

# Geologie Griechenlands 3 - NEOTEKTONIK

## Inhaltsverzeichnis

<b>1 Zusammenfassung</b>	<b>1</b>
<b>2 Einführung</b>	<b>2</b>
2.1 Was ist Neotektonik? . . . . .	2
2.2 Geodynamische Situation . . . . .	2
<b>3 Rezente Bewegungsraten und tektonische Regimes</b>	<b>4</b>
<b>4 Aktive Störungen</b>	<b>6</b>
<b>5 Ereignisse in direkter Folge der Subduktion</b>	<b>10</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>11</b>

## 1 Zusammenfassung

Griechenland liegt als ein Land auf mehreren Lithosphärenplatten im östlichen Mittelmeerraum. Die Afrikanische Platte driftet nordwärts und wird unter die kontinentale Mikroplatte der Ägäis subduziert. Dies hat eine Kompressionstektonik samt Aufschiebungen und vor allem Überschiebungen zur Folge, die sich besonders im Hellenischen Graben zeigen. Hinter dem Forearc, also dem Hellenischen Bogen, hat sich zum einen ein vulkanischer Bogen mit dem noch heute aktiven Santorini gebildet und zum anderen aufgrund des Zurückrollens (slab roll-back) der subduzierten Lithosphäre ein Extensionsregime im Back-Arc-Bereich. Eine weitere Mikroplatte, die Anatolische Platte, hat einen Einfluss auf das tektonische Regime im Osten des Mittelmeerraumes. Sie drängt sich westwärts und bewirkt dadurch die Bildung von Blattverschiebungen im Ägäischen Meer. Mit Hilfe von GPS-Messungen und Herdflächenlösungen lassen sich zum einen Verschiebungen von mehreren Plattenblöcken zueinander bestimmen, aber auch die Aktivität von Störungen nachweisen. Aus etlichen Studien geht hervor, dass Griechenland eine Region darstellt, die in Europa einzigartig stark tektonisch und seismisch beeinflusst ist. Aktive Störungssysteme und Zusammenhänge zwischen den ineinandergreifenden Lithosphärenplatten und den daran hängenden Prozessen werden in diesem Teil kurz dargestellt.

## **2 Einführung**

### **2.1 Was ist Neotektonik?**

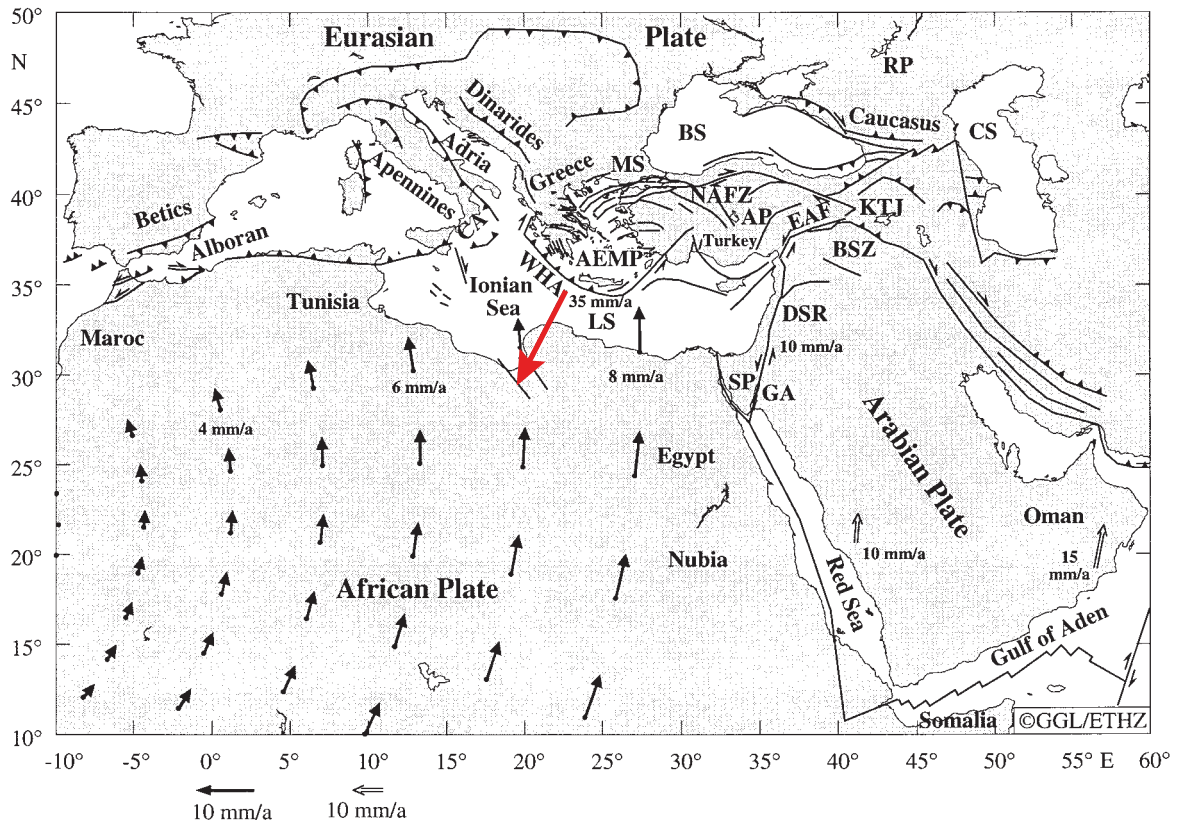
Neotektonik ist als Teilgebiet der Strukturgeologie aufzufassen und beschäftigt sich hier mit der jüngsten Erdgeschichte, d.h. mit tektonischen Ereignissen und Prozessen seit dem Neogen (ca. 23 Millionen Jahre) bis in die heutige Zeit hinein. Bereits 1948 definierte Obruchev (1948) die Neotektonik als das Studium von jungen und rezenten Krustenbewegungen ab dem Ende des Tertiärs und der ersten Hälfte des Quartärs. Seitdem gibt es Diskussionen darüber, bis in welche Vergangenheit die neotektonische Periode reicht. Gebräuchliche Meinung ist, dass die Neotektonik die jüngste, noch nicht beendete Phase der Tektonik ist. Einige Autoren erwägen, die Neotektonik als Synonym für aktive Tektonik zu gebrauchen. Eine allgemeine Vereinbarung ist entstanden, die die Zeitspanne individuell für jede regionale geologische Gegebenheit, anpasst (Koster, 2005).

### **2.2 Geodynamische Situation**

Die Ägäische Region ist eine der seismisch aktivsten Regionen Europas. Der Nachweis einer aktiven Subduktionszone unter dem Ägäischen Meer basiert überwiegend auf dem Auftreten von gestreuten Erdbeben mittlerer Tiefe. Zusätzlich weisen Ergebnisse aus tomographischen Untersuchungen auf eine Subduktion hin. Herdtiefen steigen auf bis zu 180 km in Richtung des inneren Hellenischen Bogens an. Bisher sind die Form der seismischen Zone und die Geometrie der Lithosphäre jedoch noch nicht genügend bekannt (Jost et al., 2002).

Die erhöhte seismotektonische Deformation in weiten Teilen Griechenlands resultiert aus der Interaktion zwischen der Eurasischen, Afrikanischen und Arabischen Platte. Zusätzlich beeinflussen die Ägäische und die Anatolische Mikroplatte die tektonische Situation in Griechenland. Die Afrikanische Platte durchläuft seit dem späten Mesozoikum eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Rotation, die zu Bewegungsraten relativ zur Eurasischen Platte von 4 mm/a (Marokko) und bis zu 7 mm/a (Tunesien) führt (siehe Abb. 1). Diese Steigerung der Rate ist bedingt durch die zunehmende Entfernung vom Eulerpol der Rotation von Afrika relativ zu Europa (Kahle et al., 1998).

Die gesamte tektonische Entwicklung der Ägäischen Region ist recht komplex und wurde besonders von der nordwärts eintauchenden Subduktion der Afrikanischen Platte unter die



**Abbildung 1:** Geodynamische Situation der mediterranen Region und der umliegenden Gebiete. Bewegungsvektoren der Afrikanischen Platte (einzelne Pfeile) um den Eulerpol relativ zu Eurasien. Der rote Pfeil am West-Hellenischen Bogen zeigt die maximale Bewegung der Ägäischen Mikroplatte relativ zum Europäischen Referenzsystem. AEMP = Ägäische Mikroplatte; AP = Anatolische Mikroplatte; BS = Schwarzes Meer; BSZ = Bitlis Nahtzone; CA = Kalabrischer Bogen; CS = Kaspisches Meer; DSR = Totes Meer Rift; EAF = Ost-Anatolische Störungszone; GA = Golf von Aquaba; KTJ = Karliova Triple Junction; LS = Libysches Meer; MS = Marmara Meer; NAFZ = Nord-Anatolische Störungszone; RP = Russische Plattform; SP = Sinai Halbinsel; WHA = West-Hellenischer Bogen (Kahle et al., 1998).

Ägäische Mikroplatte geprägt, sowie einer frühen Kollisionsphase mikrokontinentaler Blöcke im Oligozän und schließlich gefolgt von einer wahrscheinlich noch andauernden Extensionsphase. Die Tektonik ist schätzungsweise in weiten Teilen ein Ergebnis der subduktionsbedingten Prozesse, wie kontinentale Kollision durch kleinere Krustenfragmente und Extension hervorgerufen durch das Zurückrollen (slab roll-back) der subduzierten Lithosphärenplatte (Reilinger et al., 2010).

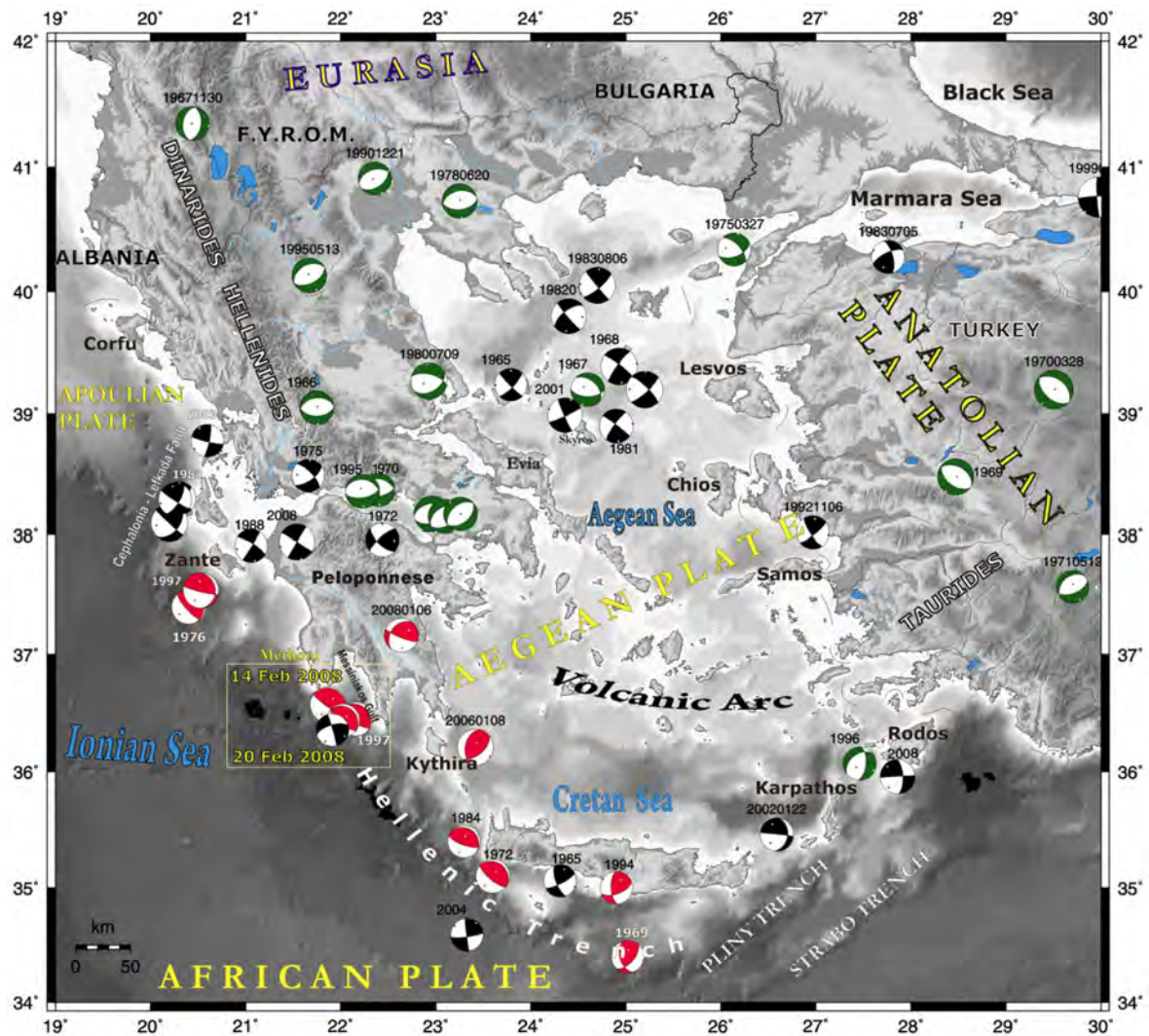
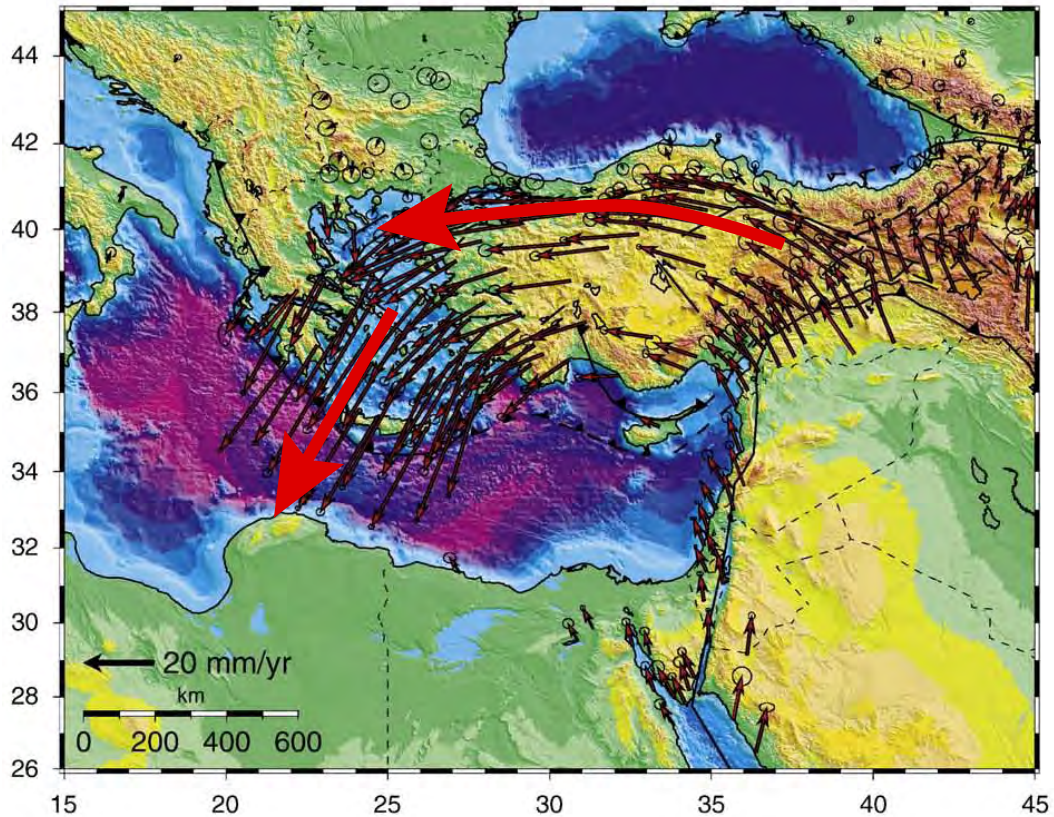


Abbildung 2: Hauptstrukturen im Ägäischen Meer und dem umgebenden Land. Herdflächenlösungen (beach balls) von  $M_N$  6.0 Erdbeben mit Hilfe von Wellenformmodellierung. Farbgebung der Herdflächenlösungen zeigt Abschiebungen (grün), Aufschiebungen bzw. Überschiebungen (rot) und Blattverschiebungen (schwarz) (Roumelioti et al., 2009).

### 3 Rezente Bewegungsraten und tektonische Regimes

Die rezenten Bewegungsraten der einzelnen Plattenblöcke in der überregionalen Umgebung von Griechenland wurden in einigen Studien mit Hilfe von GPS-Messungen (Global Positioning System) ermittelt. So behandeln Kahle et al. (1998) eine Gesamtbetrachtung für Griechenland und die nähere Umgebung. Dagegen betrachten Kahle et al. (1995) im Speziellen das Ionische Meer im nordwestlichen Teil Griechenlands. Reilinger et al. (2010) untersuchten

ebenso die überregionalen Bewegungsraten mit besonderem Hinblick auf die Deformationsakkumulation in der Hellenischen Subduktionszone. Die daraus entstandenen Ergebnisse sollen hier kurz präsentiert werden.



**Abbildung 3:** Schematische tektonische, topographische bzw. bathimetrische Karte des östlichen Mittelmeerraumes. Aus GPS-Daten berechnete Bewegungsraten (rote Pfeile) in Bezug auf Eurasien (Reilinger et al., 2010).

Die bereits im vorigen Teil erwähnte nordwärts gerichtete Bewegung der Afrikanischen Platte mit einer Rate von ungefähr 7 mm/a in das Ionische Meer (siehe Abb. 1) bewirkt eine Verkürzung, also eine Kompression, zwischen dem Afrikanischen und Eurasischen Kontinent. Die zwischen den beiden Großplatten liegende Ägäische Mikroplatte bewegt sich dagegen mit bis zu 35 mm/a in südwestliche Richtung in Bezug auf Eurasien. Die Bewegung der Ägäis ist begleitet von einem seismischen Gürtel, der die Hellenisch-Ägäische Region umgibt (siehe Abb. 2). Gebildet wird er von den Dinariden (Nordwesten von Griechenland) gefolgt von dem Hellenischen Grabensystem, dem Nord-Ägäischen Trog (NAT) und der Nord-Anatolischen Störungszone (NAFZ) in der Marmara Meer Region (MS) im Nordwesten Anatoliens (Kahle et al., 1998).

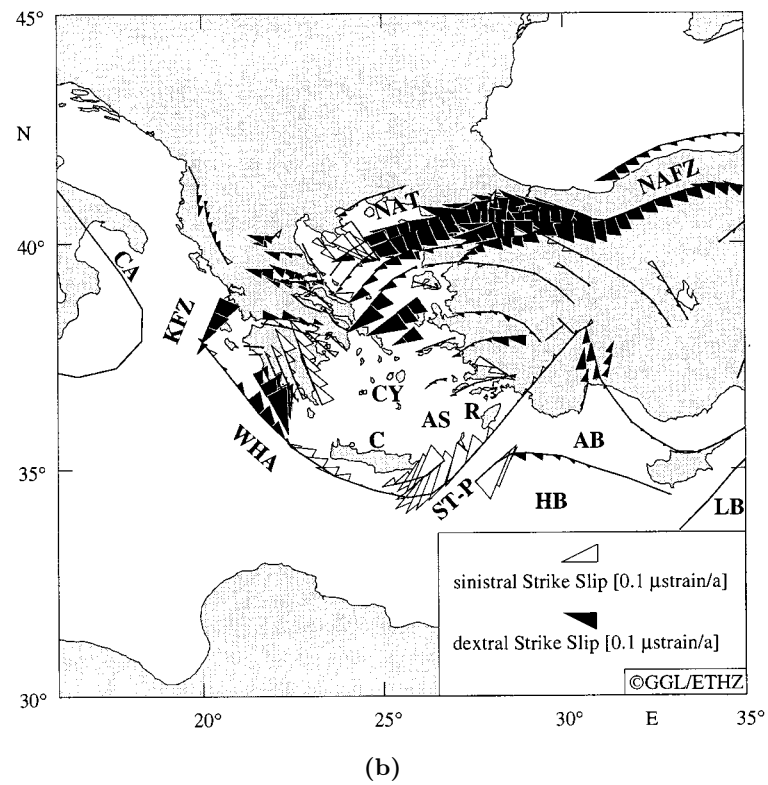
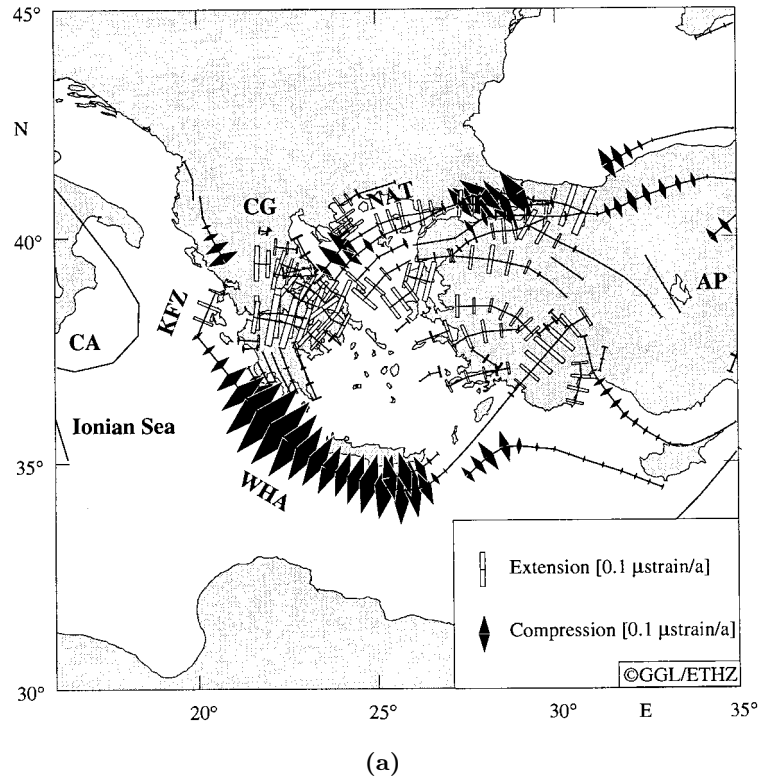
Die Abbildung 3 zeigt die Bewegungsraten der beiden mikrotektonischen Platten der Ägäis und Anatoliens. Die mittlere westwärts gerichtete Bewegungsrate der Anatolischen Platte in der Marmara Meer Region beträgt etwa 22 mm/a relativ zur Eurasischen Platte.

Um aus den neo- und seismotektonischen Prozessen, die die Hauptstörungssysteme bilden, die Bewegungsraten der Hauptstörungen im östlichen Mittelmeerraum zu erhalten, wurden die Komponenten der Deformationsraten auf diese Hauptstörungen projiziert. Dadurch ergeben sich die in der Abbildung 4 gezeigten skalierten Normal- und Scherdeformationsraten der größten Störungszonen in Griechenland und Umgebung. Diese Daten zeigen eine N-S dominante Extension im westlichen Anatolien und in der Ägäis. Im zentralen Bereich der Ägäis, westlich der Insel Rhodos, ist eine relativ deformationsfreie Region auszumachen. In nördlichen Teilen der Ägäis und im zentralen Bereich Griechenlands herrschen dagegen hauptsächlich Extensionsregimes vor (siehe Abb. 4a). Der südwestliche Rand Griechenlands wird dominiert von der Subduktion der Afrikanischen Platte entlang des Hellenischen Grabens. Dies führt zu starker Kompression senkrecht zum Hellenischen Bogen (Kahle et al., 1998).

Die wichtigste Störung, die die kompressive Bewegung aufnimmt, ist die dextrale Blattverschiebung Kephalaria (KFZ: Kephalaria Störungszone) im Nordwesten Griechenlands (siehe Abb. 4b). In der Abbildung sind deutlich die Scherdeformationsraten erkennbar, die verantwortlich für eine intensive Seismizität in dieser Region sind und damit zu verheerenden Erdbeben mit Magnituden bis zu  $M_N > 7$  führen. Der nördliche und zentrale Ägäische Bereich ist beherrscht von weit verteilten dextralen, in nordöstliche bis ostnordöstliche Richtung laufenden Blattverschiebungssystemen. Besonders die Nord-Anatolische Blattverschiebung zeigt hohe dextrale Verschiebungsraten. Die Blattverschiebung selbst fächert sich im Ägäischen Meer in kleinere Blattverschiebungen auf. Im Osten der Insel Kreta beginnt eine Zone mit sinistral dominiertem Schersinn. Diese setzt sich weiter nach Osten über die Insel Rhodos bis hin in den Südwesten der Türkei fort (Kahle et al., 1998).

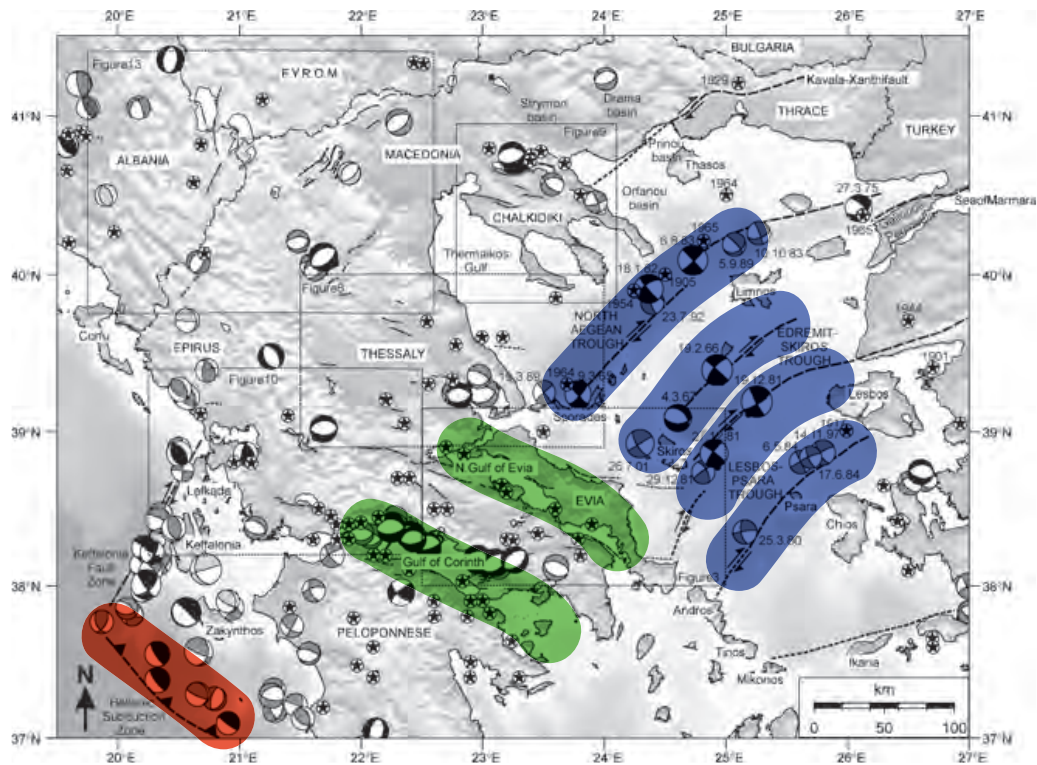
## 4 Aktive Störungen

Erdbeben und aktive Störungen sind weit verbreitet über einem Gebiet von 600x600 km<sup>2</sup>, das Griechenland, die westliche Türkei, Teile Bulgariens, Albaniens und des damaligen Jugoslawiens überdeckt. Diese Deformationen entstammen unter anderem der westwärtigen Bewegung der zentralen Türkei (Anatolien) und der N-S gerichteten Extension des Ägäischen



**Abbildung 4:** Skalierte Normal- (a) bzw. Scherdeformationsraten (b) projiziert auf die Hauptstörungsstrukturen in Griechenland und Umgebung (Kahle et al., 1998).

Meeres und dessen Küstenregionen, sowie zentrale Bereiche des griechischen Festlandes (siehe Abb. 5). Aus Studien über aktive Störungssysteme und Herdflächenlösungen geht hervor, dass die im vorigen Kapitel behandelten Bewegungsraten durch NE-SW gerichtete dextrale Blattverschiebungen im Norden der Ägäis erreicht werden, die folgend übergehen in E-W gerichtete Abschiebungen auf dem griechischen Festland, in Überschiebungstektonik im HelLENischen Graben und im Nordwesten Griechenlands und Albanien als Faltengürtel an der Küste ausgeformt sind (Goldsworthy et al., 2002).



**Abbildung 5:** Hauptstörungen (schwarze gestrichelte Linien) und Erdbeben in Griechenland und im Ägäischen Meer. Herdflächenlösungen von seismischen Ereignissen seit 1963 sind eingetragen. Regimes mit hauptsächlich vorhandenen Blattverschiebungen (blau), Abschiebungen (Extension, grün) und Aufschiebungen (Kompression, rot) sind entsprechend hervorgehoben (Goldsworthy et al., 2002).

Charakteristisch für die griechischen Störungssysteme ist die Segmentierung einzelner Störungen. So formen der Golf von Korinth und der Golf von Evia zwar Gräben mit Längen von bis zu 100-150 km, jedoch sind deren Störungen diskontinuierlich und segmentiert mit maximalen Längen von 15-25 km (siehe Abb. 5 grüne Markierung).

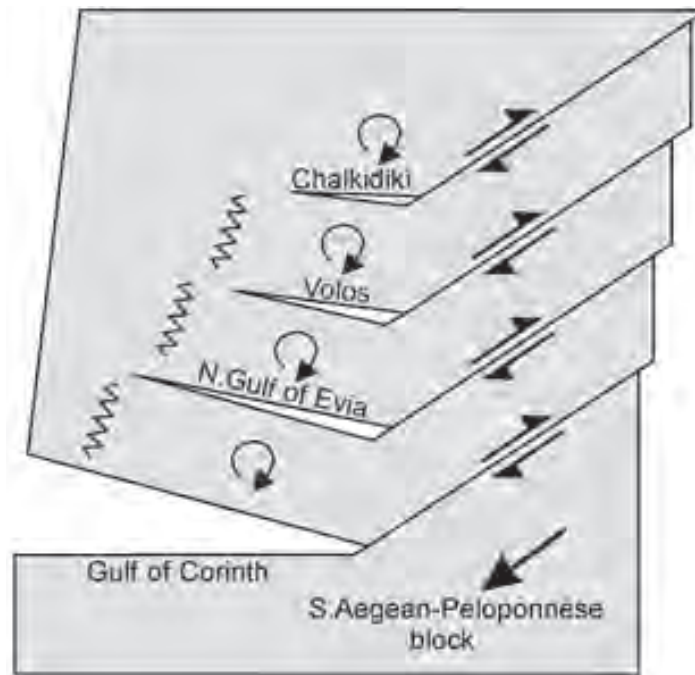
Im Ägäischen Meer verlaufen einige aus der Nord-Anatolischen Störung hervorgegangene



Blattverschiebungen, die bis in die heutige Zeit aktiv sind (siehe Abb. 5 blaue Markierung). Mit wenig moderner seismischer Aktivität bildet die Kavala-Xanthi-Störung eine davon. Die Störung verläuft durch Thrace mit einer prominenten Geländestufe, deren Morphologie neben der Blattverschiebung eine Normalkomponente vermuten lässt. Diese Störung könnte für zwei große Erdbeben im Jahr 1829 mit einer Stärke von  $M_S$  7.2 verantwortlich gewesen sein. Die Störung endet im Nord-Ägäischen Trog (NAT), der mit einer gewissen Anzahl an großen Erdbeben assoziiert wird. Der NAT ist die sich am schnellsten bewegende Struktur im küstennahen Bereich der Ägäis. Der Edremit-Skiros Trog ist der Beginn zweier weiterer Blattverschiebungen, die in den Jahren 1968 und 1981 zu Erdbeben mit Stärken von  $M_S$  7.3 und 7.2 führten. Das Störungssystem endet im Westen in einem NW-SE-Scarp, der durch eine Abschiebung entstanden ist und im Jahr 1967 vermutlich durch ein Erdbeben der Stärke  $M_S$  6.5 reaktiviert wurde. Diese und weitere kleinere Blattverschiebungssysteme enden meist in abschiedungsgeprägten Systemen der griechischen Küste (Goldsworthy et al., 2002).

Der Golf von Korinth als ein typisches System der extensionalen Tektonik am Küsten- und im Zentralbereich ist die sich am schnellsten ausdehnende Region Griechenlands (siehe Abb. 5 grüne Markierung). Er öffnet sich schneller als 12 mm/a im Westen und weniger schnell mit 6-8 mm/a im Osten. Die schnellen Extensionsraten spiegeln die hohe Seismizität der Abschiebung vom Golf von Korinth wider und führten in den vergangenen 300 Jahren immer wieder zu Erdbeben mit einer Stärke von bis zu  $M_S = 6.8$ .

Nordwestlich von Athen ist eine Reihe von subparallelen, WNW-ESE-ausgerichteten Abschiebungen zu finden, das Platea-Kaparelli Störungssystem mit eingeschlossen, das 1981 eine Ruptur mit einer Länge von ungefähr 12 km und einem Versatz von bis zu 1 m hervorgerufen hat. Die Abschiebungen, also das Grabensystem des Golfs von Korinth, reichen weit in den Osten, wo sie eine Verbindung zu den Blattverschiebungen der Ägäis herstellen konnten. Dies führt zu der Annahme, dass die Entwicklung der Extensionsregimes auf dem griechischen Festland und die Blattverschiebungsausbildung im Ägäischen Meer eine zusammenhängende Entwicklungsphase durchlaufen haben. Hiermit könnte also ein kinematisches und genetisches Modell (siehe Abb. 6) entwickelt worden sein, das das komplizierte Zusammenspiel der westwärts orientierten Anatolischen Platte mit der nach Südwesten drängenden Ägäischen Platte etwas entwirrt (Goldsworthy et al., 2002).



**Abbildung 6:** Modell über den Zusammenhang der Blattverschiebungssysteme im Ägäischen Meer und der Extensionssysteme an der Küste bzw. auf dem griechischen Festland (Goldsworthy et al., 2002).

## 5 Ereignisse in direkter Folge der Subduktion

Eins der markantesten tektonischen Merkmale des südlichen Ägäischen Meeres neben dem ausgedehnten Störungssystem ist der Hellenische Bogen, der aus dem Forearc (Kythera, Kreta, Karpathos und Rhodos) und dem inneren vulkanischen Bogen besteht. Die Afrikanische Lithosphäre wird hier unter die kontinentale Ägäische Platte mit einer Rate von ungefähr 3,5-4,0 cm/a subduziert. Dies führt zur Formation einer geneigten Benioff-Zone bis zu einer Tiefe von 150-200 km. Eine typische mit der Subduktion assoziierte vulkanische Aktivität ist ebenso entwickelt. Neben dem Sousaki, Methana, Milos und Nisyros bildet das Santorini Vulkancenter den Süd-Ägäischen aktiven Vulkanbogen. Der Santorini ist zur Zeit der aktivste Vulkan des Hellenischen Vulkanbogens. Besonders erhöhte seismische Aktivität ereignet sich aber auch entlang des Forearcs, während der Back-Arc-Bereich eher relativ leichte Seismizität erfährt (Dimitriadis et al., 2009).

## Literatur

- Dimitriadis, I., Karagianni, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C., Hatzidimitriou, P., Bohnhoff, M., Rische, M., Meier, T. (2009): Seismicity and active tectonics at Coloumbo Reef (Aegean Sea, Greece): Monitoring an active volcano at Santorini Volcanic Center using a temporary seismic network, *Tectonophysics*, 465, 136 – 149, doi:DOI:10.1016/j.tecto.2008.11.005.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., Haines, J. (2002): The continuity of active fault systems in Greece, *Geophysical Journal International*, 148, 596–618.
- Jost, M. L., Knabenbauer, O., Cheng, J., Harjes, H.-P. (2002): Fault plane solutions of microearthquakes and small events in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, 356, 87 – 114, doi:DOI:10.1016/S0040-1951(02)00378-5.
- Kahle, H.-G., Müller, M. V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D. (1995): The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*, 249, 41 – 52, doi:DOI:10.1016/0040-1951(95)00042-L.
- Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., Cross, P. (1998): The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics*, 294, 237 – 252, doi:DOI:10.1016/S0040-1951(98)00102-4.
- Koster, E. A. (2005): *The Physical Geography of Western Europe*, Oxford University Press, New York.
- Obruchev, V. (1948): Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik, Ser. Geol., *Izv. Akad. Nauk*, 5, 13–24.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P. (2010): Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, 488, 22 – 30, doi:DOI:10.1016/j.tecto.2009.05.027.
- Roumelioti, Z., Benetatos, C., Kiratzi, A. (2009): The 14 February 2008 earthquake (M6.7) sequence offshore south Peloponnese (Greece): Source models of the three strongest events, *Tectonophysics*, 471, 272 – 284, doi:DOI:10.1016/j.tecto.2009.02.028.