©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wir können also sagen, eine „Raumverzehrung" ist, solange das Gesteinsvolumen gleich bleibt, ausgeschlossen, mit einer Verringerung der Breite ist aber notwendig eine Vermehrung der Höhe gegeben. Dieser Gesetzmäßigkeit ist nicht auszuweichen.

Damit stehen wir aber wieder genau vor derselben Schwierigkeit, die uns schon vor langer Zeit veranlaßte, andere Auswege zu versuchen.

Dr. J. Moscheles (Prag). Die geologische Geschichte des Kaiserwaldes seit dem Alttertiär.

In vorliegender Arbeit soll der Versuch gemacht werden, mit Hilfe der morphogenetischen Methode die geologische Geschichte des Kaiserwaldes für die jüngere Vergangenheit zu rekonstruieren, also eines Gebietes, in welchem Sedimente stark zurücktreten. Vor allem sollen die jungen Störungen nach ihrem räumlichen und zeitlichen Auftreten bestimmt werden, was bisher in den stark beanspruchten kristallinen Gesteinen nur schwer möglich war.

Der Kaiserwald bildet einen fast allseits gut individualisierten Gebirgsstock, der im Norden und Westen gegen die tertiären Beckenlandschaften an der Eger, im Südwesten gegen das Granitplateau von Sandau mit ca. 200 *m* hohen Steilrändern absetzt. Im Osten bildet die basaltische Kuppenlandschaft des Duppauer Gebirges die natürliche Grenze unseres Gebietes. Im Südosten fehlt eine scharfe Grenze; wir wollen unser Arbeitsgebiet hier durch eine Linie begrenzen, die wir aus der Gegend von Marienbad in der Richtung nach Tepl ziehen, so daß das sogenannte Tepler Hochland nicht mehr in das Bereich unserer Untersuchungen fällt, während das sogenannte Karlsbader Gebirge noch zum Kaiserwald gerechnet wird.

Mit der geologisch-petrographischen Untersuchung des so umgrenzten Gebietes, mit den Alters- und Lagerungsverhältnissen der hier auftretenden Gesteine haben sich seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts eine Reihe der bedeutendsten Geologen beschäftigt. Die große Zahl wichtiger Heilquellen, die teils im Kaiserwald selbst, teils in seinen Randlandschaften entspringen, regte immer von neuem zur Untersuchung ihrer Entstehung, ihrer Abhängigkeit von Nachbargestein, ihres Zusammenhanges mit den tektonischen Verhältnissen an. Stets aber sehen wir nur einzelne Gebiete — die Umgebung von Karlsbad und Marienbad — bevorzugt oder es wird einzelnen Problemen meist petrographischer Natur nachgegangen. Eine vollständige, den ganzen Kaiserwald umfassende geologische Darstellung, wie sie Gümbel für den Böhmerwald, Laube und neuerdings Gäbert für das Erzgebirge geliefert haben, gehört noch zu den Desideraten.

Im Anschluß an die zahlreichen Spezialuntersuchungen, namentlich an die von Hochstetter, Reuß, Laube und Löwl, sowie in Analogie mit dem Erzgebirge, das — wie schon Zippe erkannt und Reuß näher begründet hat — demselben Gebirgssystem angehört wie der Kaiserwald, läßt sich die ältere geologische Geschichte unseres Gebietes kurz folgendermaßen zusammenfassen: Der Kaiserwald besteht im wesentlichen aus alten kristallinen Schiefern — Gneis, Glimmer-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schiefer und Phyllit —, in welche zur Zeit der karbonischen Faltung Granite intrudiert wurden. Löwl[1]) unterscheidet eine ganze Reihe solcher eingepreßter Granitkerne, die er mit den Lakkolithen des Coloradoplateaus vergleicht. Sie zeigen stets einen flachen Scheitel, der nach allen Seiten sehr steil abfällt. Stark metamorphosierte Schieferlappen, die z. B. bei Perlsberg dem Scheitel der Granitkerne aufgelagert sind, beweisen, daß deren ebene Oberfläche primärer Entstehung und nicht ein Werk der Abtragung ist. Diese Granitintrusionen haben die alten Schiefer aufgewölbt, so daß sie heute periklinal von den nachträglich entblößten Scheiteln der Granite abfallen. Die Schiefer verflächen daher stets nach der vom Granit abgewandten Seite, während ihr Streichen im allgemeinen südwest-nordöstlich gerichtet ist.

Ueber die Einteilung und Altersfolge der Granite des Kaiserwaldes ist seit Goethes Zeiten eine schier unübersehbare Literatur entstanden. Wir können mit Laube und Löwl in der Hauptsache zwei Granitvarietäten unterscheiden: den Gebirgsgranit, auch Elbogner Granit genannt, und den Erzgebirgs- oder Zinngranit. Ersterer besteht aus einer Grundmasse von wechselnder Korngröße, die am ehesten als grobkörnig zu bezeichnen ist und sich aus grauem Kalifeldspat, weiß- oder braungrauem Quarz und Biotit zusammensetzt; Oligoklas und Muskovit treten stark zurück. Charakteristisch für ihn sind die in die Grundmasse eingesprengten Karlsbader Zwillinge, neben denen auch 1 bis 2 *cm* große Quarzkristalle auftreten. Stets wird er von mächtigen Kontakthöfen umgeben, während der Erzgebirgsgranit seine Nachbargesteine nur wenig verändert hat. Letzterer ist feinkörnig, enthält mehr Oligoklas und Muskovit und weist als Einsprenglinge 1 *cm* große Quarz-Dihexaeder neben Feldspatzwillingen auf. An ihn knüpft der einstige Erzreichtum des Kaiserwaldes, während dem Gebirgsgranit Erzgänge stets fehlen.

Die beiden Granitarten unterscheiden sich nicht nur petrographisch, sondern auch infolge ihres verschiedenen Kluftsystems in ihren Absonderungsformen. Der Gebirgsgranit weist drei aufeinander senkrecht stehende Kluftsysteme auf. Da er der Einwirkung der Atmosphärilien nur geringen Widerstand entgegensetzt, entstehen so im Verein mit der Kantenverwitterung die wollsackähnlichen Verwitterungsformen, die überall auftreten, wo der Gebirgsgranit einer geschlossenen Vegetationsdecke entbehrt. Beim Erzgebirgsgranit bedingen zahllose, dichtgedrängte, fast vertikale Klüfte eine plattenförmige Absonderung, und da sich der feinkörnige Granit gegen die Verwitterung äußerst widerstandsfähig erweist, bilden die abblätternden Platten scharfkantige, an den Scherbenkarst gemahnende Schutthalden an den Gehängen der Berggipfel.

Eine Altersverschiedenheit der beiden Granite wurde ebensooft angenommen als verneint. Bis heute sind die Erscheinungen an den Kontaktstellen der beiden Granite noch keineswegs geklärt und es treten auch Varietäten auf, die nicht ohne Willkür der einen oder anderen Gruppe zugewiesen werden können. Schon Charpentier

[1]) Löwl, Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad, Prag 1885.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und nach ihm Reyer haben diese Phänomene dahin erklärt, daß der Erzgebirgsgranit in den nur äußerlich erstarrten Kern von Gebirgsgranit eingepreßt wurde und auch Naumann und Laube halten beide Granitarten für sukzessive Glieder desselben Magmas, für Produkte zeitlich rasch aufeinanderfolgender Intrusionsepochen. Jedenfalls sind die Intrusionen nicht alle gleichzeitig erfolgt und Nachschübe scheinen gelegentlich auch in bereits erstarrte Massengesteine eingedrungen zu sein. Zwar fehlen hierüber noch eingehendere Untersuchungen, aber der aus basischen Gesteinen hervorgegangene Serpentinzug von Sangerberg (bei Marienbad) wird in seinen Ausläufern von Graniten durchsetzt, die einzelne Teile von ihm losrissen und offenbar jünger sind als er.

Ueber die späteren Schicksale wissen wir nur wenig, denn alle Schichtgesteine bis zum Oligocän fehlen vollständig und auch von den älteren Landformen ist nichts erhalten geblieben. Jedenfalls muß der Kaiserwald durch lange geologische Epochen ein Gebiet kontinuierlicher Abtragung gewesen sein, denn nach Löwl ist ein Gesteinsmantel von ca. 12 *km* Mächtigkeit vom Gipfel des Judenhaukerns entfernt worden. Den Ausgangspunkt unserer weiteren Betrachtungen bildet die eintönige flachwellige Rumpffläche, die sich im Oligocän über das außeralpine Mitteleuropa, vielleicht noch weit darüber hinaus erstreckte und von Braun (in seinem Werk „Deutschland") als germanische Rumpffläche kartiert wurde. Sande und Braunkohlenablagerungen auf der Höhe des Kaiserwaldes kennzeichnen dieses Rumpfflächenstadium. Wir finden solche alttertiäre Sedimente als Unterlage junger Ergußgesteine, z. B. des Tschebon östlich von Tepl, aber auch frei zutage tretend im südlichen, wenig zertalten Teil des Kaiserwaldes oberhalb von Marienbad. Auffallend ist dabei, daß dem verhältnismäßig tief gelegenen Plateau von Espenthor oberhalb von Karlsbad anstehende Braunkohlenablagerungen vollkommen fehlen, obwohl es mit 550 *m* fast 300 *m* tiefer liegt als der südliche Kaiserwald. Wir finden hier nur die allerdings sehr ausgedehnten Blockherden von Quarzit und Hochstetter hat die jaspisartigen Einschlüsse im Basalt des Veitsbergs für im Kontakt gefritteten alttertiären Ton angesehen.

Der Zusammenhang des Kaiserwaldes mit dem Erzgebirge war zu jener Zeit noch nicht gestört, wenn wir auch nicht unbedingt der Ansicht zustimmen können, daß die Flüsse damals aus dem Kaiserwald über das Erzgebirge in das sächsische Oligocänmeer gingen. Das Hauptargument für diese Ansicht, daß die Kieselschiefer in den oligocänen Schottern des Erzgebirges von den Flüssen aus der sogenannten Silurmulde Mittelböhmens herbeigeschafft worden sein müssen, wird schon durch den Hinweis Laubes [1]) widerlegt, daß ganz gleichartige Kieselschiefer auch bei Möritschau südlich von Schlackenwerth anstehen. Hibsch [2]) nimmt sogar für die damalige Zeit eine Höhenzone im Bereich des heutigen Egergrabens an, da seiner Sohle die ältesten

[1]) Geologische Exkursionen im böhmischen Thermalgebiet, Leipzig 1884. pag. 75

[2]) Sitzungsberichte der k. Akad. der Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 1913, I.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tertiären Sedimente, wie wir sie im Kaiserwald und auf dem Erzgebirge finden, fehlen. Allerdings ist auch dieses — negative — Merkmal nicht unanfechtbar, denn es kann sich ja im Gebiet des Egergrabens eine Aufwölbung und Abtragung des älteren Oligocäns kurz vor der Entstehung des Senkungsfeldes vollzogen haben. Wir dürfen daher als sicherstehend nur festhalten, daß im Altertiär keine Senkungsregion den Kaiserwald vom Erzgebirge trennte.

Die im Oligocän einsetzenden tektonischen Störungen haben den Kaiserwald aus dem Zusammenhang mit den benachbarten Landschaften gerissen und jene Steilränder entstehen lassen, die wir eingangs zu seiner Abgrenzung benützten. Die Störungen begannen, wie schon von Hochstetter hervorgehoben wurde, erst nach Ablagerung der mitteloligocänen Sedimente. Im Bereich der Becken von Eger und Falkenau kam es zunächst zu einer schwachen Einmuldung. Während des Miocäns wuchs die Intensität der tektonischen Kräfte; es kam zur Bildung von Brüchen und die Störungen endeten erst nach Abschluß der Sedimentationsperiode, denn selbst die jüngsten untermiocänen Beckenschichten werden noch von Brüchen durchsetzt.

Auch der Königswarther Steilrand ist unzweifelhaft durch Bruchbildung entstanden. Das Auftreten von Mineralquellen, zum Beispiel bei Marienbad und Königswarth kennzeichnet ihn als tektonische Störungslinie, längs der übrigens schon in weit älterer Zeit Bewegungen stattgefunden haben müssen. Die an dieser Bruchlinie abgesunkene Rumpffläche des Kaiserwaldes finden wir im Granitplateau von Unter-Sandau wieder, das von zwei untereinander und zur Bruchstufe parallelen Quarzgängen durchzogen wird. Diese sind vollständig in das Niveau der Rumpffläche eingeebnet und brechen unvermittelt gegen das Tertiär des Egerbeckens ab. Sie sind also älter als der Einbruch des Beckens, aber auch älter als die Entstehung der Rumpffläche, obwohl sie im Streichen dem jungen, die Rumpffläche des Kaiserwaldes durchsetzenden Randbruch von Königswarth entsprechen. Wir haben also hier ein Wiederaufleben tektonischer Kräfte an der Wende von Alt- und Jungtertiär längs einer weit älteren Störungsachse vor uns.

Auffallend ist, daß die Granitsenke von Unter-Sandau keine Spur tertiärer Sedimente aufweist, obwohl hier kein größerer Fluß vorhanden ist, der eine so vollkommene Ausräumung erklärlich erscheinen lassen würde. Selbst mitteloligocäne Sedimente fehlen, die doch in unmittelbarer Nachbarschaft in ca. 800 *m* Höhe im Kaiserwald erhalten sind. Es hat so durchaus den Anschein, als ob der Südwestabbruch des Kaiserwaldes wegen des Fehlens jungtertiärer Sedimente an seinem Fuß später angelegt worden sei als die anderen Randbrüche und aus ähnlichen Erwägungen wie beim Egergraben dürfen wir schließen, daß das Senkungsfeld von Unter-Sandau vor seiner Absenkung eine Schwellenlage besessen habe. Die Schwelle im Norden wurde aber schon im Oberoligocän von Senkungen betroffen, während hier allem Anschein nach erst die jüngeren, im Egergraben die untermiocänen Schichten durchsetzenden Störungen Bewegungen auslösten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Osten wird der Rand des Kaiserwaldes von den Basalten des Duppauer Gebirges verhüllt. Während die Auflagerungsgrenze der Basalte auf dem Granit bei Sollmus und Engelhaus in einer absoluten Höhe von ca. 600 *m* gelegen ist, schneidet die Eger bei Gießhübl-Sauerbrunn erst im Niveau von 400 *m* Granit und tertiäre Letten unter den Basalten an. Wir haben also auch hier ein ca. 200 *m* tiefes Senkungsfeld vor uns, das aber durch die Basalte des Duppauer Gebirges bis zu ihrem Ueberfließen in den Kaiserwald aufgefüllt ist. Die Basalte erheben sich bis 800 *m* und haben den Rand des Kaiserwaldes so vollständig verhüllt, daß wir nicht feststellen können, ob seine Ostgrenze von einem Bruch oder einer Flexur gebildet wird.

Eine außerordentlich flache Flexur stellt der Südostrand des Kaiserwaldes, das ganze Tepler Hochland dar und es ist ganz eigenartig zu beobachten, wie sehr hier die tektonischen und die darauf beruhenden hydrographischen Verhältnisse auch ethnisch zum Ausdruck kommen. Im Gegensatz zum übrigen Kaiserwald gehört das Tepler Hochland dem tschechischen Sprachgebiet an.

Zu Beginn des Oberoligocäns setzte die Zerstörung der alten Rumpffläche ein und die einzelnen Teile des Kaiserwaldes weichen in ihrer weiteren Entwicklung etwas voneinander ab. Bevor wir es jedoch unternehmen, die Beobachtungsergebnisse und die daran geknüpften Schlußfolgerungen darzustellen, wollen wir kurz die Verhältnisse im Erzgebirge betrachten, das als ein dem Kaiserwald sehr ähnliches Nachbargebiet viele Analogien mit diesem aufweist und wichtige Ergänzungen zu den im Kaiserwald gemachten Beobachtungen bietet. Machatschek[1]) konnte im Erzgebirge eine erste Einmuldung des Egergrabens im Oberoligocän feststellen, die während der Ablagerung der tertiären Sedimente bis ins Untermiocän anhielt. Dann folgte eine Zeit tektonischer Ruhe, während der die Flüsse eine Verebnungsfläche schufen, deren Oberfläche die Grenze kristalliner und untermiocäner Gesteine quert. Diese Verebnungsfläche ist daher jünger als das Untermiocän, aber älter als die zweite tektonische Phase, deren Störungen den Egergraben — die einstige Fortsetzung der Verebnungsfläche — absinken ließen und die stehengebliebenen Teile der Verebnungsfläche in verschiedene Niveaus brachten. Auf die Bedeutung der Querstörungen für den verschiedenen Charakter des Gebirgsrandes kommen wir bei Betrachtung unseres eigenen Gebietes noch zurück.

Schon in der Umgebung von Lauterbach läßt sich erkennen, daß wenigstens in diesem Teil des Kaiserwaldes nicht die alttertiäre Rumpffläche, sondern eine jüngere Verebnung die Höhe des Steilabfalls gegen den Egergraben bildet. Sie entstand nicht durch tektonische Vorgänge, sondern durch Abtragung seitens der Flüsse. Eine erste Einmuldung des Egergrabens vor der Bruchphase ist hier nicht zu beobachten; die Südgrenze der oligocänen Senke muß daher hier innerhalb des heutigen Grabens gelegen gewesen sein. Die heute schon stark zerschnittene Verebnungsfläche, die hier bei Lauterbach

---

[1]) Morphologie der Südabdachung des böhmischen Erzgebirges; Mitteil. d. k. k Geogr. Ges. in Wien 1917, Bd. 60, pag. 235—288.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in einer Seehöhe von 740—770 *m* bis hart an den Abbruch gegen das Falkenauer Becken herantritt, wird von einzelnen Erhebungen wie dem Krudum (835 *m*), dem Spitzberg (825 *m*) und dem Knock (856 *m*) überragt, die durchwegs an den widerstandsfähigen Erzgebirgsgranit meist an besonders feinkörnige Partien desselben anknüpfen. Im Süden begrenzt der aus Hornblendeschiefer aufgebaute Hasentanz (837 *m*) die Horizontlinie. Sobald jedoch dieser erstiegen ist, steht man auf einer Rumpffläche, die sich in ca. 840 *m*, also etwa im Niveau des Knock, fast tischeben zwischen dem Mühlbach und dem Tal von Sangerberg südwärts bis an den Rand des Kaiserwaldes bei Königswarth hinzieht. Die Höhenverhältnisse dieser oberen Rumpffläche sind von den Härteunterschieden der Gesteine nicht beeinflußt; diese Rumpffläche befindet sich also in einem viel weiter fortgeschrittenen Stadium der Einebnung als die tiefergelegene Verebnungsfläche von Lauterbach, in deren an den widerstandsfähigen Erzgebirgsgranit geknüpften Erhebungen sie sich mit gleichbleibender Höhe bis an den Bruchrand gegen den Egergraben fortsetzt. Die Verebnungsfläche von Lauterbach kann daher nicht als abgebogener Teil der Rumpffläche gedeutet werden; sie ist vielmehr eine jüngere Erosions- und Denudationsform, die von den gegen den Egergraben gerichteten Bächen innerhalb der Rumpffläche ausgebildet wurde. Die Verebnungsfläche kann also erst entstanden sein, als nach dem Mitteloligocän die einstige Schwelle zu einem Senkungsfeld umgewandelt worden war und die Entwässerung sich gegen den tektonisch vorgezeichneten heutigen Egerlauf richtete; sie muß aber älter sein als die tektonischen Störungen, die nach Ablagerung des Untermiocäns den sie abschneidenden Randbruch des Kaiserwaldes schufen und die Tertiärschichten im Falkenauer Becken absinken ließen. (Zur Vermeidung von Irrtümern sei darauf hingewiesen, daß Senkung, beziehungsweise Hebung in vorliegender Arbeit stets relativ gemeint sind und nicht die tatsächliche Bewegungsrichtung angeben sollen.) Die Verebnungsfläche des Kaiserwaldes bei Lauterbach entstand somit zu gleicher Zeit wie die von Machatschek beschriebene, in den Südabfall des Erzgebirges eingeschaltete, also in der Ruhepause zwischen der alt- und jungtertiären Störungsphase.

Südlich vom Hasentanz ist die Rumpffläche noch sehr vollkommen erhalten; die Wiederbelebung der erosiven Kräfte durch das Absinken des Sandauer Granitplateaus erfolgte daher wohl später als die erste Einmuldung des Egergrabens. Dies ist ebenso wie das Fehlen aller tertiären Sedimente im südlichen Senkungsfeld ein Wahrscheinlichkeitsbeweis dafür, daß es erst während der zweiten tektonischen Phase, also nach dem Untermiocän entstand.

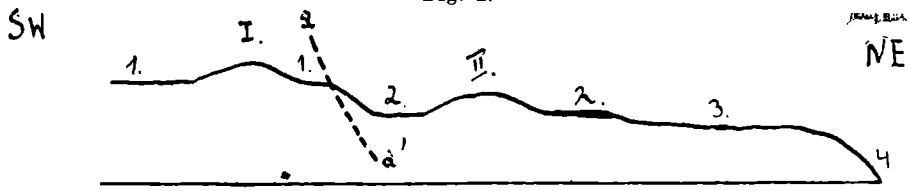
Zwischen Wudinggrün und Schönfeld scheint eine Abbiegung (oder ein Abbruch) der Verebnungsfläche gegen Nordosten stattgefunden zu haben, in welche sich die Zuflüsse des Zechtales der Neigung entsprechend eingeschnitten haben. Diese Störungslinie fällt ziemlich genau in die Richtung einer Querstörung, die das Tertiär der Falkenauer Hochebene durchsetzt und in deren Fortsetzung das Zwedauer Tal zwei verschieden gebaute Stücke der erzgebirgischen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abfallsregion trennt[1]). Diese Querstörung ist im Kaiserwald jedenfalls jünger als die Verebnungsfläche, die östlich der Störung nur mehr eine Höhenlage von 600—640 *m* besitzt. Auch ihre an den Erzgebirgsgranit geknüpften Erhebungen, der Brennberg (741 *m*) und der Buchen (732 *m*) liegen rund 100 *m* unter dem Niveau von Hasentanz und Knock westlich der Störungslinie. Diese Störung hat daher die bereits ausgebildete Verebnungsfläche betroffen und um rund 100 *m* gegen Nordosten abgebogen.

Auch nach dieser, somit der zweiten tektonischen Phase angehörigen Störung haben die Flüsse einmal durch längere Zeit an der Verbreiterung ihrer Talsohle gearbeitet. Die so entstandene jüngere Verebnung liegt bei Höfen in ca. 590 *m* Seehöhe und läßt sich in einzelnen, sehr spärlich mit Quarzschottern bestreuten Terrassen längs des Fluthbaches talaufwärts bis zum Eisenhammer verfolgen. Das

Fig. 1.



Maßstab: Länge 1:75.000, Höhe 1:25.000.

1 Verebnungsfläche von Lauterbach. — 2 = abgebogene Verebnungsfläche. — 3 = Talboden von Höfen. — 4 = Tal des Fluthbaches oberhalb von Elbogen.

I = Krudum. — II = Brennberg.

a - - - *a'* = Störungslinie in der Verebnungsfläche.

Zechtal selbst liegt nicht am Fuß der Abbiegung, sondern etwas weiter östlich im abgesenkten Gebiet, aber doch durchaus parallel zur Hauptstörungslinie. (Figur 1.)

Dort, wo der Fluthbach den Kaiserwald verläßt, erhebt sich das Plateau des Robitschberges (517 *m*) ein wenig über das Falkenauer Tertiärland. Es scheint sich um ein in höherem Niveau stehen gebliebenes Stück der Grabensohle zu handeln, das dem SW—NE gerichteten Randbruch des Kaiserwaldes hier vorgelagert ist. Auch am linken Ufer der Eger treten hier in der Gegend von Elbogen solche Granithorste auf. Bei Elbogen selbst durchbricht die Eger einen solchen Horst, der an ihrem linken Ufer eine Höhe von 540 *m* (160 *m* über dem Fluß) erreicht. Schotter beweisen, daß die Eger einst in diesem Niveau floß, gleichzeitig als der Fluthbach die Verebnungsfläche von Höfen und die Terrassen bei Eisenhammer in entsprechender Höhenlage schuf. Da diese Terrassen in die bereits gestörte Verebnungsfläche von Lauterbach eingesenkt und somit jünger sind als die zweite tektonische Phase und die Bildung des

[1]) Machatschek, a. a. O., pag. 280.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kaiserwaldrandbruchs, muß das Tertiär nach dem Einbruch des Falkenauer Beckens den Bruchrand bis wenigstens zur Höhe von 540 *m* verhüllt haben. Der unterste Teil des Steilabfalls unter 540 *m* ist daher keine echte Bruchstufe, sondern eine durch Ausräumung des Tertiärs entstandene Bruchlinienstufe.

Senkrecht zu der Querstörung zwischen Krudum und Brennberg, jedoch anscheinend ohne dieselbe zu treffen, verläuft eine Störung längs der Ostgrenze des Serpentinzuges von Sangerberg. Wir haben also hier das Wiederaufleben einer uralten tektonischen Störungslinie, an welcher spätestens im Paläozoikum basische Gesteine emporddrangen. Diese Störung durchschneidet die Rumpffläche, die westlich von ihr ca. 840 *m*, östlich nur 770—780 *m* hoch liegt. Gegen Nordosten ist diese Störung im Landschaftsbild verwischt, die Verebnungsfläche in 740 *m* Höhe zieht über sie hinweg und ist hier demnach jünger als die Störungsphase. Hierfür gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten. Wir können annehmen, daß diese Querstörung bereits der ersten tektonischen Phase angehört, also älter ist als die im Norden. Diese Erklärung hat aber nur eine geringe Wahrscheinlichkeit für sich; die Königswarther Bruchstufe scheint erst in der letzten tektonischen Phase entstanden zu sein, die Störungen im Südwesten sind daher eher jünger als die Brüche und Flexuren im nördlichen Kaiserwald. Besser entspricht jener Erklärungsversuch den Beobachtungen, der davon ausgeht, daß die Verebnungsfläche nicht in allen ihren Teilen gleichzeitig entstanden sein muß. Wir können als sehr wahrscheinlich annehmen, daß die Flüsse und Bäche nach dem jüngsten Absinken des Egergrabens in der Nähe der Bruchstufe schon energisch an der Tieferlegung ihrer Talsohlen arbeiteten, während sie im Oberlauf noch danach strebten, weitere Teile der Rumpffläche in das Bereich der Verebnung einzubeziehen.

Wir sehen heute, daß die Rumpffläche um so vollkommener zerstört ist, je geringer die Höhendifferenz zwischen ihr und der Verebnungsfläche ist und je weiter wir von der Region der Wasserscheide entfernt sind. Zwischen Neudorf und Grün zieht die Verebnungsfläche über die Störung hinweg, nach Südwesten setzt sie sich im Tal von Sangerberg in der höhergelegenen Scholle der Rumpffläche fort. Auf der tiefergelegenen östlichen Scholle ist die Rumpffläche nur in spärlichen Resten beim Royauer Jagdhaus, in der Gsalfa und nördlich der Zeidler Wiese erhalten. Sie sinkt mit flachem, versumpftem Gehänge nur etwa 20 *m* zur Verebnungsfläche ab, die hier durchaus nicht während einer langen Zeit vollkommenen Aussetzens der Tiefenerosion entstand. Es scheint sich vielmehr um Seitenerosion verbunden mit einer äußerst langsamen Tieferlegung der Talböden gehandelt zu haben und dieser Vorgang hält teilweise noch heute an. So senkt sich die Talmulde des Schlammbachs ohne Aenderung im Landschaftsbild von 447 *m* am Fuße des Wolfsteins auf 715 *m* bei der Porkl-Mühle. Auch gegen das Tepltal sinkt die Verebnungsfläche zum Beispiel bei Kschiha bis auf 710 *m* herab. Es handelt sich wahrscheinlich um eine ganze Reihe von Talböden, deren Höhenunterschiede aber so gering und daher so verwischt sind, daß wir heute meist eine einheitliche Verebnungsfläche zu sehen glauben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dabei entstanden die in ein Niveau fallenden Terrassen durchaus nicht gleichzeitig. Während der Schlammbach heute unterhalb der Porkl-Mühle ein junges Erosionstal eingesenkt hat, arbeitet er oberhalb noch daran, sein Tal auf das 715-*m*-Niveau einzustellen, ohne daß es dabei — infolge der überwiegenden Seitenerosion — zu einer sichtbaren Zerschneidung der Verebnungsfläche kommt.

Wir werden daher für dieses Gebiet auf eine scharfe Trennung von Rumpf- und Verebnungsfläche verzichten müssen. Namentlich „Bei den drei Kreuzen" scheint die erste Anlage der Verebnungsfläche frühzeitig begonnen zu haben und älter zu sein als die Störung. Sie liegt hier nordwestlich der Pflughaide 780—790 *m* hoch. Hauptsächlich fällt ihre Entstehung jedoch in die Zeit nach den Störungen, wo sie in einer Höhe von 740—750 *m* ausgebildet wurde und sich in Terrassen längs des Durchbruchs des Rodabaches durch den Serpentinzug in das Tal von Sangerberg hinein verfolgen läßt. Das Tal des Rodabaches scheint aus dem Entwässerungsnetz der alten Rumpffläche hervorgegangen zu sein, aus welcher der Serpentinzug infolge seiner größeren Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Atmosphärilien erst nachträglich herausgearbeitet wurde. Da wir die Rumpffläche westlich von Sangerberg in ca. 840 *m* Höhe finden, haben nur Wolfstein (880 *m*) und auf der Haide (865 *m*) die Rumpffläche um 25—40 *m* überragt. Die Herauspräparierung des Serpentinzuges erfolgte erst nach der Störung durch Bildung der Verebnungsfläche; seine Oberfläche ist fast durchwegs ein Teil der alten Rumpffläche. Wir finden hier so wie in der Umgebung von Lauterbach, daß die Anpassung des Reliefs an die Härteunterschiede einer jüngeren Epoche der Abtragung angehört als jener, die zur Entstehung der oligocänen Rumpffläche führte, nur daß diese zweite Abtragungsperiode hier jünger ist, beziehungsweise später beendet wurde als bei Lauterbach.

Die Verebnungsfläche von Lauterbach biegt bei Kirchenbirk um 120 *m* gegen Westen ab in einer Flexur, die etwa der Grenze von Phyllit und Tertiär im Egergraben entspricht. Während so der Kaiserwald gegen Westen absinkt, liegt die Grabensohle gerade östlich der Störung tiefer. An dieser Querstörung endet daher auch der scharfe Bruchrand des Kaiserwaldes gegen das Falkenauer Becken; untergeordnete Staffeln treten allerdings auch noch weiter im Westen auf und lassen sich oberhalb von Mülln bis zum Randbruch gegen das Egerbecken fortsetzen. Kleinere Störungen, Brüche und Flexuren sind in diesen von den tektonischen Kräften so stark beanspruchten Gesteinsmassen selbstverständlich vorhanden; im Landschaftsbild treten sie jedoch nirgends hervor.

Im ganzen Kaiserwald westlich der Störungslinie, die sich von Kirchenbirk längs des Mühlbachs aufwärts zieht, finden wir bis zum Fuß der Judenhauscholle ein kontinuierliches Ansteigen seiner Oberfläche. Die erste Einmuldung des Egergrabens hatte ihre Südgrenze hier viel weiter im Süden als östlich der Querstörung, wo wir sie innerhalb der heutigen Grabenregion annehmen mußten. Die Anlage dieser Querstörung erfolgte daher schon während der ersten tektonischen Phase. Diese Querstörung ist heute nur noch in einem schmalen Streifen nördlich des oberen großen Liebaubaches erhalten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Weiter nördlich ist ihr Ostflügel am Kaiserwaldrandbruch abgesunken, im Süden folgt der Mühlbach ihrem Verlauf.

Zweifelsohne fanden auch während der zweiten tektonischen Phase Bewegungen an dieser Querstörung statt, denn die Verbiegung bei Kirchenbirk bildet den Westrand der Verebnungsfläche von Lauterbach. Den Anteil, den jede der beiden Störungsphasen an der Abbiegung des westlichen Kaiserwaldes hatte, können wir aber nicht mehr feststellen, vor allem weil westlich der Störungslinie die Verebnungsfläche nicht von der Rumpffläche geschieden werden kann. Stark zertalte Flächen, die im Norden der konkaven, im Süden der konvexen Krümmung einer einheitlichen Rumpffläche zu entsprechen scheinen, schwellen von Kirchenbirk und Krainhof gegen Süden bis Ober-Perlsberg an. Hier fällt die Fläche in dasselbe Niveau wie die Rumpffläche des mittleren Kaiserwaldes. Der Betrag, um den der westliche Kaiserwald gegen den mittleren abgebogen erscheint, vermindert sich also gegen Süden und wird schließlich gleich Null.

Gegen Westen ist seine Oberfläche deutlich konvex gekrümmt und wird von dem jungen Randbruch gegen das Egerbecken abgeschnitten. Das Flußnetz entstand unter dem Einfluß der doppelten Verbiegung nach Norden und Westen, von denen zeitlich und örtlich bald die eine, bald die andere den überwiegenden Einfluß hatte. So erklärt sich uns der sprunghafte Wechsel im Talverlauf, das Alternieren von Süd-Nord und Ost-West gerichteten Flußstücken, wie es besonders für den Großen und Kleinen Liebaubach charakteristisch ist.

Die einheitliche Krümmung des westlichen Kaiserwaldes erleidet im äußersten Süden eine auffällige Störung. Der von Raßmuß[1]) als „Granitmonadnock" gedeutete Komplex des Judenhau überragt hier die Rumpffläche um einen im Maximum 150 *m* erreichenden Betrag, den Raßmuß allein mit der größeren Widerstandsfähigkeit des Gesteins begründen will. Wir fanden aber im mittleren Kaiserwald, daß sich Härteunterschiede des Gesteins nur auf der Verebnungsfläche geltend machen und die an den Erzgebirgsgranit dort anknüpfenden Erhebungen zeigen nie so große relative Höhe und so scharfe Umgrenzung, wie es beim Judenhau der Fall ist.

Dieses höchstgelegene Gebiet des Kaiserwaldes grenzt im Südwesten unmittelbar an die Königswarter Bruchlinie, die hier eine relative Höhe von nahezu 300 *m* erreicht; gegen Osten liegt sein Steilabfall unterhalb der Glatze fast genau in der Verlängerung des Mühlbaches, dessen Verlauf wir früher als einer Störungslinie entsprechend gekennzeichnet haben Auch im Westen sehen wir einen deutlichen Abfall, der sich in einer sanfteren Flexur bis zum 300 *m* unter dem Judenhau gelegenen Arbersberg fortsetzt. Im Norden muß diese höchste Scholle des Kaiserwaldes einst gleichfalls durch eine steile Flexur oder durch einen Bruch begrenzt gewesen sein. Heute ist nur bei Ober-Perlsberg ein schmales Stück dieser Abfallsregion

---

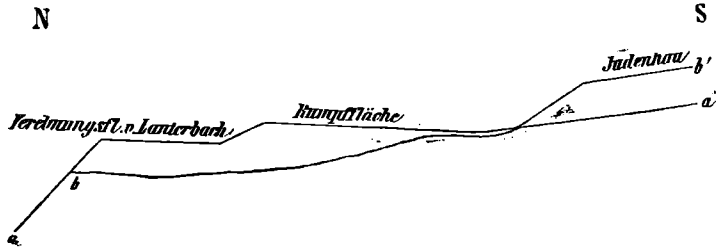
[1]) Zur Morphologie des nordwestlichen Böhmens; Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin 1913, Bd. 43, pag. 35–44.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

noch erhalten; im übrigen finden sich an ihrer Stelle die mit steilen Gehängen eingesenkten Erosionsschluchten der Zuflüsse von Kneisel-[1]) und Mühlbach, an deren Nordufer das normale Rumpfflächenniveau in 840 *m* Höhe wieder einsetzt. Der Komplex des Judenhau ist daher kein „Monadnock", sondern eine von Brüchen und Flexuren umgebene Scholle.

Das Verhalten des Kaiserwaldes zu beiden Seiten der Störungslinie des Mühlbaches, wie auch das seines Vorlandes, ist somit ein durchaus verschiedenes. Oestlich der Störung wurde im Norden das Vorland längs eines Bruches versenkt, westlich steigt es allmählich zu einer Hochfläche an, die zunächst 100 *m* tiefer liegt als die Verebnungsfläche von Lauterbach im Osten. Weiter im Süden liegt die Rumpffläche zu beiden Seiten der Störung im gleichen Niveau und schließlich erfolgt eine unvermittelte Aufbiegung der westlichen Scholle, so daß in ihr die höchsten Erhebungen des ganzen Kaiserwaldes erreicht werden. (Figur 2.)

Fig. 2.



a—a' = Profil durch den nördlichen Kaiserwald östlich des Mühlbaches.
b—b' = Profil durch den nördlichen Kaiserwald westlich des Mühlbaches.

Die Rumpffläche ist im Gipfelniveau der Judenhauscholle noch recht gut erhalten, wenn sie auch hier naturgemäß von den Tälern stärker aufgelöst ist als in der tiefergelegenen Nachbarschaft.

Einer speziellen Untersuchung bedarf noch das Gebiet um Marienbad. Die Bruchstufe des Kaiserwaldes, die sich von Königswart bis hierher verfolgen läßt, geht hier in eine sanfte Flexur über, während der Schneidrang mit einer über 100 *m* hohen Stufe zum Alt-Bach abfällt. Hier machen sich schon die Böhmerwaldstörungen fühlbar, in deren Gebiet wir in der Nachbarschaft des Tillenbergs geraten.

Eine ganz andere Gliederung als die bisher betrachteten Gebiete weist der Kaiserwald östlich der Tepl auf. Wie schon betont wurde, rechnen wir nur das Gebiet nördlich der Theusinger Talung zu ihm und verzichten auf eine Untersuchung der tektonischen Verhältnisse weiter im Südosten, die nur im Zusammenhang mit den Problemen des Pilsner Beckens behandelt werden können. Die Rumpffläche liegt im ganzen Gebiet zwischen Buchau und Tepl ca. 700 *m* hoch, denn in diesem Niveau schalten sich oligocäne Sedimente zwischen den

[1]) Auf der Karte ist bei dem Flußlauf nördlich Sandau der Name Kneiselbach ausgeblieben. Statt Loisbach lies Lobsbach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

altkristallinen Gesteinen und den jüngeren Basaltkuppen und Strömen ein. Auch hier läßt sich eine jüngere Verebnungsfläche feststellen, die rund 100—150 *m* über den heutigen Flußläufen gelegen ist und innerhalb der alten Rumpffläche nur schwach angedeutet erscheint. Eine deutliche Abgrenzung der beiden Flächenelemente ist oft sehr schwer möglich und obwohl gelegentlich eine Terrassierung inder Verebnungsfläche auftritt, läßt sie sich doch nicht in einzelne Terrassenzüge auflösen. Am besten ist die Verebnungsfläche in der Theusinger Talung ausgeprägt, wo sie bei Theusing und Pröles 620—650 *m* hoch liegt; die Theusinger Talung entspricht daher der miocänen Entwässerungsrichtung und entstand ebenso wie die Verebnungsfläche von Lauterbach durch fluviatile Erosion; dafür spricht auch das überall zu beobachtende Auftreten von Quarzschottern. Für eine großwellige Verbiegung, wie sie Schneider[1]) zur Erklärung der Theusinger Talung annimmt, konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden.

Gegen den mittleren Kaiserwald ist die Rumpffläche östlich der Tepl um ca. 140 *m*, die Verebnungsfläche um 100 *m* abgebogen. Es muß sich daher um zwei zeitlich getrennte Störungsphasen handeln, deren erste vor Ausbildung der Verebnungsfläche, wohl gleichzeitig mit der ersten Einmuldung des Egergrabens an der Wende von Alt- und Jungtertiär erfolgte. Das größere — $2^1/_2$ mal so große Ausmaß — besaßen aber auch hier die Störungen der zweiten Phase. Nach der ersten Störung lag die Rumpffläche mit ca. 800 *m* rund 60 *m* über dem Niveau, in welchem während des Miocäns die Verebnungen im Kaiserwald entstanden. Mindestens in diesem südöstlichsten Gebiet muß bereits auf der Rumpffläche eine westöstliche Entwässerungsrichtung vorgeherrscht haben, zu deren Sammelader in der Theusinger Talung Nebenflüsse strömten, die der nordsüdgerichteten Störungslinie gegen den mittleren Kaiserwald folgten. Mit der Wiederbelebung der Erosion im Egergraben wurden diese Nebenflüsse von Norden her angezapft. Die Wiederbelebung der Erosion erfolgte durch das Absinken des Egergrabens während der zweiten tektonischen Phase; daher fehlt auch dem Resultat der so bedingten Anzapfung, dem heutigen Tepllauf, eine zusammenhängende Verebnungsfläche.

Die zweite Störungsphase, welche die Rumpffläche samt der Verebnungsfläche um weitere 100 *m* an der Tepllinie gegenüber dem mittleren Kaiserwald versenkte, bewirkte auch eine Störung parallel zum Egergraben, der heute das Tal des Schneidmühlbachs folgt. An dieser Linie wurde die Verebnungsfläche, die hier von den Zuflüssen des Egergrabens gebildet worden war, um weitere 100 *m* abgebogen, so daß sie um diesen Betrag tiefer liegt als die Theusinger Talung und um 200 *m* tiefer als die Verebnungsfläche von Lauterbach. Wir haben allerdings keinen Beweis, daß die Verebnungsflächen am Rande des Egergrabens und die der Theusinger Talung zur Zeit ihrer Entstehung die gleiche Höhenlage besaßen, doch können benachbarte Flüsse bei einem so weit vorgeschrittenen Stadium, wie es die Herausbildung einer Verebnungsfläche verlangt, keine wesentlichen Unterschiede in der Höhenlage aufgewiesen haben.

---

[1]) Zur Orographie und Morphologie Böhmens, Prag 1908, pag 65.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Störung längs des Schneidmühler Baches ist, wie man aus der starken Zerrüttung der Basalte zwischen Sollmus und Dorf Gießhübel erkennen kann, jünger als wenigstens die tieferen Basaltdecken, die hier dem Granit auflagern. Auch auf dieser tiefsten Staffel der abgebogenen Verebnungsfläche ist die alte Rumpfläche im Gipfelniveau jener Berge erhalten, die wie Aberg und Kreuzberg an den Erzgebirgsgranit geknüpft sind. Die Differenz zwischen Rumpffläche und Verebnungsfläche beträgt wie in der Theusinger Talung 40 bis 60 *m*; im Vergleich zur Rumpffläche des Knock und Hasentanz beträgt die Abbiegung 240 *m*. Die erste tektonische Phase hat daher den östlichen Kaiserwald in seiner Gesamtheit um 40 *m* gegenüber dem mittleren abgesenkt, während in der zweiten Phase die allgemeine Abbiegung gegen Osten im Süden 100 *m*, im Norden unvermittelt jenseits einer zum Egergraben parallelen Störung 200 *m* betrug. Die Hauptstörungslinie ist daher hier im Osten senkrecht zum Egergraben gestellt, während die zu diesem parallelen Störungen bloß die Rolle von Querstörungen innehaben.

Wo die altkristallinen Gesteine von Basalten geschützt werden, steigen sie ebenfalls bis zum Rumpfflächenniveau an. Dies gilt sowohl für die isolierten Aufragungen von Veitsberg und Schloßberg wie für die Auflagerungsgrenze der Duppauer Basalte. Wenigstens ein Teil der Eruptionen ist also nicht nur älter als die zweite Störungsphase, sondern auch älter als die Verebnungsfläche und dürfte daher der ersten tektonischen Phase nach dem Mitteloligocän entsprechen.

Der Vergleich der weiten Verebnungsflächen im nördlichen Kaiserwald mit der verhältnismäßig schmalen Theusinger Talung gestattet uns den Schluß, daß die Eger im Verein mit ihren Zuflüssen die Verebnungsfläche geschaffen hat und daher spätestens seit Abschluß der ersten tektonischen Phase vorhanden sein muß. Unterstützend für die Talverbreiterung kamen die ersten Ausbrüche des Duppauer Gebirges hinzu, durch deren Ergüsse die Eger aufgestaut und ihre Seitenerosion weiter oberhalb verstärkt wurde. Es erscheint nun auch erklärlich, warum wir auf dem Plateau von Espenthor, dieser tiefsten Staffel der miocänen Verebnung nördlich des Schneidmühlerbaches keine anstehenden oligocänen Schichten finden konnten; die Quarzitblockherden von Espenthor sind fluviatiler Entstehung, wenn sie auch hauptsächlich das umgelagerte, einst die — noch heute vorhandenen Teile — der Rumpfläche bedeckende Material sein mögen.

Bei Donawitz trifft die Abbiegung längs des Schneidmühlbaches auf die große Nord-Süd gerichtete Störung, die wir weiter im Süden durch das Tal der Tepl angedeutet fanden; von hier an folgt ihr aber nicht mehr der Flußlauf, der sich einst in gerader Richtung über das Aicher Gelenk nach Norden fortsetzte, sondern sie zieht nach Nordwesten und vereinigt sich mit der Störungszone des Horner Berges. Hier treffen wir das 540 *m*-Niveau des Plateaus von Espenthor am linken Egerufer wieder, wo es die stark gestörte Grenze von Granit und Tertiär quert — wir stehen auf der höchsten Terrasse von Elbogen. Die abgebogene Verebnungsfläche von Espenthor, Donawitz und Kohlhau war also nach der letzten Störungsphase ein Teil

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

des jüngsten weiten Talbodens, den wir am Fluthbach bei Höfen feststellen konnten. Oestlich des Horner Berges wird der Kaiserwald daher nur noch von durch Erosion bloßgelegten Bruchlinienstufen begrenzt.

Wenn wir nunmehr die geologische Geschichte des Kaiserwaldes im Tertiär kurz charakterisieren wollen, kommen wir zu folgenden Ergebnissen: An der Wende von Mittel- und Oberoligocän setzten die Bewegungen der ersten tektonischen Phase ein; im Norden kam es zur Einmuldung des Egergrabens, im Osten zu einer schwachen Abbiegung längs der Linie Tepl—Horner Berg und vermutlich auch längs einer vom Duppauer Gebirge verhüllten Zone. Die Südgrenze des Egergrabens lag im allgemeinen nördlich des heutigen Kaiserwaldrandes. Westlich des Mühlbaches greift jedoch diese Einmuldung weit nach Süden. Diese Bewegungen waren im Osten von den ersten Eruptionen begleitet.

Dann folgte nach dem Untermiocän eine Ruhepause, in welcher die weiten Verebnungsflächen längs der Eger und in der Theusiger Talung geschaffen wurden. Im Westen fehlt diese Verebnungsfläche — vielleicht dauerten hier die Bewegungen kontinuierlich an.

Die zweite Störungsphase, die an Intensität die erste weit übertraf, hat auch die Verebnungsflächen betroffen, alte Störungslinien wieder aufleben lassen und neue geschaffen. Im Westen, wo wir vermutungsweise auf kontinuierliche Bewegungen schlossen, hatte diese zweite Phase viel geringere Intensität. So fehlt uns hier der Randbruch des Kaiserwaldes gegen den Egergraben. Die Intensität der Störungen scheint also dort geringer gewesen zu sein, wo sie kontinuierlich gewirkt haben.

Verlag der k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III, Steingasse 25.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1918

Band/Volume: 1918

Autor(en)/Author(s): Moscheles J.

Artikel/Article: Die geologische Geschichte des Kaiserwaldes seit dem Alttertiär 88-102