

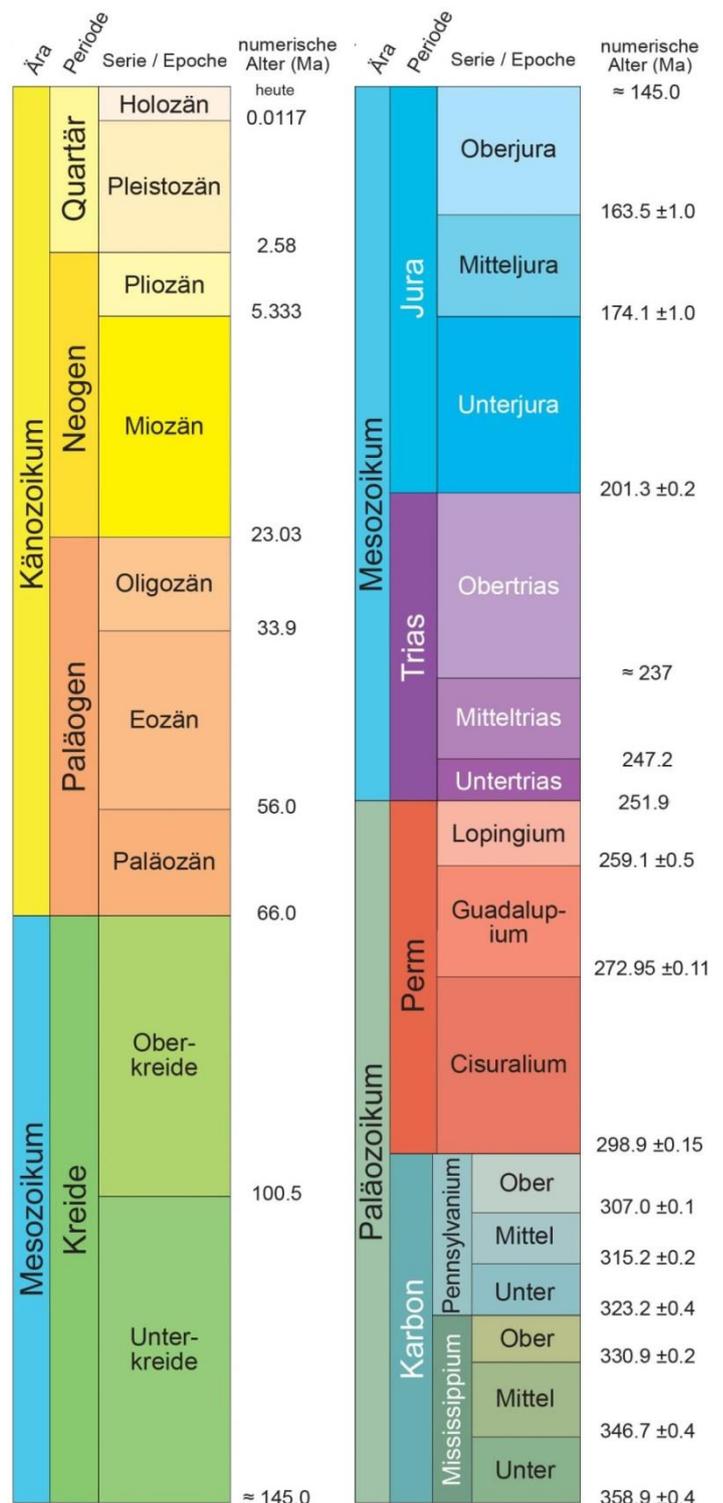
# Ein Schlaglicht auf Erdgeschichte und Geologie Griechenlands

Griechenland ist ein sehr bergiges Land, dessen Hochgebirge oft nur wenige Kilometer vom Meer entfernt aufragen – sei es im Norden der Olymp mit über 2900 m oder im Süden der mittlere „Finger“ des Peloponnes mit dem Taygetos-Gebirge, das über 2400 m erreicht. Umgeben sind diese Bergregionen von einer extrem gezahnten Küstenlinie, die sich auf insgesamt ca. 15.000 km bemisst. Die mächtigen, stark zerklüfteten Berge, durchsetzt von Grabenbrüchen und Becken verweisen auf eine Geologie, die an Komplexität ihresgleichen sucht. Nicht einmal der komplizierte Aufbau der Alpen scheint da mithalten zu können. Wollte man diese Geologie differenziert für die verschiedenen Landschaften Griechenlands beschreiben, würde das Bücher füllen<sup>1</sup>.

Deshalb soll hier nur ein Faden gesponnen werden, der die erdgeschichtliche Entwicklung dieser Landschaften in aller Kürze charakterisiert und eine Ahnung vermittelt, welche gewaltige Verformungen dies Land in den vielen Millionen Jahren seiner Erdgeschichte erfahren hat.

Dabei ist Orientierung in den Zeitaltern der Erdgeschichte unerlässlich. Die nebenstehende **Abb. 1** hilft dabei mit einer vereinfachten Epochengliederung, die im letzten Drittel des Paläozoikum (Erdaltertum) mit dem Karbon beginnt und die beiden nachfolgenden Ären des Mesozoikums (Erdmittelalter) und Känozoikums (Erdneuzeit) abdeckt. Weggelassen wurde die Untergliederung der Epochen durch zahlreiche Stufen<sup>2</sup>.

Die Darstellung ist nicht maßstäblich (sonst würde z.B. die Beschriftung des jetztzeitigen Holozäns gar nicht in sein lediglich 11.700 Jahre abdeckendes Kästchen hineinpassen), die Höhe der Epochen-Kästchen ist in der Grafik vorrangig



<sup>1</sup> Zwei grundlegende Referenzen seien genannt, auf die ich mich im Weiteren beziehe: Volker Jacobshagen (Hrsg), Geologie von Griechenland, Gebr. Borntraeger 1986 – und – Michael und Reynold Higgins, A Geological Companion to Greece and the Aegean, Duckworth 1996.

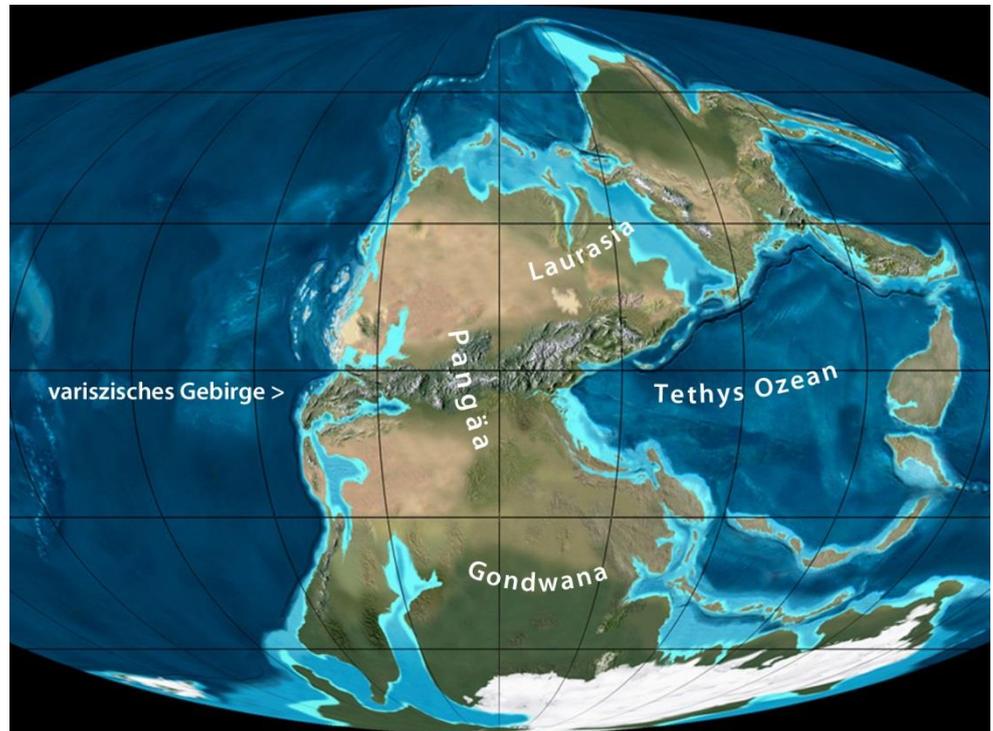
<sup>2</sup> Internationale chronostratigraphische Tabelle (v 2017/02) der Internationalen Stratigraphischen Kommission, im Web unter <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>

durch die Anzahl der untergliedernden (hier aber weggelassenen) Stufen gesteuert. Zur besseren Orientierung sind numerische Altersangaben in Ma (= Millionen Jahre vor heute) zugeordnet.

Einen guten Einstieg liefert die Verteilung der Kontinentalmassen über die Erdoberfläche im frühen **Perm** (Abb. 2). Hier sind gerade die beiden Urkontinente Laurasia (von Norden) und Gondwana (von Süden) aufeinandergestoßen und haben sich zu dem fast alle Landmassen der Erde vereinigenden Großkontinent Pangäa verschweißt. An der Stoßfront wurde ein mächtiges Gebirge aufgefaltet. Dies Variszische Gebirge, dessen Reste im Westen bis in die nordamerikanischen Appalachen reichen und sich von Nordwestafrika durch ganz Europa und Ostasien hindurchziehen, markiert die zweite große Gebirgsbildung in den drei genannten Ären der Erdgeschichte (es ging die kaledonische im Erdaltertum voraus und es folgte die alpidische Gebirgsbildung im Übergang vom Mesozoikum zum Känozoikum). Im Osten umschließt Pangäa ein ungefähr dreieckig geformtes riesiges Meer, das wir **Tethys** nennen. Namenspatin ist eine uralte Figur aus der griechischen Mythologie, die Titanin und Meerestochter Tethys, Tochter des Himmelsgottes Uranus und der Erdgöttin Gaia.

Namenspatin ist eine uralte Figur aus der griechischen Mythologie, die Titanin und Meerestochter Tethys, Tochter des Himmelsgottes Uranus und der Erdgöttin Gaia.

**Abb. 2:** Formung des Großkontinents Pangäa aus den Urkontinenten Laurasia und Gondwana im frühen Perm<sup>3</sup>.

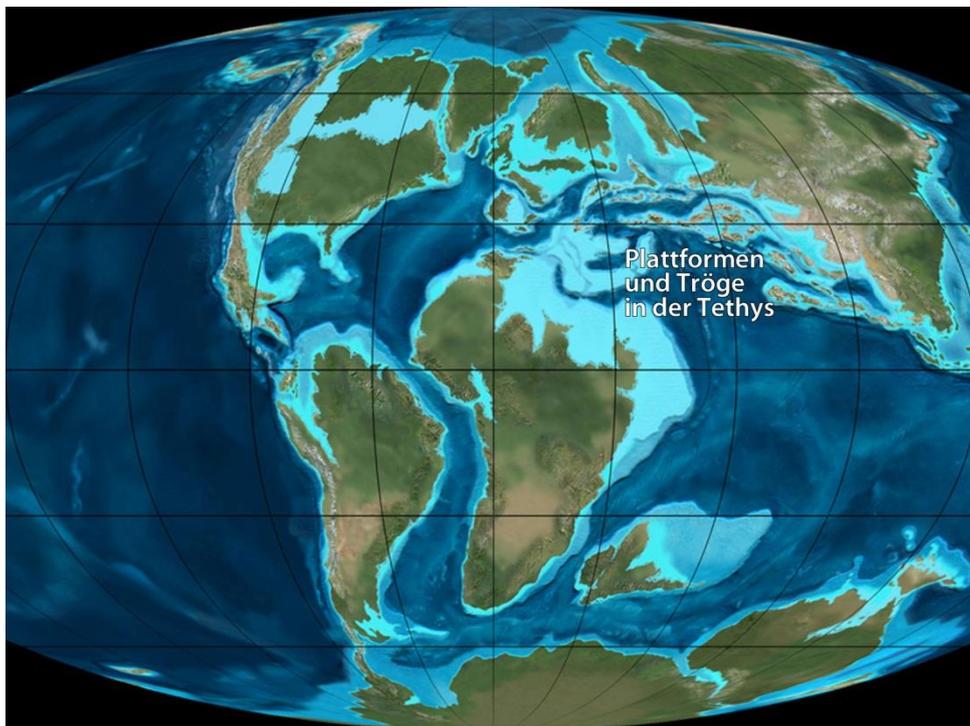


Im Zuge der **Trias** differenzierte sich dieses Tethys-Meer in eine Folge von schmalen kontinentalen Podesten mit weiträumigen Schelfbereichen und marinen Trögen (Abb. 3). Dabei spielten Abspaltungen von Kontinentalstreifen eine formende Rolle (vornehmlich vom südöstlichen Pangäa abgelöste und nach Norden abdriftende Terrane), aber auch Dehnungsprozesse, die zur Ausbildung von Riftzonen (Grabenbrüchen) führten. Diese Rifts haben sich teilweise so sehr aufgeweitet, dass zwischen den Grabenschultern durch aufsteigende Magmen neue ozeanische Kruste gebildet wurde. Solch ozeanische Kruste wird auch **Ophiolith** genannt und hat einen spezifischen Aufbau: An der Basis finden sich auskristallisierte Gabbros, aus deren Schmelze zuvor über geschichtete Dykes (Förderkanäle) Magmen aufgestiegen waren. Diese Magmen erstarrten am Meeresboden durch den Wasserkontakt zu Pillow-Lava-Decken, darauf lagerten sich marine Tiefseesedimente ab. All dies, was sich im vielfältigen Raum des Tethys-Meeres bildete – Kontinentalreste und kontinentale Sedimente, marine Sedimente sowie neu gebildete ozeanische Kruste (Ophiolith) – findet sich heute in stark zusammengepresster, aufgefalteter, vor allem überschobener und sodann wieder zertrümmerter Gestalt in der Geologie Griechenlands. Geologen haben eine riesige Kartier-, Forschungs- und Denkarbeit investiert, um die vielfältigen Gesteine Griechenlands ihren erdgeschichtlichen Entstehungszusammenhängen zuzuordnen.

In der Kreide spaltete sich Südamerika von Afrika ab. Im Westen begann sich der Atlantische Ozean immer weiter zu öffnen, während im Osten Afrika und Eurasien immer näher aufeinander zudrifteten.

<sup>3</sup> Plattentektonische Grafiken der Northern Arizona University – Webquelle erloschen.

**Abb. 3:** Plattentektonische Situation in der mittleren Kreide. Noch immer ist die Abfolge von Podesten und Trögen im sich verengenden Raum der Tethys zwischen Afrika und Eurasien gut zu erkennen.



Diese Konvergenz der afrikanischen und der Eurasischen Platte hatte bereits im Jura eingesetzt und übte enormen Druck auf die Krustenmassen im Bereich der immer enger werdenden Tethys aus. Das Gesteinsmaterial hat unter solchem Druck nur drei

Möglichkeiten: es kann seinen Raum durch Faltung verkleinern, es kann unter eine anstehende Kontinentalplatte in den Erdmantel absinken (Subduktion) oder es kann sich über eine anstehende Kontinentalplatte schieben (Obduktion im geologischen Sinne, von lat. obducere = *bedecken*). Im letzten Fall spricht man auch von **Deckenüberschiebung**. Durch Subduktion können hunderte von Kilometern Kruste im Erdmantel versenkt werden. Die Reichweite von Deckenüberschiebungen kann sich bis zu 100 km erstrecken. In Griechenland finden wir die Spuren aller drei Prozesse.

Eine stark vereinfachende Modellskizze kann diese Prozesse ggf. etwas anschaulicher machen (Abb. 4).

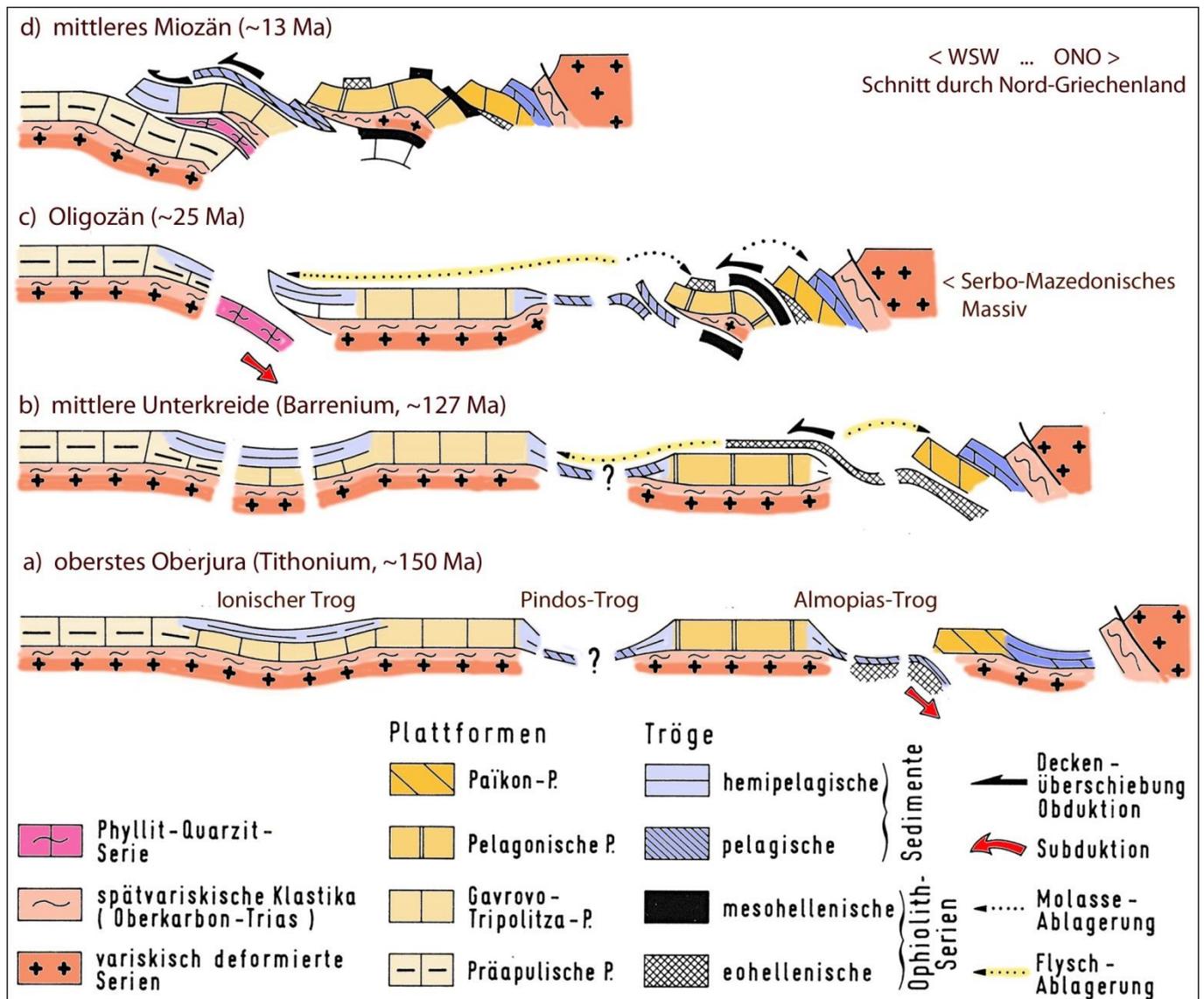
Die Basis bilden sehr alte Gesteine, die im Zuge der variskischen Gebirgsbildung überformt oder als klastische Erosionsprodukte („spätvariskische Klastika“) abgelagert worden sind (Rottöne in Abb. 4). Hier ordnet die Legende auch jene „Phyllit-Quarzit-Serie“ ein, bei der es sich um schwach metamorphosierte Gesteine handelt, die besonders im südlichen Peloponnes verbreitet sind, aber auch im Zentral- und Nordpeloponnes auftreten. Über ihre Herkunft herrscht noch großer Dissens<sup>4</sup>. Als **Phyllit** bezeichnet man feinklastische, dünnschiefrige bis blättrige Silikatgesteine mit hohem Glimmer-Anteil (Muskovit).

Die Plattformen aus dem alten Tethys-Meer (Brauntöne in Abb. 4) haben Namen erhalten, die sie in Beziehung zu geologischen Einheiten im heutigen Griechenland setzen (dazu mehr in den Erläuterungen zu Abb. 5). Es handelt sich grundsätzlich meist um mächtige Kalkformationen, die marin abgelagert wurden.

In den Trögen des Tethys-Meeres unterscheidet das Diagramm der Abb. 4 zwei Einheiten ozeanischer Kruste (Ophiolith) von zwei Untergliederungen pelagischer Sedimente (Blautöne). Letzteres sind feinkörnige Ton- und Schlammablagerungen im Meer.

Ein weiterer Typ Sedimente betrifft den **Flysch**, dessen Ablagerungsrichtung in Abb. 4 durch gelb hinterlegte Pfeile markiert ist. Flyschablagerung ist in den Phasen b) und c) zu sehen und zeigt aktive Gebirgsbildung an. Flysch stammt aus Gesteinen, die im Zuge von Gebirgsbildungen erodierten, im Kontinentalschelf abgelagert wurden und sodann in Form lawinenartiger Stoffströme in die Tiefsee abgerutscht sind. Solche Rutschungen können binnen weniger Stunden erfolgen und werden in der Regel durch sehr langsame Sedimentation von Tonpartikeln überdeckt, was zu einem spezifischen Schichtungsmuster führt. Die Flyschablagerungen sind oft bei anhaltender kompressiver Tektonik nachträglich gefaltet und durch den dabei ausgeübten Druck auch in metamorphe Gesteine umgeformt worden.

<sup>4</sup> Jakobshagen, S. 16 ff



**Abb. 4:** Plattformen (Brauntöne) und Tröge (Blautöne) im Tethys-Meer (Phase a), die im Zuge der tektonischen Tethys-Einengung durch Faltung, Subduktion und Obduktion/Deckenüberschiebung zwischen Jura und Miozän (Phase d) im Raum Griechenlands und der Ägäis die Gebirgsbildung gespeist haben<sup>5</sup>.

Wenn diese Flysch-Gesteine heute etwa auf dem Peloponnes aufgeschlossen sind, bedeutet dies, dass sie im Zuge der angedeuteten tektonischen Prozesse aus der Tethys-Tiefsee wieder emporgehoben und über andere Gesteinseinheiten aufgeschoben wurden.

Vom Flysch sind die **Molasse**-Ablagerungen zu unterscheiden, die in der Endphase einer Gebirgsbildung aus der Erosion des bereits vollständig herausgehobenen Gebirges bis zu seiner Einebnung stammen.

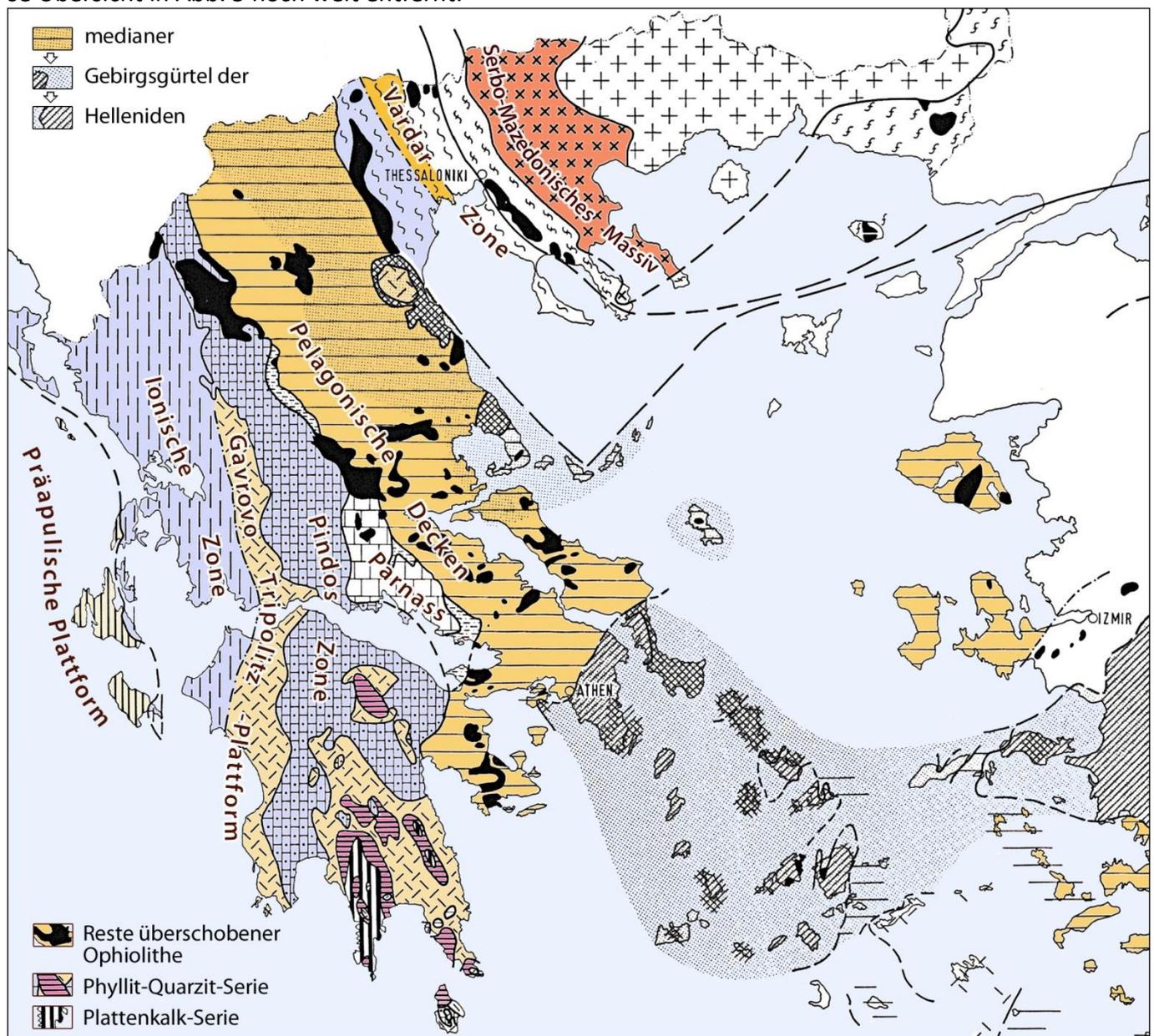
Eine ergänzende Bemerkung ist noch zum **Ophiolith** zu machen, der auf einem breiten zentralhellenischen Band immer wieder aufgeschlossen ist, das sich von der argolischen Halbinsel, dem Athener Raum und Bötien nach Nordwesten durch ganz Griechenland zieht. In aller Regel wird ozeanische Kruste (Ophiolith) auf Grund ihrer höheren Dichte subduziert, d.h. *unter* die leichtere Kontinentalkruste geschoben. Unter besonderen Bedingungen kann aber auch eine Überschiebung (Obduktion) von Ophiolith erfolgen. Das Diagramm in Abb. 4 zeigt nur, dass Ophiolithe als Decke überschoben wurden (und folgt damit der kartierten Faktizität).

Der Aufschluss von Ophiolithen ist deshalb relevant, weil sich in den Decksedimenten ozeanischer Kruste häufig wichtige **Erzlagerstätten** finden. Heiße Wässer, die in neugebildeter ozeanischer Kruste zirkulie-

<sup>5</sup> nach Jakobshagen, a.a.O., Abb. 105 – hier koloriert und verändert.

ren und aus ihr aufsteigen, können große Mengen an Erzmineralien aus dem magmatischen Gestein lösen, die sich dann am Meeresboden ablagern und anreichern. So sind zum Beispiel die großen Kupferlagerstätten auf Zypern im Ophiolith-Kontext entstanden. Und Zypern ist geradezu ein Paradebeispiel für den Sonderfall, dass ozeanische Kruste gehoben und aufgeschlossen wurde. Wo Griechenland mit seiner „mykenischen“ Kultur nach Kreta das Herrschaftszentrum der späten Bronzezeit war, stellt sich auch die Frage, ob die mykenischen Griechen das für ihre Bronze erforderliche Kupfer auch in jenem Ophiolithgürtel schräg durch Griechenland gewonnen haben könnten oder ob sie auf Importe angewiesen waren (dazu mehr im Text „Herkunft und Verarbeitung bronzezeitlicher Metalle“).

Das erdgeschichtliche Diagramm der Abb. 4 ist ungemein vereinfacht. Seine Merkmale lassen sich dennoch in einer **tektonischen Übersichtskarte Griechenlands** wiederfinden, die sich grob nach jenen Decken gliedert, die sich aus marinen Plattformen der Tethys, aus ihren Trögen und aus ihren Bereichen ozeanischer Kruste übereinander geschoben haben. Von einer detaillierten Kartierung ist aber auch diese Übersicht in Abb. 5 noch weit entfernt.



**Abb. 5:** Plattentektonische Übersichtskarte von Griechenland, nach Jakobshagen a.a.O., Abb. 2, hier mit den gleichen Farben für korrespondierende Einheiten wie in Abb. 4 koloriert und ergänzend beschriftet. Der mediane Bogen der Helleniden ist gerastert hervorgehoben.

Gehen wir an Hand von Abb. 5 kurz die wesentlichen tektonischen Zonen Griechenlands von Westen nach Osten durch. Die kräftigen Linien markieren einigermaßen sicher festgestellte Grenzen überschobener Decken, die gestrichelten Linien derartige Grenzen, wie sie nur vermutet werden können. Zu vergleichen ist jeweils die Phasendarstellung in Abb. 4, mit dem dort fürs Obere Jura dargestellten Ausgangszustand (Phase a) und dem ins Miozän eingeordneten (fast-)Endzustand:

- Wir beginnen mit der **Präapulischen Plattform**, die sich heute im westlichen Teil der Ionischen Inseln zeigt und vor allem die Inseln Kephallenia und Zakynthos erfasst. Sie entspricht der linken Plattform in Abb. 4, ihr Name nimmt auf das gegenüber auf dem italienischen Stiefel liegende Apulien Bezug – eine abgrenzbare tektonische Mikroplatte, die für schwere Erdbeben auch in Italien verantwortlich ist.
- Es schließt sich die **Ionische Zone** an, die auf einen Trog im Tethys-Meer zurückgeht (den ersten von links in Abb. 4). Nur aus Bohrungen weiß man, dass sie auf einer 2 bis 3,5 km mächtigen Evaporit-schicht aufbaut, also Rückständen von Meerwasserverdunstung, die hier hauptsächlich aus einer tektonisch bewirkten Mischung von feinkristallinem Gips und Brekzien bestehen. Überlagert werden diese Gesteine durch Plattenkalke und Dolomit.
- Es folgt als schmalerer Streifen die zweite Plattform im Tethys Meer – die **Gavrovo-Tripolitza-Plattform**.
- Die sich anschließende **Pindos-Zone** geht wieder auf ein Meeresbecken zurück – den zweiten, besonders tiefen Trog von links in Abb. 4.
- Es schließt sich nach Osten der besonders breite Streifen der **Pelagonischen Decken** an, die wiederum auf ein kontinentales Podest im Tethys-Meer zurückgehen. Diese Decken sind bis zu den Inseln vor der kleinasiatischen Küste zu verfolgen. Im Süden greifen sie auf den Peloponnes über, der ansonsten von den bereits genannten Zonen geprägt wird, und bauen mit gesonderter Beschaffenheit die argolische Halbinsel auf. Über diese Decke – im Norden auch bis in den Bereich der Pindos-Zone reichend – haben sich ozeanische Krustensegmente / **Ophiolithe** überschoben, die in mehr oder weniger großen Fragmenten erhalten geblieben sind (schwarze Flächen in Abb. 5).
- Zwischen den beiden letzteren Einheiten ist in Zentralgriechenland/Böotien das Parnass-Gebirge zu finden, das als eigene **Parnass-Einheit** interpretiert wird (in eine seiner Schluchten haben die antiken Griechen das Heiligtum von Delphi platziert). Auch hier stehen Karbonat-Gesteine an, die auf eine sehr lange Sedimentation von Ober-Trias bis Ober-Kreide zurückgehen, aber nicht eindeutig in das erdgeschichtliche Konzept der Abb. 4 eingeordnet werden können.
- In der sich östlich an die Pelagonischen Decken anschließenden **Vardas-Zone** zeigt sich eine engstreifige komplexe Abfolge von Einheiten, die Abb. 4 am rechten Rand der Phasen als stark komprimierte Abfolge von Auf- und Überschiebungen andeutet: u.a. die Reste eines weiteren Trogs (blau) im Tethys-Meer (Almopias-Einheit), und ein weiteres marines Podest, die Paikon-Plattform<sup>6</sup>
- Die Abfolge wird im Osten – wie auch in den Phasen der Abb. 4 – durch das **Serbo-Mazedonische Massiv** abgeschlossen – ein sehr altes präkambrisches Kristallin-Gebirge, das in den über 500 Mio. Jahren seiner Geschichte hochgradig metamorph überformt worden ist.

Die **Phyllit-Quarzit-Serie**, die in Abb. 4 – das ist ein Schnitt durch Nord-Griechenland – und dort in Phase d) tief *unter* überschobenen Decken weinrot dargestellt wird, ist im Süden auf dem Peloponnes abgeschlossen. Sie bildet dort wesentliche Teile des mittleren „Fingers“, also des Taygetos-Gebirgszuges bis herunter zur Mani-Halbinsel sowie Teile des östlichen „Fingers“ mit dem Paronos-Gebirge. Diese Phyllit-Decke hat sich hier – anders als in Nordgriechenland – *über* eine Plattenkalk-Serie geschoben, die im erdgeschichtlichen Schema der Abb. 4 nicht eingeordnet ist. Plattenkalke bilden heute die Gipfel des Taygetos, die mithin durch die Erosion vom ehemals überlagernden Phyllit freigestellt sind. Als **Plattenkalk** bezeichnet man zwar vornehmlich feinkörnige karbonatische Sedimentgesteine, die im Zentimeterbereich plattig geschichtet sind. Doch die südpeloponnesische Plattenkalk-Serie ist komplexer zusam-

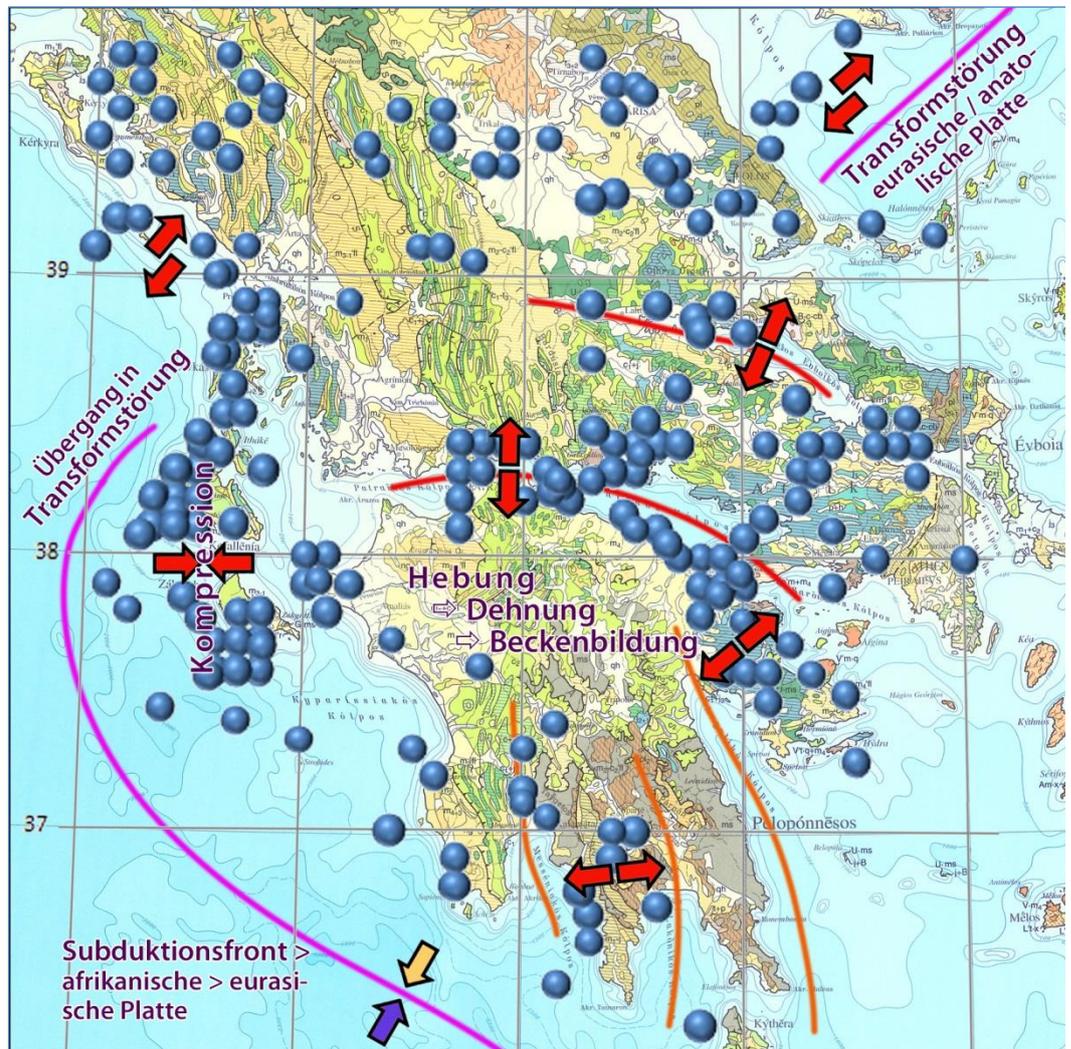
---

<sup>6</sup> Detailliert dazu Jakobshagen S, 150 ff

mengesetzt und schließt auch eine abschließende Flysch-Lage mit ein. Ihre Sedimentation in der Tethys reicht immerhin über die lange Zeit vom Unteren Jura bis ins Oligozän.

Auch wenn die überschobenen tektonischen Einheiten besonders im zentralen Griechenland nebst Peloponnes als Parallelstruktur auffallen, greift die zugrundeliegende Gebirgsbildung weit über Kontinentalgriechenland hinaus. Die in Abb. 5 sichtbar gemachten Einheiten ziehen sich im Bogen über die Inseln der Kykladen bis ins südwestliche Anatolien (wo sie sich ins ostanatolische Taurus-Gebirge fortsetzen) und sind als *dieser* Gebirgsbogen zum Namen „Helleniden“ gekommen.

Die starke Krümmung der Helleniden (vgl. den Verlauf der gerasterten Flächen in Abb. 5) hat die Frage aufgeworfen, ob ein solch eng gekrümmter Bogen im Kontext einer Subduktion der Afrikanischen Platte unter die Eurasische erklärbar, bzw. geometrisch überhaupt möglich sei. Eine differenzierende Erklärung entwickelte sich aus Fortschritten in der Erdbebenforschung (Abb. 6)<sup>7</sup>: Die seismische Forschung ist heute in der Lage, aus Bebenwellen zu ermitteln, ob ein Beben auf Dehnungen oder Stauchungen in der Erdkruste zurückzuführen ist (Identifizierung von Spannungsfeldern durch sog. „Herdfächenlösungen“<sup>8</sup>). Während solche Dehnungen bzw. Stauchungen zu Versätzen in vertikaler Richtung führen (Abschiebung bzw. Aufschiebung), gibt es einen weiteren Bebentyp, der aus horizontalen Krustenbewegungen hervorgeht. Dies ist der Fall, wenn zwei Kontinentalplatten in Gegenrichtung aneinander ent-



**Abb. 6:** Projektion sämtlicher starker Erdbeben im Raum Zentralgriechenland zwischen 550 v. Chr. und heute mit einer Magnitude  $\geq 6$  nebst Interpretation des Bebencharakters als Dehnungs-, Kompressions- oder Blattverschiebungsbeben durch rote Pfeile. Mit roten Linien ist der Verlauf wesentlicher Grabenbrüche angedeutet, lila Linien zeichnen tektonische Fronten nach.

einander entgegen (Abschiebung bzw. Aufschiebung), gibt es einen weiteren Bebentyp, der aus horizontalen Krustenbewegungen hervorgeht. Dies ist der Fall, wenn zwei Kontinentalplatten in Gegenrichtung aneinander ent-

<sup>7</sup> Die dargestellten schweren Beben mit einer Magnitude  $\geq 6$  zwischen 550 v. Chr. und heute habe ich aus einer Erdbeben Datenbank der Aristotle University of Thessaloniki, Department of Geophysics, mit insgesamt 11.411 Einträgen herausgefiltert und deren flächige Verteilung auf eine Griechenlandkarte projiziert. Die Erbeben Daten stehen im Web als dat-Datei zur Verfügung: [geophysics.geo.auth.gr](http://geophysics.geo.auth.gr).

<sup>8</sup> Analysedaten für 24 repräsentative Spannungsfelder in Griechenland, der Ägäis und der kleinasiatischen Küste liefert v. Jakobshagen a.a.O. S. 254 / Abschnitt 4.22.

langschrannen und Spannungen, die sich aus ihrer Verhakung aufbauen, immer wieder abrupt lösen. Auch diesen Erdbebetyp kann die moderne Seismik aus den Bebenwellen erkennen.

Solche Beben an Blattverschiebungen bzw. Transformstörungen treten vor allem entlang jener Störung auf, die die kräftig nach Südwesten driftende **anatolische Platte** von der nach Nordosten drückenden eurasischen Platte trennt (in Abb. 6 oben rechts). Ähnliche Blattverschiebungsbeben hat man aber auch auf der anderen, der westlichen Seite Griechenlands festgestellt. Daraus konnte der Schluss gezogen werden, dass die Verformung des Hellenidenbogens durch eine rechtshändige Seitenverschiebung des nördlichen Teils der griechischen Platte entlang der anatolischen Störung zustande kommt. Zudem geht man davon aus, dass diese Bewegung schon recht lange andauert (ungefähr seit Ende des Paläogens – vgl. Abb. 1). Im Bereich der ionischen Inseln wirkt der Druck gen Osten kompressiv auf Südgriechenland und den Peloponnes ein (in Abb. 6 durch aufeinander gerichtete Pfeile angedeutet).

In Zentralgriechenland und dem Peloponnes sind hingegen kräftige Hebungen zu konstatieren. Derartige Hebungen dehnen die Erdkruste bis zu ihrem Zerreißen, so dass die Kruste zwischen den Abrisskanten einsinkt. So entstehen Grabenbrüche. Sie verlaufen im Süden des Peloponnes in Nordsüd-Richtung und formen die „Finger“ des Peloponnes, der sich wie eine vierfingerige Hand darstellt. Zwischen dem „Daumen“, den die argolische Halbinsel bildet, und dem Rest hat sich der argolische Grabenbruch ausgebildet. Im Süden sind die Lakonische und die Messenische Ebene Resultat von Grabenbrüchen, zwischen denen das Taygetos-Gebirge als Horst emporragt.

Weiter nördlich verlaufen wesentliche Grabenbrüche hingegen quer – der lange Bruch durch den Golf von Korinth reicht bis in den Saronischen Golf vor Athen und um die Insel Salamis, der Grabenbruch im Spercheios-Tal setzt sich bis in den Meeresarm zwischen Festland und der langgestreckten Insel Euböa fort. Die im Bereich der Grabenbrüche geballt auftretenden Beben haben (soweit erfasst) durchgängig den Charakter von Dehnungsbeben, die durch Abschiebungen an den Grabenflanken ausgelöst werden. Diese Erdbebenanalyse zeigt, wie sich in jüngerer Zeit die vornehmlich durch Deckenüberschiebungen aufgebaute Geologie Griechenlands nach der hellenischen Gebirgsbildung gravierend differenziert und verändert. Die erfassten Beben sind zum größten Teil oberflächennah zu lokalisieren und unterscheiden sich damit von Beben in großer Tiefe, die auf eine absinkende Kontinentalplatte zurückgehen (Subduktions-induzierte Beben). Zu letzterem Bebetyp gehört ein Aspekt der aktuellen tektonische Situation, der weitgehend geläufig ist: von Süden drückt die Afrikanische Platte und wird in einem großen Bogen südlich vor Kreta unter den griechischen Teil der eurasischen Platte subduziert.

Nach obiger Darstellung der Deckenüberschiebung aus den Trögen und Podesten der Tethys-Sedimente sollte deutlich geworden sein, dass diese Subduktionsrichtung der afrikanischen Platte von Süden nach Norden nichts mit der Richtung zu tun hat, in der sich die große Gebirgsbildung der Helleniden vollzogen hatte. Denn deren Decken schoben sich von ONO Richtung WSW übereinander.

So ist auch die heute sichtbare Subduktion der afrikanischen Platte ein relativ *junger* Vorgang, der jedenfalls erst nach Abschluss der alpiden und der hellenischen Gebirgsbildungen zum Ende des mittleren Miozäns (also vor ungefähr 12 Mio. Jahren) einsetzte<sup>9</sup>. Demgegenüber dauert die Ostverschiebung der nördlichen Helleniden entlang der nordanatolischen Störung, die zur stark gekrümmten Form der Helleniden geführt hat, schon deutlich länger an. Sie ist „*zumindest seit dem Ende des Paläogens im Gange*“<sup>10</sup>, also seit ca. 23 Mio. Jahren, erstreckt sich mithin über die doppelte Zeit.

Einen Eindruck der aktuellen tektonischen Situation vermittelt Abb. 7<sup>11</sup>. Gut ist der Rand der afrikanischen Platte zu erkennen. Sie taucht im Hellenischen Tiefsee graben unter Kreta und dem Peloponnes

---

<sup>9</sup> Jakobshagen S. 209

<sup>10</sup> Jakobshagen S. 266. Die Spur der absinkenden afrikanischen Platte, wie sie sich in tiefen subduktionsbedingten Erdbeben äußert, habe ich hier am Beispiel der aktiven Vulkaninsel Santorin analysiert:

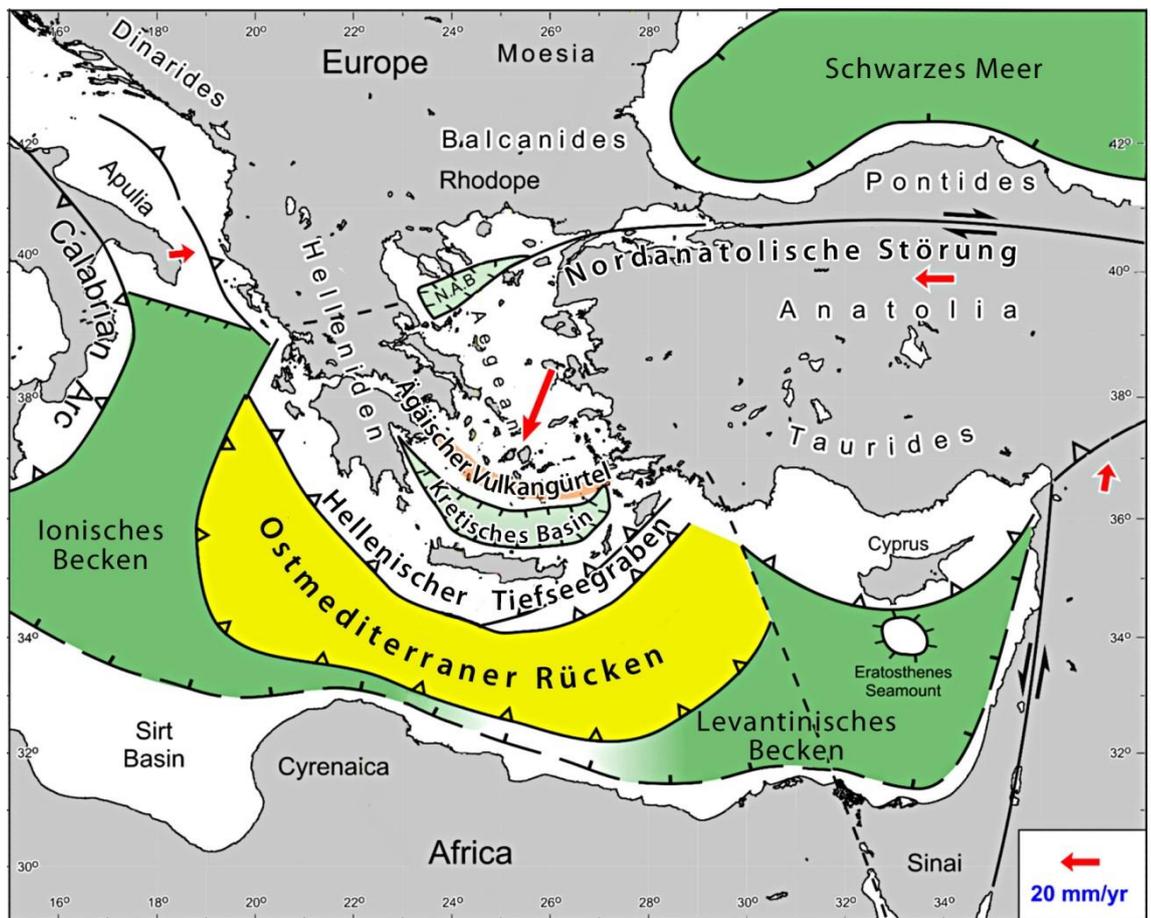
<http://homersheimat.de/regionen/kykladen/thera-vulkanismus-aktuell.php>

<sup>11</sup> W. Cavazza et al, The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle, Geological and Geophysical Framework. 2004. Insbesondere die Beschriftung wurde hier verändert.

ab. Ihre starke Krümmung wird durch den Druck der Apulischen Platte bewirkt, der in eine Plattenbewegung entlang der Nordanatolischen Transformstörung übergeht. Der Ostmediterrane Rücken auf dem Plattenrand vor dem Tiefseeegraben (gelb in der Grafik) wird als sog. Akkretionskeil interpretiert: Ein solcher Anwachskeil entsteht am Knick, den die abtauchende Platte machen muss, um in die Erdmanteltiefe abzutauchen. An dieser Stelle schert die Gegenplatte von der abtauchenden Platte Material ab, das sich auf dieser keilförmig anreichert.

Weit hinter der Abtauchkante löst die absinkende Platte die Aufschmelzung von Mantelmaterial aus, das dann als Magma aufsteigt und in einem parallel zum Plattenrand geformten Gürtel Vulkane entstehen lässt. Zu diesem **Ägäischen Vulkangürtel** zählen die Vulkaninseln Methana vor der argolischen Halbinsel, Melos mit seinen reichen Obsidian-Vorkommen, die noch immer aktive Insel Santorin nebst dem benachbarten, noch untermeerischen Eruptionszentrum des Kolombo-Vulkans sowie die Insel Nisyros vor der kleinasiatischen Küste.

**Abb. 7:** Tektonische Situation im östlichen Mittelmeer. Die roten Pfeile markieren die Richtung einiger Plattenbewegungen, ihre Länge deren Intensität. Besonders stark strebt die anatolische Platte nach SWS,



Wie jung dieser Vulkanismus ist, zeigt die gut untersuchte Insel **Thera** (Santorin). Hier hat

der letzte gewaltige Ausbruch um 1600 v. Chr. die dortige minoische Siedlung mit einer dezimeterstarken Bims- und Aschenschicht überdeckt und am Ort des Eruptionszentrum eine Caldera (erneut) einbrechen lassen. Die vulkanischen Ereignisse auf Thera (Santorin) lassen sich 1,6 Mil. Jahre zurückverfolgen<sup>12</sup> – für unserer Zeitmaßstäbe unvorstellbar lang, im tektonischen Kontext aber, der für den Subduktionsbeginn der Afrikanischen Platte ca. 12 Mio. Jahre nennt, noch immer sehr kurz.

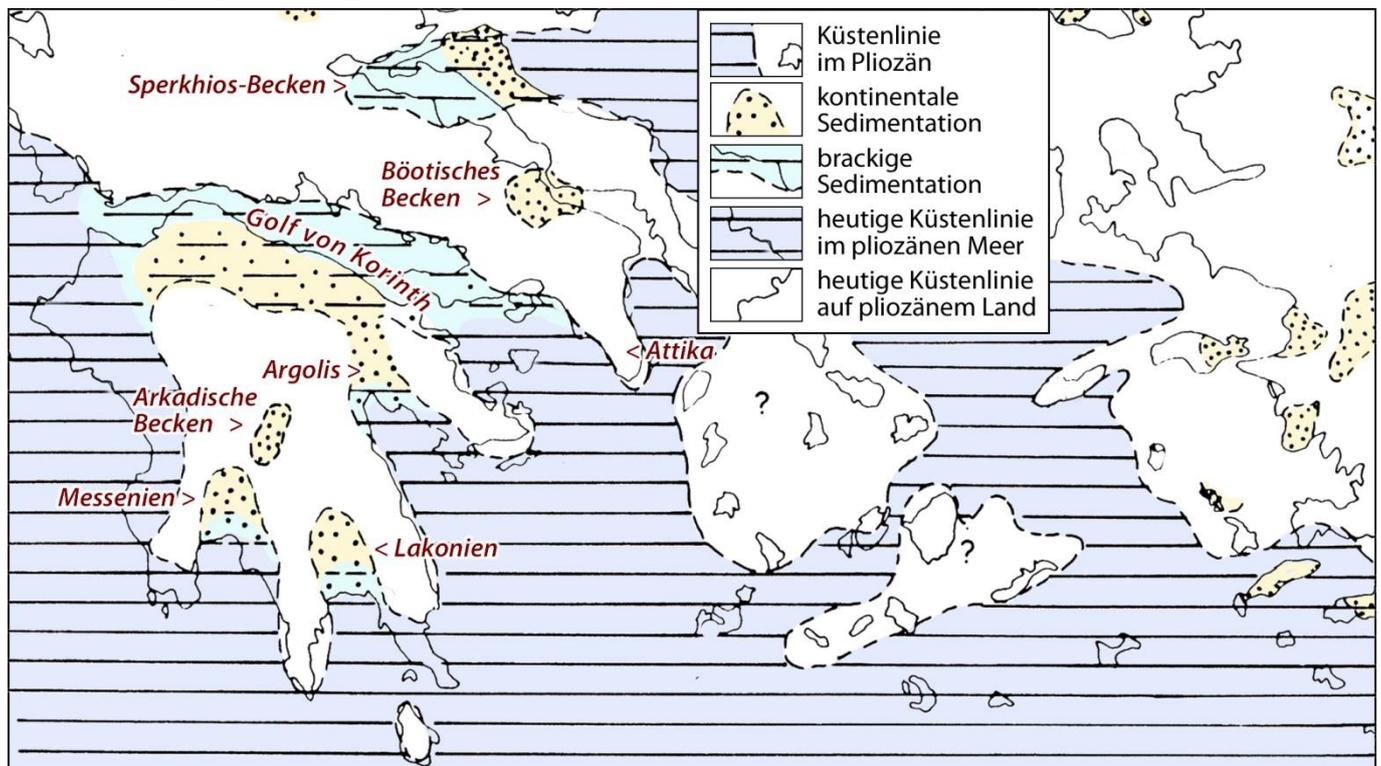
Die Subduktion der afrikanischen Platte in einem engen Bogen um Griechenland herum dürfte dafür verantwortlich sein, dass sich der Peloponnes und Zentralgriechenland über der absinkenden Platte kräftig heben, was zu den bereits im Erdbebenkontext erörterten Dehnungsbeben in Folge von Abschiebungen und Grabenbrüchen führt. Man hat diese Vorstellung sogar dahin erweitert, dass die Erdkrustenmassen eine Art Abgleitvorgang vom Zentrum der Hebung aus vollziehen, was die Kruste aufreißen

<sup>12</sup> vgl. <http://homersheimat.de/regionen/kykladen/thera-vulkanismusgeschichte.php>

lässt, aber auch den Druck an den Rändern erhöht (Kompression insbesondere am westlichen Rand gegen die apulische bzw. Adriaplatte mit entsprechenden Kompressionsbeben in der Folge).

Abgesehen vom erosiven Abtrag werden die Gebirge Griechenlands auch jenseits der großen, in Abb. 6 angedeuteten Grabenstrukturen vielfältig zerschert, zertrümmert, versetzt und abgesenkt. In diesen Kontext gehört die Ausbildung einer differenzierten Beckenstruktur, wie sie Abb. 8 zeigt. Dort ist die **Paläogeografie**, also die Verteilung von Land und Meer im **Pliozän** dargestellt.

Zunächst fällt auf, wie sehr sich die Küstenlinien vom heutigen Verlauf unterscheiden. Große Randbereiche des Peloponnes sind noch vom Meer überflutet, während weite Areale des Ägäismeeres noch als Festland anstehen. Darin spiegelt sich der noch laufende Hebungsprozess Kontinentalgriechenlands, der mit einer Einsenkung des ägäischen Beckens einhergeht. Solch dominante Vorgänge wurden zudem im Pliozän und insbesondere im nachfolgenden Pleistozän durch starke Schwankungen des Meeresspiegels begleitet. Im Pliozän gehen diese vor allem auf den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten und damit das Entstehen und wieder Abschmelzen großer Eismassen zurück, was jeweils ein Absinken bzw. Ansteigen der Meeresspiegel zur Folge hatte.



**Abb. 8:** Paläogeographie Griechenlands und der Ägäis im Pliozän<sup>13</sup>

In diesen beiden Epochen des Pliozäns und Pleistozäns, die immerhin einen Zeitraum von über 5 Mio. Jahren abdecken (vgl. Abb. 1) drückt sich der vielfältige Wechsel von landseitigem Vorrücken der Küstenlinie (Transgression) bzw. ihrem Rückzug (Regression) darin aus, dass sich auch der Charakter der Ablagerungen in den Becken mit Meeresverbindung immer wieder ändert. Die deshalb in ihrem Charakter variierenden Plio-/Pleistozänen Sedimente sind heute in diesen Beckenlandschaften noch immer prägend. Lediglich die weiten Sohlen der Täler wurden im Holozän durch jüngste fluviale Ablagerungen aufgefüllt.

Ganz anders stellen sich die Binnenbecken dar – in Abb. 8 grob als „Arkadische“ und „Bötisches“ Becken markiert. Auch deren Einsenkung geht auf die beschriebenen tektonischen Vorgänge zurück. Dabei ergab sich aber die Besonderheit, dass in beiden Räumen – dem Peloponnes wie Bötien – *abflusslose*

<sup>13</sup> nach Abb. 84 bei Jakobshagen a.a.O. S. 223; hier koloriert, verändert, beschriftet und mit einer Legende versehen.

Binnenbecken entstanden. Das meint Becken, die rundum so von Bergen umschlossen sind, dass kein oberirdisches Gewässer ein solches Becken verlässt. In Bötien hat das Kopais-Becken einen solchen Charakter, auf dem Peloponnes ist gleich eine ganze Reihe solcher Becken zu verzeichnen (mehr dazu im Text „Binnenbecken in Arkadien und Bötien“).

Natürlich kann es nicht sein, dass ein eingesunkenes Binnenbecken dauerhaft abflusslos bleibt, weil es sich aus den Sedimenten der umliegenden Berge so weit einebnen und aus den Niederschlägen so weit aufstauen würde, dass es irgendwann überläuft. An dieser tiefsten Stelle im umgebenden Bergring würde sich eine Ablauffrinne eingraben und zu einem Tal erweitern, so dass irgendwann ein Gewässer das Becken verlässt, ohne noch einen See zurückzulassen. Das ist in den bezeichneten Beckenlandschaften aber *nicht* so, weil wir es hier mit weiträumigen Kalkgebirgen zu tun haben, in denen Niederschlagswasser karsttypische Hohlformen im Gebirge ausbilden. So können die kalklösenden Wasser innerhalb der Becken Schlucklöcher öffnen und weiten, über die das Niederschlagswasser durch Karsthöhlen weiterfließt. Irgendwann tritt es an Quellen wieder zutage, die zum Meer fließende Gewässer speisen oder direkt ins Meer schütten.

Bei solchen Becken ohne oberflächigen Gewässerabfluss spricht man von **Poljen**<sup>14</sup>. Diese rundum geschlossenen oberflächigen Hohlformen im Karst sind rein morphologisch definiert. Sie können sich kilometerweit erstrecken und sind mit massiven Sedimenten aus dem Abtrag der umschließenden Berge gefüllt. Da diese Sedimentation abdichtende Wirkung haben kann, entstanden die Schlucklöcher, die in Griechenland **Katavothren** heißen, meist im Randbereich einer Polje, oft auch auf einem Niveau, unter dem sich in der Polje noch ein flacher See aufstauen kann. Eine solche naturnahe Situation findet sich in Griechenland allerdings nur noch im arkadischen **Stymfalia-Becken**. Alle anderen Poljen wurden Meliorationsmaßnahmen unterzogen und sind heute intensiv agrarisch bewirtschaftet. Für das böotische **Kopais-Becken** konnte nachgewiesen werden, dass die Melioration mit Kanal- und Dammbauten, mit der Abgrenzung von Poldern zur Aufnahme von Hochwasser sowie dem Bau von Staubecken zur Bewässerung der Felder in Trockenphasen bereits in die späte Bronzezeit mit ihrem mykenischen Kulturkreis zurückgeht und damals schon sehr effektiv von den dortigen Minyern beherrscht wurde (mehr dazu im Text „Binnenbecken in Arkadien und Bötien“, Abschnitt 4).

Michael Siebert, Januar 2019

---

<sup>14</sup> Abgrenzung aller arkadischen Poljen mit ihren wesentlichen Schlucklöchern und Quellen bei Higgins a.a.O. S. 71. Darauf, wie auch auf das Kopais-Becken, ist im Kontext einer Erörterung dieser Exkursionsräume zurückzukommen (vgl. <http://homersheimat.de/res/pdf/Binnenbecken.pdf>).