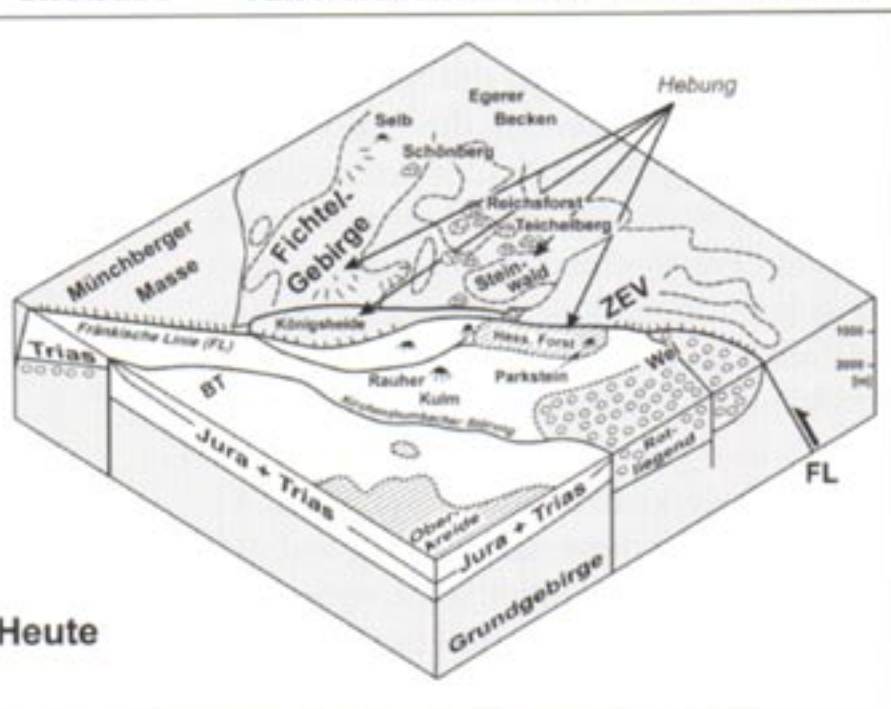
Mit zunehmendem Querschnitt der Förderkammine nimmt der Anteil an Gesteinen zu, die nicht durch die Wasserdampfexplosion zerkleinert und vermengt worden sind. Es handelt sich dabei um die in den freigesprengten Förderröhren aus großer Tiefe nachgedrungenen und säulig aus der Schmelze erstarrten vulkanischen Gesteine selbst. Vielfach waren diese Ziel von Ab-

bau-Versuchen und können daher gut studiert werden (z.B. an den Kuppen östlich Kulmain, am Kleinen Kulm, am Kuhhübel bei Weha oder am Parkstein). Die typischen Säulen entstehen bei der Abkühlung der Schmelze durch thermischen Schwund und sind senkrecht zur damaligen Abkühlungsfläche bzw. Abkühlungsfront angeordnet. Der Durchmesser der Säulen hängt mit der Geschwindigkeit der Abkühlung zusammen. Die sehr mächtigen Säulen in etwa senkrechter Stellung an der Zinster Kuppe oder am Großen Teichelberg zeigen, dass es sich dabei um Reste ehemaliger Basalt-Lavadecken handelt, also um Basalt, der an der Erdoberfläche ausgelaufen ist. Die garbenförmige, malerische Anordnung der Säulen im Kernbereich des Parksteins hingegen hängt mit der Form des gangförmigen Förderkamins und mit dem beim Abbau stehengebliebenen Anschnitt zusammen.

Und am Ende noch die Eiszeit – der Wandel zum heutigen Landschaftsbild (Blockbild 3)

Blockbild 3: Wie gezeigt, trennt die Fränkische Linie in unserem Gebiet eine Region stärkerer Abtragung im Westen von geringerer Abtragung und besserer Erhaltung tertiärer Ablagerungen und Landschaftselemente im Osten. Das ließ sich deutlich auch an Umfang und Art erhaltener vulkanischer Förderprodukte ablesen. Das Verteilungsmuster schon früh im Tertiär erkennbarer Hebungs- (z.B. Hohes Fichtelgebirge) und Senkungsgebiete (z.B. Zone von Neusorg-Waldershof) wird durch jüngere Einheiten zum Ende des Tertiärs ergänzt (z.B. Hebungsgebiete Steinwald und Hessenreuther Forst). Auch die Gestaltung der Flußsysteme (z.B. das der Fichtelnaab) nimmt ab etwa 15 Mio. Jahren erkennbare Formen an.

Blockbild 3 Am Nordostrand des Ausschnittes von Blockbild 2 entwickeln sich ab etwa 4 Mio. Jahre vor heute die

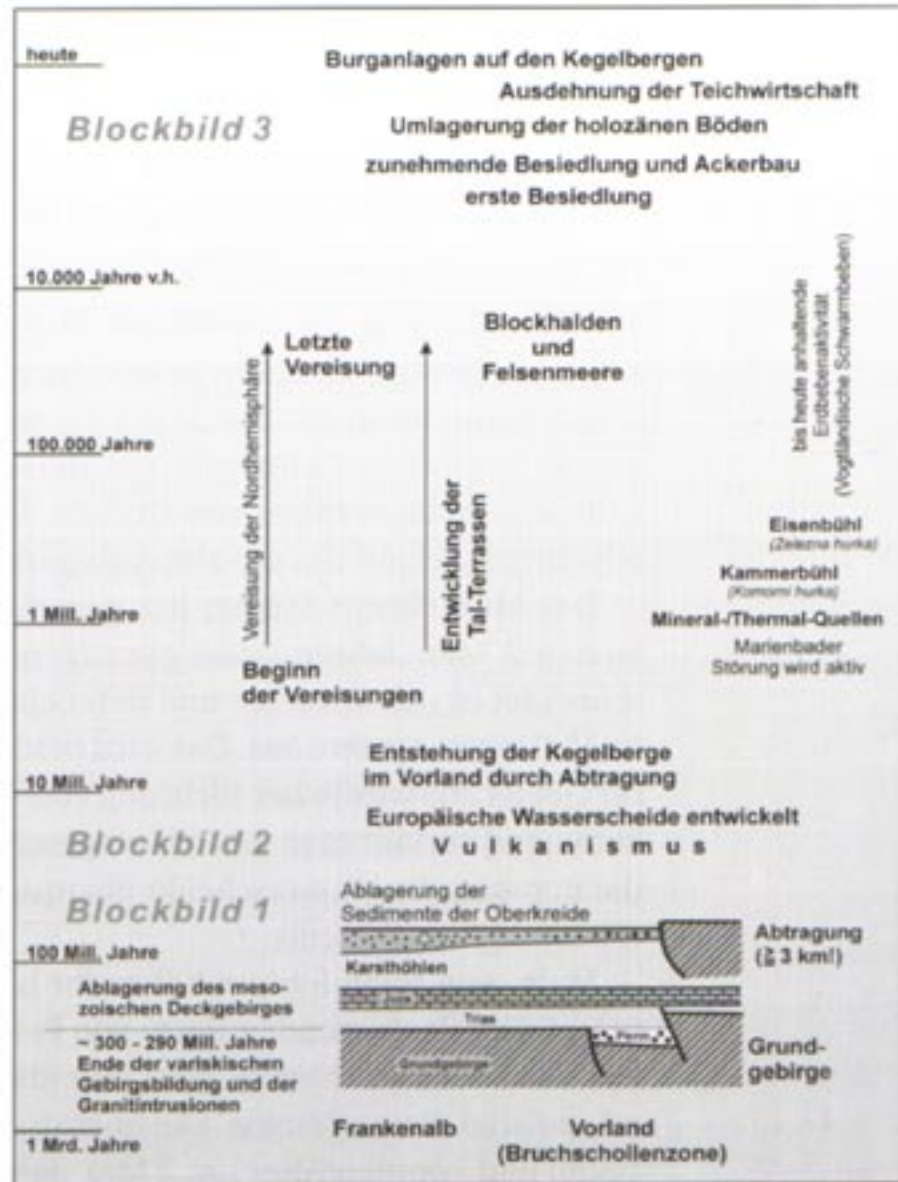


etwa 4 Mio. Jahre vor heute die Marienbader Störung und die heutigen Umrisse des Egerer Beckens. Die junge Krustenaktivität in diesem Raum äußert sich in einer noch immer anhaltenden Erdbebenaktivität und wird begleitet von einem sehr jungen Vulkanismus (Kammerbühl, *Komorní hůrka*, ca. 500.000 Jahre; Eisenbühl, *Zelezná hůrka*, ca. 300.000 Jahre vor heute). Auch die bekannten Kohlen-säure-Entgasungen in der Re-

gion um Franzensbad (z.B. Mofetten in Soos) und die zahlreichen Sauerbrunnen auf böhmischer und bayerischer Seite stehen damit im Zusammenhang. Deren Häufigkeit nimmt nach Westen bis zur Fränkischen Linie ab. In der einstigen Vulkanregion des Vorlandes fehlen sie.

Die aus dem Zusammenspiel von Hebung, Verwitterung und Erosion anfallenden Abtragungsprodukte sind vor allem über das nach-vulkanisch entwickelte Flusssystem der Heidenaab nach Süden in die Senkenzone südlich der Donau (in das sogenannte Molassebecken) abgeführt worden. Dadurch wurden (sichtbar im Vergleich der Blockbilder 2 und 3) der äußere Rand von Ablagerungen der Oberkreide auf der Linie Anzenstein - Rauher Kulm - Parkstein durchschnittlich 5 km zurückverlegt und die vor-vulkanische Landoberfläche in der schon genannten Größenordnung „unterschnitten“.

Mit den sich deutlich verändernden klimatischen Verhältnissen in den letzten 2 - 3 Mio. Jahren haben sich die Bedingungen für die Abtragung und für die Landschaftsentwicklung krass geändert: das Eiszeitalter, das sogenannte Quartär, hatte begonnen. In den Kaltphasen deutlich niedrigere Jahresmitteltemperaturen als im Tertiär und heute (z.T. unter - 6 °C; im Vergleich dazu Bayreuth heute + 6.8 °C) und vor allem starke Schwankungen des Klimas im Rhythmus von mehreren 10.000 bis 100.000 Jahren führten u.a. zum Wechsel von Perioden erhöhter Flußeintiefung in den Übergangszeiten zwischen Warm- und Kaltzeiten und intensiver Aufschüttung von Sanden und Schottern in den Kaltzeiten. Aus diesem Wechselspiel entstanden unsere Flußterrassen. In den Kaltphasen wurde an den Hängen im Takt von Gefrier- und Auftauprozessen in der sommerlichen Auftauschicht der Boden mitsamt darin befindlicher Blöcke hangabwärts transportiert. An den steilen Hängen der Basaltkegel wurde das Feinmaterial zwischen den Blöcken ausgespült und es entstanden die Ummantelungen aus Blockschutt (z.B. am



Die Entwicklung des Oberpfälzer Hügellandes im Überblick.

Rauhen Kulm). Zeitgleich entstanden unter ähnlichen Prozessen die Felsenmeere im Fichtelgebirge und im Steinwald.

Wettstreit ums Wasser – Europäische Wasserscheide und Flußentwicklung von Naab- und Mainsystem

Die Trennlinie der heutigen Fluss-Systeme von Main/Rhein, Naab/Donau und von Eger/Elbe ist die sogenannte Europäische Wasserscheide. **Blockbild 3** zeigt ihre heutige Position, jedoch reichen die Grundzüge ihrer Lage in unserem Raum bis in die Tertiärzeit zurück (vgl. **Blockbild 2**). Gesteinsrelikte aus der Region des Fichtelgebirges und seines unmittelbaren Rahmens in den frühesten Ablagerungen von Urmain, Urnaab und Ureger fernab des Fichtelgebirges zeigen uns die alte Anlage dieser Wasserscheide besonders gut.

Das Main/Rhein-System hat gegenüber den anderen Systemen in den letzten 2 Mio. Jahren einen günstigeren Gefällsverlauf bekommen. Damit schneidet es sich schneller und tiefer ein und weitert sich v.a. gegenüber dem Naab/Donau-System aus. Das wird besonders deutlich bei der Anfahrt in unser Gebiet aus westlicher Richtung von Weidenberg oder Bayreuth. Von dort kommend verläßt man das tief eingeschnittene Main-System und erreicht – die europäische Wasserscheide überquerend – die flache Tallandschaft des (Heide-) Naab-Systems.

Main- wie Naab-System haben ihr heutiges Flußbett jedoch beide tiefer gelegt. Die flankierenden Reste von Perioden der Aufschüttung (sog. Flußterrassen oder Schotterflächen) weit über dem heutigen Fließniveau der Gewässer sind davon Zeugen. Die höchstgelegenen beider Systeme sind die ältesten und könnten Alter um 2 Mio. Jahre haben. Die niedrigste Flußterrasse ist jeweils die jüngste und müßte im regionalen Vergleich in die Zeit der letzten Vereisung gehören (ca. 80.000 – 10.000 Jahre vor heute).

Die ältesten (rund 2 Mio. Jahre alten) Flussterrassen des Naab-Systems umziehen bereits die tief abgetragenen Basaltkegel des Vorlandes bis etwa 100 m über den heutigen Fließgewässern. Die Gipfelhöhen der Kegel reichen lokal (z.B. Rauher Kulm) bis zu 230 m über das heutige Talniveau. Demnach hat ein Großteil ihrer Freilegung bereits früh nach der Platznahme der Vulkanite bei etwa 20 Mio. Jahren eingesetzt, und schon bis vor ca. 2 Mio. Jahre war die wesentliche heutige Höhenverteilung des Vorlandes geschaffen worden.

Von den früheren, höher gelegenen Flussverläufen sind z.T. breite Schotterterrassen erhalten. In ihnen ging früher im Naab-System ab der Region Speichersdorf – Kirchenpingarten Kiesabbau um. Heute konzentrieren sich die verbliebenen Abbaue flußabwärts.

Im Holozän erscheint der Mensch – die letzten 10.000 Jahre

Mit der Klimaverbesserung am Ende der letzten Eiszeit begann vor etwa 10.000 Jahren (im sogenannten Holozän) die Möglichkeit zur Bildung von

Moorflächen. Diese liegen bevorzugt in den gefällsarmen Talsenken des Naab-Systems. Nordöstlich und südöstlich vom Rauhen Kulm sind sie z.T. abgebaut worden. An die gefällsarmen Talzüge des Naab-Systems gebunden sind auch die markanten Weiherflächen im Vorland der Fränkischen Linie. Ihre Anlage geht auf die Zeit der mittelalterlichen Kolonisation und den Einfluß der Klöster zurück. Damit erfuhr die Landschaft der Basaltkegel im Vorland der Fränkischen Linie ihre letzte augenfällige Prägung.

Mit der Zunahme der Besiedlung und dem Beginn des Ackerbaues (z.T. schon ab der Jungsteinzeit) wurde in erhöhtem Umfange Feinmaterial aus den Nutzflächen ausgespült. Das Bodenmaterial verlagerte sich, bis Meterdicke und darüber erreichend, in die flachen Geländesenken, wobei der Prozess bis in die Gegenwart anhält. Dabei entstehen vor allem die Ablagerungen der flachen Talauen, die heute wie früher bei Hochwässern aufwachsen. Sie sind durch ihre wasserstandsbedingte Nutzung als Wiesen im Bereich der landwirtschaftlichen Flächen kenntlich. Südöstlich Wirbenz kamen bei Drainage-Arbeiten in solchen Gebieten mittelalterliche Hufeisen aus 2 m Tiefe zutage. Vorgeschichtliche Funde in Verbindung zu solchen jungen Ablagerungen helfen, die Prozess-Abläufe seit Eingriff des Menschen in die Landschaft besser zu verstehen und zu vergleichen. Zunehmend wird dabei auch der Einfluss von Klimavariationen in den letzten 1000 Jahren erkannt.

Weiterführende Literatur

ALTENSCHMIDT, H. (1991): Maare in der Oberpfalz - Gedanken zur Entstehung des Parksteins.- Aufschluß, **42**: 83-93, Heidelberg.

GRADSTEIN, F. & OGG, J. (1996): A Phanerozoic time scale.- Episodes, **19**: 1-5.

HUCKENHOLZ, H.G. & SCHRÖDER, B. (1985): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Eger Grabens und des mesozoischen Vorlandes (Exkursion G am 13. April 1985).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **67**: 107-124, Stuttgart.

PETEREK, A. (2001): Zur geomorphologischen und morphotektonischen Entwicklung des Fichtelgebirges und seines unmittelbaren Rahmens - Überblick und Exkursion.- Geol. Bl. NO-Bayern, **51**: 37-106, Erlangen.

PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & GOTTMANN, J. (1998): Reliefentwicklung, Tektonik und Vulkanismus während des Tertiärs und Quartärs im westlichen Egerer Becken (Exkursion E am 16.4.1998).- Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., **80**: 111-132, Stuttgart.

SCHRÖDER, B. (1969): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle.- Geol. Rundsch., **58**: 10-32, Stuttgart.

STETTNER, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Oberpfalz.- 240 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

TODT, W. & LIPPOLT, H.J. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken.- J. Geophys., **41**: 43-61, Berlin.

WILHELMY, H. (1981): Klimamorphologie der Massengesteine.- 254 S., Wiesbaden (Akademische Verlagsgesellschaft).

WIRTHMANN, A. (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke.- Würzburger Geogr. Arb., **9**: 1-41, Würzburg.

Anm. d. Red.: Prof. Dr. Bernt Schröder ist emeritierter Professor am Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, der Universität Bochum. Er arbeitet seit Mitte der 1950er Jahre immer wieder im Raum Kemnath. Dr. Andreas Peterek ist Dozent für Geomorphologie an Fakultät für Geowissenschaften der Universität Bayreuth.