

Zur Geologie und Geomorphologie im Gebiet des Nationalparks Thayatal/Podyjí

von Reinhard Roetzel
(Geologische Bundesanstalt)

Die Geologie des Grundgebirges

Der Nationalpark Thayatal/Podyjí liegt im Bereich des Südostrandes der Böhmisches Masse, einem Teil des vor 350 – 310 Millionen Jahren gebildeten Variszischen Gebirges.

Dieses ehemalige Gebirge erstreckte sich von den Sudeten in Polen über Böhmen und das Erzgebirge, den Bayerischen Wald, den Harz, den Taunus und den Schwarzwald bis zu den Vogesen, zum französischen Zentralplateau und der Bretagne. Auch große Teile von Nordwestspanien, Kastilien und Portugal entstanden während dieser Gebirgsbildungsphase.

Die Böhmisches Masse wird in zwei tektonische Großeinheiten, dem östlich, strukturell tiefer gelegenen **Moravikum** (benannt nach Mähren – Moravia) und dem westlich, tektonisch höheren **Moldanubikum** (benannt nach der Moldau und der Donau), gegliedert.

Der Nationalpark Thayatal/Podyjí liegt ausschließlich im Bereich des Moravikums und das tief eingeschnittene Thayatal zeigt in einmaliger Weise einen Querschnitt durch die Gesteine dieser tektonischen Einheit.

Die Gesteine im Thayatal fallen generell gegen Westen bis Nordwesten ein, sodaß der Thaya-Granit im Osten als strukturell tiefste Einheit gegen Westen von strukturell höheren Einheiten überlagert wird.

Die tiefste Einheit ist im Osten der **Thaya-Granit** (Thaya-Batholith), der vor 570 – 600 Millionen Jahren, während der Cadomischen Gebirgsbildung, in eine noch ältere Serie von Ablagerungsgesteinen eindrang.

Die Thaya durchbricht den Thaya-Granit, der gegen Westen immer stärker geschiefert wird zwischen Znaim und der Steinernen Wand, südlich Podmoli.

Die über dem Thaya-Granit liegenden metamorphen Ablagerungsgesteine wurden ehemals in einem Meeresbereich als Tone, Sande, sandige Kalke und Kalke abgelagert. Durch hohen Druck und Temperatur während Gebirgsbildungen erfolgte später die Umwandlung (Metamorphose) in Glimmerschiefer, Quarzite, Kalksilikatgneise und Marmore.

Glimmerschiefer und Quarzite die zur **Therasburg-Formation** zusammengefasst werden, liegen noch als so genanntes „Altes Dach“ westlich anschließend über dem Thaya-Granit. Dabei ist besonders im Thayatal am Kontakt zum Thaya-Granit das Eindringen der Granitschmelze in die Sedimenthülle noch deutlich zu erkennen. Im hangendsten Bereich der Therasburg-Formation wechseln Glimmerschiefer mit Zügen von Biotit- und Biotit-Hornblendegneisen, so genannten intermediären Orthogneisen, die als Abkömmlinge von granodioritischen bis dioritischen Gesteinen angesehen werden können.

Die Gesteine der Therasburg-Formation sind im Thayatal zwischen der Steinernen Wand und dem Umlaufberg und im Kajabach-Tal aufgeschlossen.

Gegen Westen folgt über der Therasburg-Formation der **Weitersfelder Stengelgneis**, der im Thayatal den schmalen Grat am Umlaufberg bildet. Dies ist ein Granitgneis (Orthogneis) in dessen Verband aber auch Paragesteine (metamorphe Ablagerungsgesteine), wie augige Gneise, Quarzite und Glimmerschiefer vorkommen. Diese Paragesteine leiten vermutlich als erste sedimentäre Aufarbeitungsprodukte der darunter liegenden Granitgneise einen neuen Ablagerungszyklus während einer Meeresüberflutung ein.

Die im Westen, zwischen dem Umlaufberg und der Stadt Hardegg anschließende Folge von metamorphen Ablagerungsgesteinen wird als **Pernegg-Formation** zusammengefasst. Diese unterscheidet sich von der tiefer liegenden Therasburg-Formation durch das nahezu Fehlen von Quarziten und das gehäufte Auftreten von Marmor (ehemalige Kalke) und Kalksilikatgneisen (ehemalige sandreiche Kalke). Ein typischer Zug von Kalksilikatgneis, der Fugnitzer Kalksilikatschiefer bildet meist die hangende Lage der Pernegg-Formation. In Hardegg wird von diesem sehr harten und zähen Gestein der Reginafelsen und der Burgfelsen aufgebaut.

Das charakteristischste Schichtglied der Moravischen Zone ist zweifellos der, über der Pernegg-Formation folgende **Bittescher Gneis**, ein extrem deformierter, plattig brechender Granitgneis mit typischer Augenstruktur. Dieser besitzt nach neueren Datierungen ein ähnliches Alter wie der Thaya-Granit.

Auch der Bittescher Gneis lässt das Eindringen der granitischen Schmelze in die benachbarte Pernegg-Formation erkennen.

Der Bittescher Gneis bildet das Maxplateau westlich von Hardegg und auch den Schwalbenfelsen im Thayatal nordwestlich der Stadt und reicht in das Fugnitztal zum so genannten „See“.

Die Bildung des Variszischen Gebirges und die Abtragung des Hochgebirges

Die z. T. proterozoischen bis altpaläozoischen Gesteine der Böhmisches Masse mit Alter von 1 Milliarde Jahre bis 450 Millionen Jahren wurden zum Großteil im Jungpaläozoikum (oberes Erdaltertum) vor 350 bis 310 Millionen Jahren in die Variszische Gebirgsbildung einbezogen und dabei einer intensiven Deckentektonik, Versenkung und Metamorphose unterworfen. Für das dabei entstandene Variszische Hochgebirge sind aus theoretischen Überlegungen Höhen von 5000 m bis 7000 m zu erwarten. Die heute bestehende Böhmisches Masse ist nur mehr der Sockel (Grundgebirge) dieses einstigen Hochgebirges, dessen Abtragung bereits im Jungpaläozoikum, vor ca. 320 Millionen Jahren begann und während des gesamten Erdmittelalters (Mesozoikum) und der Erdneuzeit (Känozoikum) andauerte.

Das Waldviertel war vermutlich während des gesamten Erdmittelalters bis ins ältere Tertiär, also durch rund 220 Millionen Jahre, größtenteils Festland. Die Abtragungsprodukte wurden durch große Flusssysteme in Senken, wie z.B. den Südböhmischen Becken, abgelagert oder in die im Osten und Süden ufernden außeralpinen Meere des Jura und der Kreide eingetragen.

Die Meeresüberflutung im Tertiär

Im oberen Alttertiär, besonders aber im Jungtertiär, im Zeitraum von ca. 30 bis 15 Millionen Jahre vor heute, war der Rand der Böhmisches Masse von mehreren Meeresüberflutungen betroffen.

Von besonderer Bedeutung für den Ostrand der Böhmisches Masse war die Meeresüberflutung am Beginn des Untermiozäns, vor ca. 20 bis 18 Millionen Jahren. Aus diesem Zeitabschnitt des Eggenburgiums und Ottnangiums stammen die berühmten fossilreichen Sande und Tone aus dem Horner Becken, dem Raum Eggenburg – Retz, aber auch die kohleführenden Ablagerungen von Langau. Reste dieser seichten Meeresablagerungen findet man auch auf den Hochflächen nördlich und südlich des Thayatales.

Die Entstehung des Thayatales

Nach dem Rückzug des Meeres gegen Osten entstanden im oberen Jungtertiär, vor 10 bis 5 Millionen Jahren die ersten fluviatilen Entwässerungssysteme in diesem Bereich.

Reste von Ablagerungen dieser alten Flussläufe auf der Hochfläche im Nahbereich des heutigen Thayatales, im Schwarzwald und Kirchenwald, belegen dieses alte Flusssystem.

Die Bildung des heutigen mäandrierenden Flusses steht jedoch wahrscheinlich in Zusammenhang mit der tektonischen Heraushebung von Teilen der Böhmisches Masse am Ende des Jungtertiärs, bzw. Beginn des Altquartärs vor ca. 5 bis 1,5 Millionen Jahren.

Die eindrucksvollen **Talmäander** der Thaya entstanden vermutlich gleichzeitig mit dem Eintiefen des Flusses, wobei der Flussverlauf sehr stark von der unterschiedlichen Gesteinsbeschaffenheit (Härte, Streichrichtung) und auch tektonischen Störungszonen abhängig zu sein scheint.

Dabei können, wie am Umlauf an der Thaya und dem „See“ an der Fugnitz gezeigt werden kann, in verschiedenen Zeiten innerhalb des selben Flusssystems Umlaufberge entstehen. An der Thaya konnte der Fluss durch die verwitterungsresistenten Gesteine (Weitersfelder Stengelgneis, Intermediäre Orthogneise) am Hals des Umlaufberges nicht durchbrechen, wodurch eine einmalige Doppelschlinge bestehen blieb. Dagegen erfolgte im Fugnitztal in geologisch weit jüngerer Zeit entlang eines leichter erodierbaren Marmorzuges der Durchbruch eines Mäanderbogens und die Bildung eines isolierten Umlaufberges.

Auch die im Thayatal eindrucksvoll ausgebildeten **Blockmeere** und **Blockströme** sind ebenfalls gesteinsabhängig und meist auf primär stark geklüftete Gesteine wie den Thaya-Granit und den Bittescher Gneis beschränkt.

Dabei spielte sicher bereits die tiefgreifende, tropische Wollsackverwitterung im Alttertiär eine wichtige Rolle, bei der es im Gestein unter der Bodenoberfläche, entlang von strukturellen Schwäche zonen, durch chemische Verwitterung zur Auflösung des Kornverbandes kam. Durch die nachfolgende Erosion wurde der Verwitterungsgrus entfernt und die unverwitterten Blöcke freigelegt. In den Kaltzeiten des Quartärs erfolgte dann durch die physikalische Verwitterung, vorwiegend durch Frostsprengung die Zerlegung der aufgetürmten Blöcke und die Bildung von Blockmeeren und Blockströmen.