

Landkreis-Schriftenreihe Band 15

Milzbrand, Beil und Krisenzeit

Beiträge zur Geschichte unserer Heimat

Zwischen Fichtelgebirge und Böhmerwald

Klima und Landschaft im Wandel – ein Ausflug in die jüngere Erdgeschichte des Landkreises

Mitte des 19. Jahrhunderts wies der schwedische Geologe O. M. Torell anhand der unter Geologen berühmten Gletscherschrammen von Rüdersdorf (bei Berlin) nach, dass sich in der geologischen Vergangenheit des Pleistozäns (das ist der Zeitraum von 10.000 bis ca. 2,6 Mio. Jahre vor heute) ausgedehnte Gletscher von der Arktis über Skandinavien bis weit nach Mitteleuropa erstreckt hatten. Demnach musste das Klima des Pleistozäns gegenüber dem heutigen anders – kälter – gewesen sein. Heute wird dieses Erkenntnis im Gegensatz zu jener Zeit nicht mehr kontrovers diskutiert, aber Fragen zu den Klimabedingungen in der geologischen Vergangenheit sind geblieben und werden heute sehr viel differenzierter und dringlicher gestellt. Es ist nicht nur die notorische Neugierde des Geowissenschaftlers, sich mit dem Klima der Vorzeit (= Paläoklima)

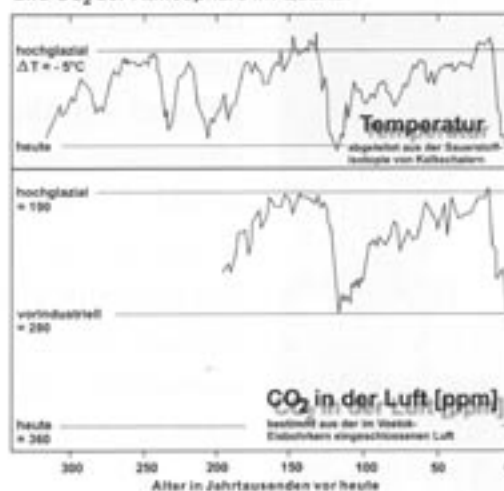
zu beschäftigen. Es ist auch die Frage, ob der seit etwa 100 Jahren beobachtbare Anstieg der weltweiten Jahresmitteltemperaturen um mehrere °C ausschließlich auf den Einfluss des Menschen zurückgeht oder ob dieser nicht teilweise eine natürliche Klimavariation überlagert. Und welche Auswirkungen sind bei einem weiteren Temperaturanstieg auf das Geoöko- bzw.

Ökosystem zu erwarten? Was kann uns die Vergangenheit darüber sagen?

Ein besonderes Interesse bringen Geowissenschaftler und Paläoklimaforscher heute den letzten mehreren 100.000 Jahren entgegen, da für diesen Zeitraum sehr gute, d.h. hochauflösende „geobiowissenschaftliche Klimaarchive“ vorhanden sind. Dazu gehören Jahreszeitenschichtungen in Eisbohrkernen oder in Seeablagerungen (sog. Warven). Über die darin aufgezeichnete Rhythmizität im Sedimentationsablauf oder der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopie lassen sich Aussagen über den je-

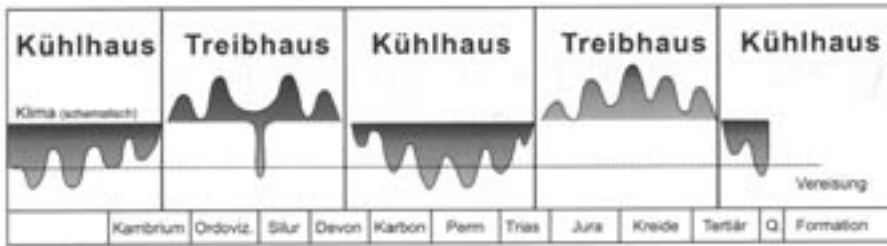
weiligen Klimaverlauf machen (s. Abb.). Geochemische Untersuchungen spielen dabei in jüngerer Zeit eine zunehmend wichtige Rolle bei der Bestimmung von Paläoklimadaten. So wird beispielsweise in Schalen von Meerestieren das Verhältnis der Sauerstoff-Isotope ^{18}O und ^{16}O

Temperaturschwankung und CO_2 der Atmosphäre im Quartär



(angegeben als $\delta^{18}\text{O}$) von der Temperatur des Meeresswassers bestimmt (Isotope = Atome mit gleichen chemischen Eigenschaften, aber unterschiedlicher Masse).

Werden längere geologische Zeiträume betrachtet, werden die Möglichkeiten, vorzeitliche Klimate und ihren Verlauf zu rekonstruieren schwieriger, da die überlieferten Signale teilweise im Laufe der Zeit über-



prägt worden sind und die zeitliche Erfassung immer unschärfer wird. Trotzdem wissen wir, dass die Erdgeschichte z.T. dramatische Klimaveränderungen erfahren hat. So zeigt sich, dass auf der Erde in den letzten 600 Mio. Jahren ein viermaliger Wechsel von „Icehouse“ und „Greenhouse“ stattgefunden hat. Wir leben heute seit ca. 55 Mio. Jahren in einem kalten Klimazustand (Icehouse), der sich allmählich entwickelte. Folge dieser allmählichen Abkühlung war die Vereisung unserer Polkappen, zunächst vor 30 Mio. Jahren auf dem Südpol, dann seit erst ca. 2,8 Mio. Jahren des Nordpols. Es ist aus verschiedenen Gründen schwierig, den Temperaturrückgang der letzten 55 Mio. Jahre und damit verbunden natürlich auch die bedeutenden Veränderungen des Niederschlags bzw. des jahreszeitlichen Klimazyklus für jeden Ort der Erde in Zahlen

Spiegelbild der Klimaentwicklung

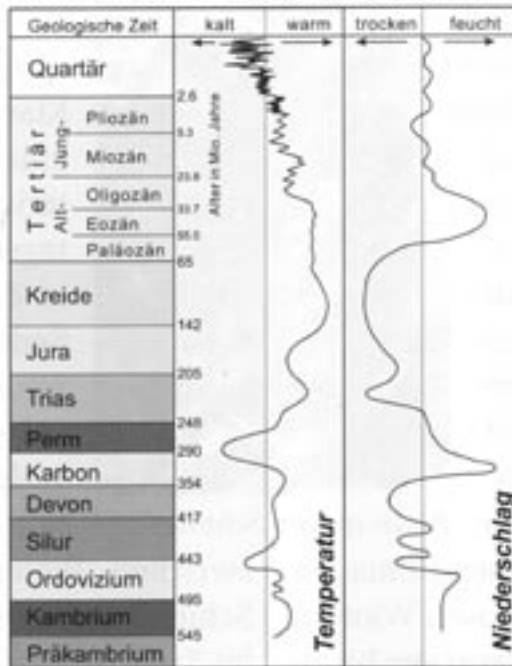


15° C betragen. Während der vergangenen 2,8 Mio. Jahre lag dieser Wert zeitweilig aber noch weit darüber.

Klimatische Faktoren haben einen wesentlichen, wenn auch nicht immer den entscheidenden Einfluss auf landschaftsgestaltende Prozesse. Mit Veränderungen des klimatischen Rahmens müssen demnach auch Veränderungen in der Formung unserer Landschaft und des Landschaftsbildes einhergegangen sein. Lassen sich diese und damit der Wandel des Klimas in den letzten 55 Mio. Jahren auch für die Region des Land-

auszudrücken. Der Rückgang in der Jahresmitteltemperatur auf unsere heutigen Werte dürfte für die Region des Landkreises Tirschenreuth jedoch bis zu

Klima im Wandel - "Fieberkurve" der Erde



kreises Tirschenreuth nachweisen?

Die Frage ließe sich einfach mit „ja“ beantworten. Sie soll aber an einigen Beispielen aus unserer Region erläutert werden. Und es soll auch gezeigt werden, wie das vormals feucht-warme, tropisch-subtropische Vorzeitenklima des Tertiärs oder die extrem kalten Klimabedingungen des Pleistozäns heute noch unsere Umwelt prägen.

**Vergangene Blattreste
- Zeugnisse früherer Klimate**

Ein immergrüner Regenwald mit Sumpfpflanzen, Zimt- und Lorbeergewächsen entlang der Auenwälder der Ur-Waldnaab?

Baumfarne und Palmen an höher gelegenen Standorten? Was sich lesen mag, wie die Beschreibung der Landschaft in einem Heimat-Science-fiction-Roman ist tatsächlich das Ergebnis paläobotanischer Untersuchungen an gut erhaltenen Blattresten in Ablagerungen aus dem Tertiär, die zeitlich in das höhere Eozän gehören (s. Abb.). Zwar stammen die von Ervin Knobloch aus Prag zwischen 1970 und 1995 bearbeiteten Blattflorereste nicht aus dem Raum Tirschenreuth sondern aus der Nähe von Staré Sedlo (Altsattel) unweit von Sokolov, doch lassen sich die aus der dort aufgefundenen Pflanzenvergesellschaftung ableitbaren damaligen Umweltbedingungen (= Paläoökologie) in unseren Raum übertragen. Aus einer umfangreichen Artenliste mit vielen 100 Belegstücken lassen sich für die Zeit des späten Eozäns ein feuchtes und warmes Klima mit milden, trockenen und frostlosen Wintern und eine Jahresmitteltemperatur von bis zu 20° C rekonstruieren (heute etwa 7° C). Die berühmte Blattflore-Fundstelle bei



Alnus sp. von Schindellohe

Staré Sedlo war übrigens bereits J.W. von Goethe bekannt. Über seinen Besuch der Fundstätte mit „Floren der Vorwelt“ notierte er am 26. September 1819 in sein Tagebuch: „Sandstein mit Blättern bemerkt“ und am 31. August 1821: „Schöne Blätter in Sandstein, von Altsattel“.

Auf bayerischer Seite sind von Ervin Knobloch ebenfalls Blattflore untersucht worden und diese kommen nun tatsächlich auch aus dem Landkreisbereich. So etwa die tertiären Floren von Klausen / Seußen oder Pilgramsreuth. Das Pflanzenmaterial stammt aus dem Untertageabbau auf Braunkohle, die in die sandigen und tonigen Sedimente des Waldershof-Neusorger Tertiärgrabens eingebettet ist. Von den einst ausgedehnten Zechenrevieren mit Schachttiefen bis 90 m zwischen Pullenreuth im Westen und Schirnding im Osten (dort besonders auch im Tagebau) ist heute meist nur wenig zu erahnen. Hin und wieder verraten Braunkohlen führende Halden die frühere Bergbautätigkeit zwischen den Jahren 1762 und 1918. Aus diesen Halden stammt teilweise auch das von E. Knobloch bearbeitete Material. Zu einem der frühesten systematischen Bearbeiter der Floren von Klausen und Seußen gehört C.W. Gümbel um 1879, der zu den Pionieren der geologischen Aufnahme Bayerns gehört. Fundstücke von Seußen finden sich aber bereits in der Systematischen Paläontologischen Sammlung von J.W. v. Goethe in Weimar, womit Seußen und Klausen zu den ältesten deutschen Fundstellen tertiärer Pflanzenreste gehören dürften!



telgebirges und des Steinwaldes einher. Da die Hebung besonders den westlichen Teil von Fichtelgebirge und Steinwald betraf, fällt die zur Zeit der basaltischen Eruptionen bestehende Landoberfläche heute sanft nach Osten unter die Sedimente des Egerer Tertiärbeckens ab (s. Abb.). Nach Süden bricht der Steinwald im heutigen Landschaftsbild entlang einer von Erben-dorf bis nach Waldsassen verfolgbaren Geländestufe ab. Diese ist mit der Hebung des Steinwaldes durch die relative Verschiebung der Krustenblöcke nördlich und südlich davon entstanden.

Vom Feldspat zum Rohstoff für Porzellan

Verbleiben wir noch bei den tertiären Blattfossilien führenden Sedimenten unserer Region. Bereits deren häufig von abbauwürdigen Tonen (Kaolin- und Illittone) dominierte Zusammensetzung lässt Rückschlüsse auf die damalige Existenz tiefgründiger Verwitterungsböden zu, die Lieferant für die tonigen Ablagerungen waren. Und tatsächlich finden sich an der Basis der älteren tertiären Sedimente meist Relikte der tiefgreifenden chemischen Bodenentwicklung, nicht selten in einer Tiefenerstreckung von mehr als 10 – 50 m. Heute wissen wir, dass eine derartig intensive chemische Tiefenverwitterung hohe Bodenluft- bzw. hohe Jahresmitteltemperaturen und hohe Niederschlagsmengen benötigt. Diese klimatischen Bedingungen fördern die Verwitterung besonders von Feldspäten, eine Silikat-Mineralgruppe (z.B. *Orthoklas* = KAlSi_3O_8), die einen wesentlichen Grundbaustein der Granite und der metamorphen Gesteine unserer Region bildet. Aus den Feldspäten werden bei der Verwit-

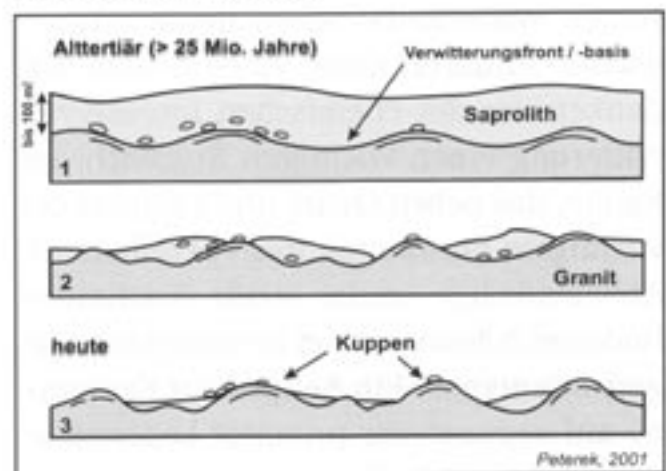
terung Elemente wie das Kalium oder Natrium sowie in unterschiedlichem Ausmaße die Kieselsäure (H_4SiO_4 oder kurz SiO_2) herausgelöst und über das Boden- und Flusswasser abgeführt. Die vor Ort verbleibenden Elemente (mit zunehmender Konzentration von Aluminium) bilden nun eine völlig neue Mineralgruppe, die sogenannten Tonmineralien. Diese sind schichtförmig aufgebaute silikatische Mineralien, deren Kristallgrößen kleiner als 0,002 mm sind. Je nach der Intensität oder dem „Reifestadium“ der chemischen Verwitterung bilden sich die Tonmineralien Kaolinit ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5[\text{OH}]_4$; bei hoher Verwitterungsintensität) oder Illit ($\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3(\text{O}, \text{OH})_{10}]$; bei mittlerer Verwitterungsintensität). Geht die chemische Verwitterung weiter, bleibt nur noch das Aluminium in Form des Aluminiumoxids (Al_2O_3) übrig, dass in tropischen Regionen in Kombination mit Eisen Bestandteil der typisch rotgefärbten (lateritischen) Böden ist oder den Rohstoff für das Aluminium (Bauxit) bildet. Vergleichbare lateritische Bodenbildungen sind in unserem Raum allerdings nicht überliefert. Ob sie überhaupt entwickelt waren, ist bisher nicht bekannt. Die in unserer Region erhaltenen Zersatzmassen werden von Tonmineralien dominiert. Welches Tonmineral vorliegt, hängt jedoch von einer Reihe von Standortfaktoren zur Zeit ihrer Bildung ab, u.a. vom Ausgangsgestein, der Position zum damaligen Grundwasserhorizont oder der Position innerhalb des ursprünglichen Reliefs.

Die oft viele m bis mehrere 10 m tiefreichenden Zersatzzonen besitzen meist einen unregelmäßigen Aufbau. So kann die Basiszone der Verwitterung auf engstem Raum in ihrer Tiefenerstreckung sehr stark schwanken. Dies ist u.a. von der

Klüftigkeit der Gesteine und der damit gegebenen Möglichkeit der Wasserzirkulation abhängig. Die Grenze zwischen dem noch weitgehend unverwittertem Ausgangsgestein und der Verwitterungsdecke ist demnach eine sehr unregelmäßig auf- und absteigende Grenzlinie, die für die Gestaltung des heutigen Kleinreliefs z.T. von überaus großer Bedeutung ist und uns allenthalben begegnet. So gehen beispielsweise die auffälligen Reliefkuppen im Raum südlich von Fuchsmühl oder die zahlreichen Kuppen, die von der Bundesstraße 299 oder der Autobahn A93 in schönen Straßenböschungen angeschnitten werden, auf diese Basisgrenzfläche der Verwitterung zurück. In diesen Bereichen sind große Teile der alten, tertiären Verwitterungsdecke durch spätere geologische Prozesse abgetragen und die höher aufragenden Partien der Verwitterungsbasis freigelegt worden (vgl. Abb.).

Zwischen den Kuppen ist die Verwitterungsdecke teilweise noch in großer Tieferstreckung erhalten. Manchem Straßenbauingenieur bietet diese Situation daher unvorhergesehene Überraschungen, da auch in vermeintlich tiefgründig

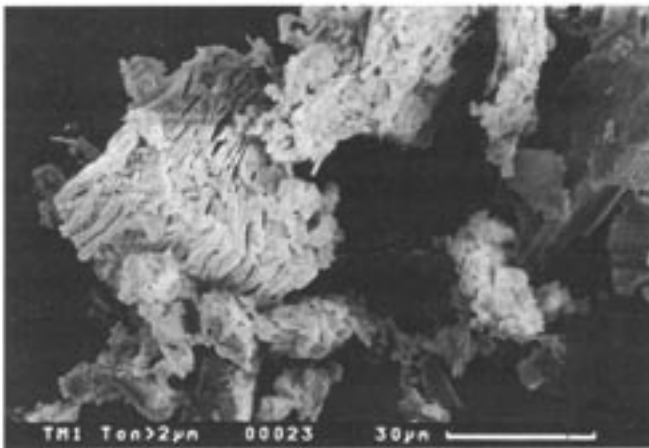
verwitterten Straßenbauabschnitten unvermittelt frisches Felsmaterial auftreten kann, so z.B. beim Bau der Autobahn A93 im Abschnitt Marktredwitz-Süd. Besonders die dortigen Baumaßnahmen haben zudem eindrucksvoll gezeigt, dass innerhalb der tiefgründig verwitterten Bereiche unterschiedlich groß dimensionierte Blöcke intakten Felsens auftreten können, die in der Zersatzmasse zu „schwimmen“ scheinen. Wir kommen später nochmals darauf zurück.



Die intensive chemische Verwitterung der Gesteine im Tertiär und die damit einhergehende Wegführung der für die Fruchtbarkeit von Böden wichtigen Mineralstoffe bzw. Elemente ist eine der Ursa-



Kaolingrube Rappauf bei Tirschenreuth



Kaolin unter dem Elektronenmikroskop

chen dafür, dass der Landwirt diese Stoffe seinen Wirtschaftsflächen heute oftmals wieder zuführen muss. Andererseits verdanken wir der chemischen Intensivverwitterung einen wichtigen Rohstoff: das Kaolin, das neben Quarz und Feldspat der wichtigste Bestandteil des Porzellans ist. Abbauwürdige, meist weiße Kaolintone finden sich heute in zwei verschiedenen Lagerstättentypen. Ein Beispiel für Kaolintone auf sogenannter primärer Lagerstätte, d.h. an Ort und Stelle der Verwitterung verbliebene Kaoline, sind die Gruben Schmelitz und Rappauf bei Tirschenreuth. Die dort abgebauten Kaolintone sind aus dem bis über 50 m tief reichendem Zersatz des Falkenberger Granites entstanden. Oftmals kann man den granitischen Charakter der Ausgangsgesteine noch erkennen, obwohl das Gestein bereichsweise vollständig zu einem Ton umgewandelt worden ist. Für einen derartigen Zersatz hat sich in der Wissenschaft die Bezeichnung Saprolith (= Faulstein; griech. σαπρος – faul, ληθος – Stein) eingebürgert. Bereits während des Tertiärs wurden die saprolithischen Zersatzmassen von Abtragungsprozessen erfasst und in nahegelegene Sedimentbecken umgelagert. Dort finden sich die Kaolintone heute durch den natürlichen Transport-Fraktionierungsprozess angereichert

auf sekundärer Lagerstätte. Beispiele dafür finden sich im Mitterteicher Becken, bei Steinmühle oder Schönhaid südlich Wiesau. Aber auch ein Großteil der im Egerer Becken heute noch abgebauten Kaolintone stammt primär aus dem Fichtelgebirge und seiner südlichen Umrahmung.

Nicht immer eignen sich „Kaolintone“ zur Herstellung von Porzellan. Das liegt an einem zu hohen Gehalt des weniger „reifen“ Tonminerals Illit, der chemisch wie kristallographisch etwas anders aufgebaut ist und aufgrund der Möglichkeit zur Wasseraufnahme zu den quellfähigen Tonmineralen gehört. Dadurch setzen beim Brennen dieser Tone nicht gewünschte Schrumpfungsprozesse ein. Illittone werden jedoch u.a. für die Herstellung von Ziegeln oder Fliesen verwendet.

Wie erläutert sind Kaolintone und tiefgründige Verwitterung das Produkt einer intensiven chemischen Verwitterung unter warm-feuchten Klimaverhältnissen. Nachdem diese Bildungen in vielen Fällen von etwa mitteltertiären Ablagerungen überdeckt werden, lässt sich schlussfolgern, dass die Verwitterung und Bodenbildung älter als diese Sedimente sind. Wir können sie daher den tropisch-subtropischen Klimaverhältnissen der ausge-



Saprolith, Felsbrocken im Gesteinszersatz schwimmend

henden Kreide und des Alttertiärs zuordnen. Sie sind damit zusammen mit den überlieferten Blattfloren von Staré Sedlo oder der Waldershof-Neusorger Senke ein deutliches Indiz für die damalige klimatische Situation. Welches sind aber die Ursachen für die tropischen/subtropischen Klimabedingungen des Alttertiärs?

Die Zeit des Alttertiärs liegt am Ende einer rund 150 Mio. Jahre andauernden Epoche, in der sich weltweit hohe Jahresmitteltemperaturen und besonders im Alttertiär hohe Niederschlagsmengen dokumentieren. Die nebenstehende Abbildung zeigt, dass dieser „Treibhauszustand“ gegen Ende der geologischen Zeit der Trias einsetzte und sein „Maximum“ etwa zur Wende der Jura-/Kreidezeit erreichte. Unter anderem eine überaus hohe Bioproduktivität der in den Weltmeeren lebenden Organismen (mit dem Aufbau von Kalkschalen, z.B. von Ammoniten, aus denen in geologischen Zeiträumen die bekannten Kalksteine entstanden sind) wie auch der Landpflanzen weist auf einen hohen Anteil an Kohlendioxid (CO₂) in der damaligen Atmosphäre hin. Dieser gegenüber heute vielfach höhere CO₂-Anteil in der Atmosphäre wird als eine wesentliche Ursache für den ausgeprägten Treibhaus-Zustand jener Zeit gesehen. Der Treibhauseffekt („Greenhouse“) entsteht dadurch, dass die Atmosphäre in hohem Maße durchlässig für die kurzwellige Sonnenstrahlung ist, die von der Erdoberfläche teilweise als langwellige Wärmestrahlung wieder an die Atmosphäre zurückgegeben wird. Durch den in der Atmosphäre erhöhten Anteil an CO₂, aber auch durch den (rückgekoppelt) klimatisch bedingten höheren Gehalt an Wasserdampf (Wolken!) wird der größte Teil der rückgeworfenen Wärmestrahlung

durch die Atmosphäre absorbiert, die sich damit fortlaufend erwärmt.

Über die Ursachen der hohen CO₂-Konzentration in der Atmosphäre der Erde während einzelner Abschnitte der geologischen Vergangenheit wird heute noch diskutiert, genauso darüber, ob dieser Faktor ausreicht, die beobachtbaren Klimavariationen zu erklären. Es ist vermutlich eine Kopplung verschiedenster geologischer Prozesse, die das Klima entscheidend steuert, so u.a. die Wanderung von Kontinenten über die Erdoberfläche durch die Prozesse der Kontinentaldrift (Plattentektonik). So können besondere Konfigurationen der Kontinentplatten Einfluss auf den empfindlichen Wärmeaustausch im System Ozean – Kontinent – Atmosphäre nehmen. In diesem Zusammenhang ist interessant, dass die vier kalten Klimagezeiten der letzten 600 Mio. Jahre (mit ausgehnter Pol- und Gebirgsvergletscherung) mit Zeiten von Gebirgsbildungsphasen und bedeutenden Änderungen der Kontinentflächen zusammenfallen. Mit den Bewegungen der Kontinentplatten hängt wiederum auch die vulkanische Aktivität auf der Erde zusammen. Der damit verbundene Gas-Ausstoß wird ebenfalls als einer der Lieferanten des CO₂ diskutiert.

Vom Treibhaus ins Kühlhaus – der Wandel des Klimas seit dem mittleren Tertiär

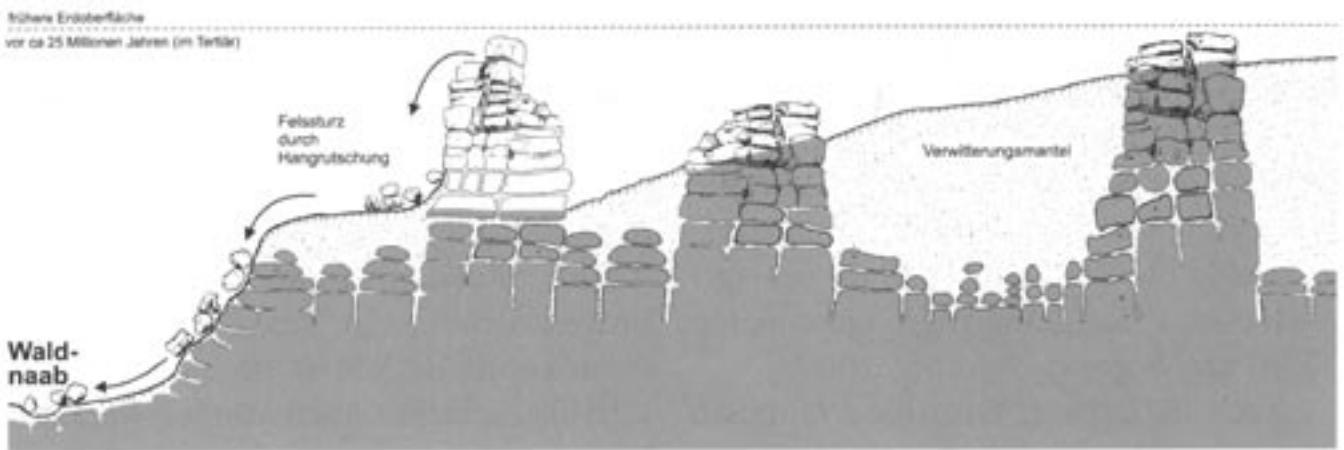
Während des jüngeren Tertiärs (das ist etwa der Zeitraum zwischen 20 Mio. – 2,6 Mio. Jahre vor heute) waren die klimatischen Bedingungen zeitweilig noch für chemische Verwitterungsprozesse günstig, jedoch lassen weit geringere Tiefenerstreckung und Intensität der Bodenent-

wicklung bereits auf langsam im Jahresdurchschnitt zurückgehende Temperaturen und Niederschläge schließen. Es fehlt im Jungtertiär aber ein weiterer wichtiger Faktor der Bodenbildung: die Zeit. Und damit sind quantitative Vergleiche der klimatischen Entwicklung auf der Grundlage der Verwitterungsbildungen nur eingeschränkt möglich. Während für die Verwitterung seit der höheren Kreide und im Alttertiär weit mehr als 30 Mio. Jahre zur Verfügung standen, engt sich dieser Zeitraum im Jungtertiär ein. Hinzu kommt, dass die seit dem Oligozän beginnende und von vulkanischer Aktivität begleitete tektonische Unruhe immer wieder zum Abtrag der Verwitterungsdecken führt.

Sehr deutlich zeichnen sich allerdings die klimatischen Veränderungen im späten Tertiär und v.a. im Pleistozän ab. So zeigt beispielsweise ein zunehmender Bestandteil an unverwitterten Gesteinspartikeln in den Sedimenten eine geringere Verwitterungsintensität im Liefergebiet an. Gesteinskomponenten in den spätertären Sedimenten, die durch feine Sandstrahlung angeschliffenen Oberflächen aufweisen (sogenannte Windkanter), geben einen Hinweis auf zeitweilig offene (vegetationslose) Flächen und trockene klimatische Bedingungen. Und im Pleistozän? Hier zeigt die sich mehrfach wiederholende Abfolge von Flusseintiefung oder Akkumulation, Ablagerung, von Sanden und Kiesen (den sogenannten Flussterrassen) den periodischen Wechsel von Warmzeiten (mit Jahresdurchschnittstemperaturen z.T. höher als heute) und Kaltzeiten (mit Jahresdurchschnittstemperaturen von bis zu minus 6°C). Die heutige Oszillation, Klimaschwankungen, mit Perioden von jeweils etwa 100.000 Jahren mit Kaltzeiten

(~80.000 Jahre) und Warmzeiten (~20.000 Jahre) lässt sich für die letzten 800.000 Jahre nachweisen. Erstmals hatte der serbische Mathematiker M. Milanković (1879 – 1958) diese ca. 100.000 Jahre währende Zyklizität der Variation der Sonneneinstrahlung zugeschrieben und dies auf der Grundlage astrophysikalischer Berechnungen auch nachgewiesen. Heute gilt diese Milanković-Zyklizität als Ursache der Klimaschwankungen des Eiszeitalters.

Kommen wir zurück zu den eingangs erwähnten Gletschern, die während der pleistozänen Kaltzeiten als große Inlandeismassen weite Teile der nördlichen Hemisphäre bedeckten. Es ist mehrfach diskutiert worden, ob nicht auch die höchsten Lagen des Fichtelgebirges zumindest in den am stärksten ausgeprägten Kaltphasen vergletschert gewesen sein könnten. So sind in diesem Zusammenhang beispielsweise Karchessee und Fichtelsee als Gletscherzungenseen diskutiert worden. In den tieferen Lagen des Fichtelgebirges und seines Rahmens herrschten dagegen während der Kaltphasen „lediglich“ frostige Bedingungen mit Temperaturen, die meist weit unter dem Gefrierpunkt lagen. Nur in den Sommermonaten tauten die bei diesen klimatischen Bedingungen bis an ihre Basis durchgefrorenen Böden bis in eine Tiefe von 1 – 2 m auf. Darunter setzte sich der Dauerfrost (= Permafrost) auch im Sommer bis in Tiefen von bis zu einigen 100 m weiter fort. Die beim sommerlichen Auftauprozess auftretende hohe Wassersättigung der obersten Bodenschichten bzw. die fehlende Möglichkeit für das sommerliche Niederschlagswasser durch das vereiste Kluftsystem des Untergrundes zu versickern, bedingte während der Auftauphasen eine hohe Mobilität der



obersten Bodenschichten, insbesondere bei stärkeren Hangneigungen. Durch den vielfachen Wechsel des Auftauens und Gefrierens wurden durch diesen Prozess die tertiären Verwitterungsdecken daher großflächig abgetragen und die im Verwitterungsmantel isoliert noch erhaltenen Blöcke freigelegt. Meist wurden diese bis m-großen „core stones“ innerhalb der mobilisierten Verwitterungsdecke ebenfalls hangabwärts transportiert und am Hangfuß zu den bekannten Blockmeeren angehäuft. Legte der Abtragungsprozess die unverwitterten Erhebungen innerhalb des Verwitterungsmantels frei, begegnen uns diese heute in Form der markanten Felsburgen oder Felsfreistellungen, so z.B. in besonders eindrucksvoller Weise entlang der Waldnaab.

Weil Flüsse nicht bergauf fließen – das Waldnaabtal

Die Waldnaab tritt bei Falkenberg – aus dem Bereich des tertiären Mitterteicher Beckens nach Süden fließend – in ein von Graniten geprägtes Areal ein, das heute teilweise deutlich höher liegt als das nördlich gelegene Becken. Entsprechend durchfließt die Waldnaab dieses Granitgebiet in einem relativ engen und tiefeingeschnittenen Tal, dem malerischen

Waldnaabtal. Es ist nun eines der Grundprinzipien der Geomorphologie (der Wissenschaft von den Oberflächenformen unserer Erde), dass der Oberflächenabfluss den relativ tiefer gelegenen Gebieten zufließt, so wie der Apfel der Schwerkraft folgend vom Baum fällt. Dass die Waldnaab dieses Prinzip „verletzend“ heute dem höheren Areal zufließt, kann nur damit erklärt werden, dass dieser Höhenunterschied zunächst nicht existierte und die Waldnaab ursprünglich (im späten Tertiär) über ein weitgespanntes Flachrelief abfloss. Dieses Flachrelief war noch weitgehend mit einer mächtigen saprolithischen Verwitterungsdecke eingekleidet, die in den regelmäßig angeordneten Riss- und Bruchzonen innerhalb der Granite besonders tiefgreifend entwickelt war. Aufgrund der (tektonischen) Heraushebung des Granitgebietes südlich von Falkenberg begann sich die Waldnaab zunächst in die Verwitterungsdecke und anschließend in das feste Gestein einzutiefen. Bevorzugt folgte sie dabei den tiefgründigen Verwitterungszonen, wodurch sie ihren heute z.T. winkeligen Verlauf erhielt. Mit wachsender Eintiefung der Waldnaab und zunehmendem Talhanggefälle entlang des Flusses wurden durch die oben dargestellten eiszeitlichen Abtragungsprozesse große Teile des Granitge-

bietes von dessen Verwitterungsdecke entblößt. Besonders im Nahbereich der Waldnaab erfolgte die nahezu vollständige Entfernung der Verwitterungsdecke und die Freilegung der unverwitterten Felsenkerne sowie die Zertalung entlang des verwitterten, schachbrettartig angeordneten Kluft- und Fugensystems der Granite.

Auch in Zukunft wird die Waldnaab sich ihren Weg durch das Waldnaabtal bahnen und sich dabei immer tiefer ein-

schneiden – langsam, aber zielgerichtet. Und die von den Hochflächen und aus den Seitentälern auf die Waldnaab zufließenden Bachläufe werden die letzten Reste der alttertiären Verwitterungsdecke abtragen – Korn um Korn. Unsere jüngere Erdgeschichte zeigt uns aber, dass sich diese kontinuierlich erscheinende Landschaftsgeschichte auch wieder wandeln kann.

Literatur (Auswahl)

Brand, H. (1954): Lagerstättenkunde einiger Braunkohlenbecken des Fichtelgebirges. – Erlanger geol. Abh., 9: 1-44, Erlangen

Huch, M., Warnecke, G. & German, K. (Hrsg.) (2001): Klimazeugnisse der Erdgeschichte. Perspektiven für die Zukunft. – 252 S., Berlin etc. (Springer-Verlag).

Schröder, B. & Peterek, A. (2002): Parkstein, Anzenstein & Co. – geologische Geschichte der Kegelberge in der Oberpfälzer Senke. – Landkreis-Schriftenreihe, 14: 127-139, Tirschenreuth.

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

Knobloch, E. (1971): Die tertiäre Flora von Seußén und Pilgramsreuth (Nordbayern). – Erlanger geol. Abh., 87: 3-26, Erlangen.

Knobloch, E. (1989): Die biostratigraphische Stellung der tertiären Blattfloren von Seußén und Wackersdorf (Oberpfalz). – Documenta naturae, 55: 79-89, München.

Abbildungen 1 bis 3 Quelle: Huch u.a. (2001)