

Zeitschrift: Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural

Herausgeber: Schweizerischer Verein für Vermessung und Kulturtechnik (SVVK) = Société suisse des mensurations et améliorations foncières (SSMAF)

Band: 88 (1990)

Heft: 1

Artikel: GPS-Messungen und Geoidbestimmung : aktuelle Geodynamik in Zentral-Griechenland und in der West-Hellenischen Subduktionszone

Autor: Kahle, H.-G. / Mueller, S. / Veis, G.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-234299>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 24.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

plinär zu arbeiten, erfordert die Entwicklung neuer Technologien, aber gleichzeitig auch entsprechende Anwendungsmethoden für die Lösung konkreter Aufgaben der Praxis sowie der notwendigen Schnittstellen zu den anderen Disziplinen.

Aus dieser Zusatzarbeit entsteht aber die Gewissheit, dass die Resultate der Forschung sinnvolle Fragen beantworten und brauchbare Ergebnisse erbringen. Die knappen finanziellen Mittel werden besser, gezielter und zur optimalen Befriedigung der Bedürfnisse unseres Landes eingesetzt.

Schlussfolgerung

Die Entwicklung der letzten Jahrzehnte zeigt, dass sich Informatik und Vermessungswesen ausgezeichnet ergänzen.

Die Vorteile des Computers im numerischen Bereich führten bereits in den 60er Jahren zu einem technologischen Sprung nach vorne.

Die Computer-Unterstützung bei der Beurteilung der Ergebnisse erfordert etwas mehr Arbeit. Man kann heute vor allem dank den Fortschritten der mathematischen Statistik auch in diesem Bereich ausgezeichnete Verfahren einsetzen, die die numerischen Lösungen wirksam vervollständigen.

Die Automatisierung der Datenverwaltung im Vermessungswesen ist seit einiger Zeit sehr aktuell. Die Realisierung von geographischen Informationssystemen stellt eine grosse Herausforderung für unseren Beruf dar. Das Problem ist sehr komplex, weil sich einerseits die Strukturen raumbezogener Daten von den traditionellen Appli-

kationen unterscheiden, andererseits das Vermessungswesen mit viel längeren Zeitsmassstäben arbeitet als die anderen Wissensgebiete.

Wir werden die schwierigen Probleme, die uns bevorstehen, lösen. Dazu müssen aber alle, Unternehmer, Behörden, Systemhersteller und Hochschulen am gleichen Strick ziehen. Nur so haben wir eine Chance, unserem Land das Vermessungswesen von morgen innert nützlicher Frist zur Verfügung zu stellen.

Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. A. Carosio
Institut für Geodäsie und
Photogrammetrie
ETH-Hönggerberg
ETH-8093 Zürich

GPS-Messungen und Geoidbestimmung Aktuelle Geodynamik in Zentral- Griechenland und in der West-Hellenischen Subduktionszone

H.-G. Kahle, St. Mueller, G. Veis, M. Müller, H. Billiris und P. Cross

In der Phase II des ETH-Forschungsprojektes «Grundlagen und Anwendungen des satellitengestützten Navigationssystems NAVSTAR/GPS in der Geodäsie» wurde die Anwendung des U.S. Satellitensystems NAVSTAR/GPS auf dem Gebiet der Geodynamik untersucht. Einige Pilotversuche standen in direktem Zusammenhang mit aktuellen schweizerischen und internationalen Geodynamik-Projekten. Im vorliegenden internationalen Forschungsvorhaben, an dem sich Griechenland, Grossbritannien und die Schweiz beteiligen, kommen nun die bisherigen Erfahrungen in einem der seismisch aktivsten Gebiete Europas zur Anwendung: Durch wiederholte satellitengeodätische Messungen sollen Verschiebungsraten in Zentral-Griechenland und im Gebiet der westhellenischen Subduktionszone bestimmt werden. Ziel ist es, Kenntnis über die dortigen neotektonischen Deformationen der oberen Erdkruste zu gewinnen sowie den zeitlichen Aufbau der Spannungen zu studieren. Die Ergebnisse werden einen wesentlichen Beitrag zur Erdbebenvorhersageforschung in diesem Gebiet liefern. Der vorliegende Aufsatz beschreibt den gegenwärtigen Stand des vor kurzem begonnenen interdisziplinären und multinationalen Forschungsprogramms.

Dans la deuxième phase du projet de recherche de l'EPFZ: «Théories et applications du système NAVSTAR/GPS en géodésie», les applications du système GPS dans le domaine de la géophysique furent étudiées. Un certain nombre d'expériences préliminaires, étroitement liées à des projets géodynamiques suisses ou internationaux ont fournis des connaissances approfondies applicables au présent projet. Rendu possible par une collaboration internationale entre l'Angleterre, la

1. Der Forschungsrahmen

Die geowissenschaftliche Forschung hat in den vergangenen Jahren aufgezeigt, dass die kontinentalen Lithosphärenplatten nicht als starre Einheiten aufgefasst werden können. Nach den Erkenntnissen der globalen Plattentektonik gibt es im wesentlichen drei Bewegungs- und Deformationsvorgänge: (1) In einigen Zonen gleiten die Platten horizontal aneinander vorbei. (2) In anderen Gebieten kommt es zu Kollisionen oder (3) zum Auseinanderdriften. Das bekannteste Beispiel für horizontales Vorbeigleiten ist die San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien. In der Türkei ist es die Nordanatolische Verwerfung, die im multidisziplinären ETH-Poly-Projekt «Tektonische Aktivität und ihre Wechselbeziehungen zu Grundwasserzirkulationssystemen, Geothermie und Seismik» bearbeitet werden soll. Während die Relativbewegung zwischen ozeanischen Platten in schmalen Zonen stattfindet, welche den Platten erlauben, sich ohne merkliche innere Deformation aneinander vorbeizubewegen, äussert sich die Relativbewegung zwischen kontinentalen Platten zumeist in Deformationen, verbunden mit Erdbeben und Verwerfungen der oberflächennahen Gesteinsschichten. Diese Deformationen können sich Hunderte bis Tausende von km über die Plattenränder hinaus ausdehnen: Ein Phänomen, das aufgrund der Verteilung von starken Erdbeben und quartären Faltungen in der indisch/asiatischen

Grèce et la Suisse, ce projet se déroule dans une des régions les plus actives du point de vue sismique d'Europe. Le but est de déterminer des déplacements en Grèce centrale et dans la zone de subduction ouest-hellénique en répétant des mesures géodésiques par satellites à intervalle de quelques années, et d'en tirer des conclusions sur les déformations néotectoniques et le comportement temporel des pressions dans la partie supérieure de la croûte terrestre. Les résultats du projet vont contribuer de façon substantielle à la prévision des tremblements de terre dans cette région. L'article ci-dessous décrit l'état actuel de ce projet qui vient juste de démarrer.

Kollisionszone (Molnar und Tapponier, 1975) (vgl. z.B. aktuelles Erdbeben im Himalaya vom 21. 8. 1988) wie auch in grossen Teilen der alpin/mediterranen Zone (McKenzie, 1978, Jackson und McKenzie, 1984) aufgezeigt worden ist. Die Erdbeben liefern bruchstückhafte Informationen über die sich aufbauenden Spannungen. Es besteht deshalb ein dringendes Bedürfnis nach Daten aus anderen Quellen, um den gesamten zeitlichen Verlauf des Spannungsaufbaus zu evaluieren. Hierzu gehören terrestrisch-geodätische Messungen, die in vielen lokalen Bereichen erfolgreich eingesetzt wurden, sowie satellitengestützte Verfahren (GPS) für regionale Bereiche, die in diesem Projekt zum Einsatz kommen.

1.1 Spannungsverteilung und Kinematik

Eine wichtige Beobachtung machte Walcott (1984), der aufgrund von geodätischen Messungen in Neuseeland erkannte, dass die Deformationen der Nordinsel über eine Distanz von ca. 40 km nahezu kontinuierlich ablaufen. Seine Auswertungen stimmen mit den Bewegungsraten überein, wie sie aufgrund von magnetischen «Sea Floor Spreading»-Anomalien abgeleitet wurden. Die Wiederholrate von grossen Erdbeben beträgt dort dagegen einige Jahrhunderte. Walcotts Ergebnisse zeigen deutlich, dass beträchtliche Deformationen existieren, die nicht durch Erdbeben verursacht werden, sondern vorher durch langfristiges «Kriechen» und anschliessendem abrupten Spannungsabbau charakterisiert sind. Das hier vorgestellte Projekt trägt u.a. dazu bei, solche Deformationsanteile in Zentral-Griechenland und in der Paxos/Ionischen Zone zu bestimmen.

1.2 Seismizität und Seismotektonik

Als Forschungsgebiet wurde Zentral- und West-Griechenland ausgewählt. Diese Region ist seit längerem ein internationaler Forschungsschwerpunkt europäischer Geo-Wissenschaftler. Sie spielt eine Schlüsselrolle im Verständnis des alpin/mediterranen Plattenrandes zwischen Afrika und Eurasien. Die relative NE-Bewegung der Ionischen Platte gegenüber dem Peloponnes sowie die Öffnung des Ägäischen Beckens führt zu Strike-Slip- und Rotationsbewegungen in der Defor-

mationszone Ionische Inseln, Böotien, Attika und Euböa. Die dortige Erdbebenverteilung sagt aus, dass der grösste Teil der Deformationen in einer Zone von ca. 300 km Breite erfolgt, in der die Strain Rate $6 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ erreicht, soviel, wie in keinem anderen Gebiet der Erde. Die häufigen Erdbeben nordwestlich von Athen gehören zu diesem Seismizitätsgürtel.

1.3 Geoid

Radar-altimetrische Aufnahmen des SEASAT-Satelliten (Barlier et al., 1982) sowie Berechnungen des astro-gravimetrischen Geoids (Brennecke et al., 1983) im östlichen Mittelmeer zeigen einen ausgeprägten Gradienten des Geoids, der dem Hellenischen Grabensystem folgt: Vom Kalabrischen Bogen durch die Strasse von Otranto, über die Ionischen Inseln, südlich von Kreta bis hin zum Taurus-Gebirge in Anatolien lässt sich der Gürtel dieses Geoidgradienten deutlich erkennen. Dort sinkt die Äquipotentialfläche des Schwerefeldes abrupt um 30 m bis 40 m ab und erreicht damit die stärksten Beträge in ganz Europa. Bisher wurde allgemein angenommen, dass dieser Gradient mit der Subduktion der afrikanischen Lithosphärenplatte im Bereich des Hellenischen Grabens im Zusammenhang steht. Mit einer detaillierten Aufnahme des Geoids in

der Präapulischen und Ionischen Zone beabsichtigen wir, diese Hypothese mit begleitenden Modellrechnungen der Krusten-Mantelgrenze, der Meeresbodentopographie und der sedimentären Schichtfolgen genau zu untersuchen. Die damit verbundenen Forschungsarbeiten dürften einen wesentlichen Beitrag zur späteren geophysikalischen Interpretation der GPS-Messungen leisten.

Der Projekt-Anteil in Zentral-Griechenland wird gemeinsam von den Universitäten Athen, Newcastle, Nottingham, Oxford, Cambridge und der ETH Zürich bearbeitet, während die Untersuchungen in West-Griechenland und im westhellenischen Grabensystem bilateral von der NTU Athen und der ETH Zürich ausgeführt werden. Weiter im Westen schliesst das Forschungsprogramm an das GPS-Projekt «Tyrrhenian-Pelagian GPS campaign (TYPE)» an, das von Zerbini, Reigber und Drewes (Kaniuth et al., 1989) in Angriff genommen worden ist.

1.4 Das geodynamische Umfeld

Die globale Plattentektonik geht von der Vorstellung aus, dass die Erdoberfläche aus einer Anzahl «quasistarrer» Lithosphärenplatten besteht, die sich relativ zueinander bewegen, aber nur an den Plattenrändern deformiert werden. Dieses Konzept trifft für die grossen ozeanischen Platten weitgehend zu, darf aber sicher nicht in dieser Form auf die kontinentalen Lithosphärenplatten, die je nach Alter Mächtigkeiten bis zu 150 km erreichen können, übertragen werden. Im kontinentalen Bereich konzentriert sich die Deformation nicht allein auf die Plattenränder – wie aus der Seismizitätsverteilung offenkundig ist – sondern ist über grössere Horizontaldistanzen «verschmiert», welche

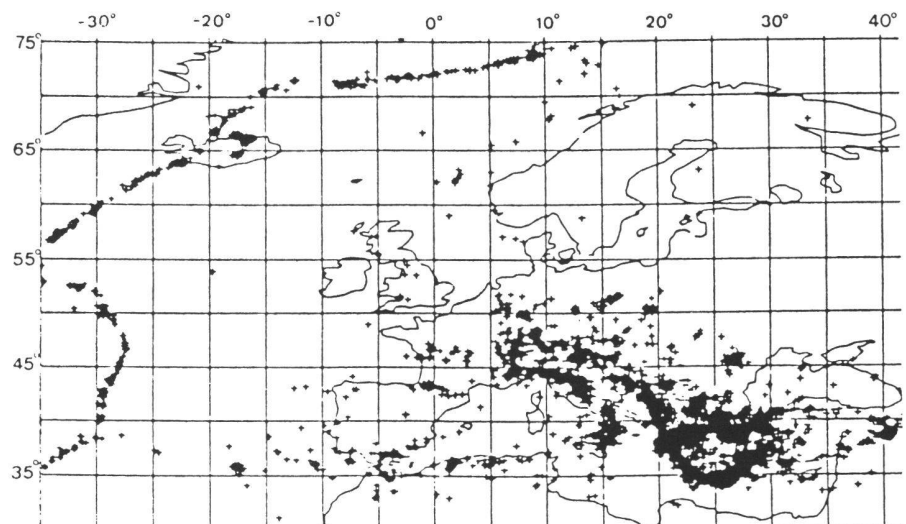


Abb. 1: Die Plattengrenzen zwischen Nordamerika, Afrika und Eurasien wie sie durch die jüngste Seismizität angedeutet sind. Die Epizentren von rund 7000 Erdbeben umreissen deutlich die Form der «Adriatischen (oder Apulischen) Mikroplatte», die als spornartiger Fortsatz der afrikanischen Platte bis in den Alpenraum reicht (nach Mueller, 1984).

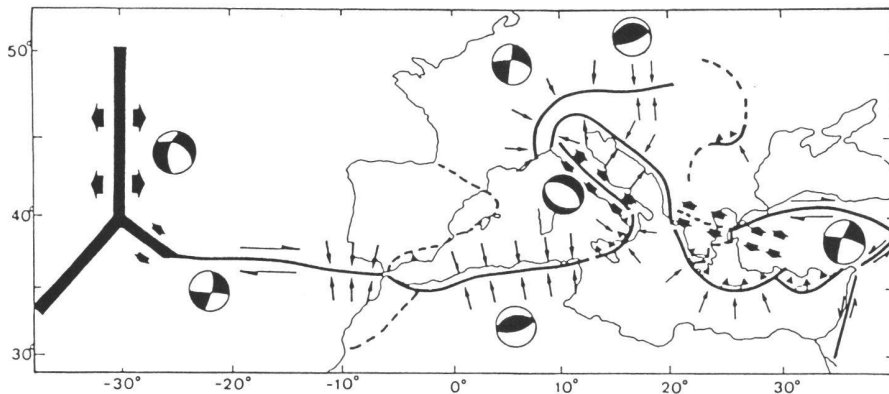


Abb. 2: Verallgemeinerte Plattengrenzen und seismotektonische Spannungsfeld im Ostatlantik, Mittelmeer- und Alpenraum (nach Udias, 1982). Az = Azoren-Tripelpunkt. Mikroplatten: Ad = Adria, Ae = Ägäis, An = Anatolien. Ebenfalls angedeutet ist ein vereinfachter seismotektonischer Beanspruchungsplan für Mittel- und Westeuropa.

zum Teil die Plattmächtigkeit um einiges übertreffen (siehe z.B. Marillier und Mueller, 1985). Die Plattengrenzen sind deshalb nicht mehr klar definiert und die Relativbewegungen der Platten können nicht wie im ozeanischen Bereich einfach ermittelt werden.

Formal lassen sich die Plattengrenzen – wie in der Plattentektonik üblich – basierend auf der Seismizitätsverteilung (Abb.1) definieren. Dabei ist aber zu bedenken, dass es sich bei den meisten Erdbeben um Deformations- und Bruchvorgänge in der oberen Erdkruste (bis zu Tiefen von 15 bis 20 km) handelt. Zwar können aus diesen Erdbeben mittels kinematischer Herdlösungen seismotektonische Vorgänge abgeleitet werden, doch sind diese sicherlich nicht repräsentativ für die Bewegungen der beiden mächtigen Lithosphärenplatten.

Im vorliegenden Fall geht es grossräumig um die Relativbewegung zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte im Bereich des östlichen Mittelmeers. Denkt man sich die eurasische Platte festgehalten, dann bewegt sich die afrikanische Platte wegen der grösseren Ausdehnungsrate des Ozeanbodens im Südatlantik relativ nach Norden (siehe Abb.2). Die «Plattengrenze» ist in diesem Massstab eine zwischen den beiden Platten liegende mehrere hundert Kilometer breite Übergangszone, deren Deformation nicht gleichmässig erfolgt, sondern räumlich in einer sehr komplexen Weise verteilt ist. Wie man der Abb. 2 entnehmen kann, besteht die Übergangszone zwischen der afrikanischen und eurasischen Platte im wesentlichen aus drei kleineren Blöcken, die meist auch als «Mikroplatten» bezeichnet werden und die durch die aktuelle Seismizität abgegrenzt sind:

(1) Die Adriatische (oder Apulische) Mikroplatte. Sie ist ein spornartiger Fortsatz der afrikanischen Platte zwischen der Apenninen- und Balkan-Halbinsel, der bis

in den Alpenraum reicht und sich über längere Zeit «starr» mit der afrikanischen Platte bewegt hat.

(2) Die Ägäische Mikroplatte, die sich von Kreta bis in den Balkan erstreckt und deren Ränder gegenwärtig die höchste Erdbebenaktivität in Europa aufweisen.

(3) Die Mikroplatte der Zentral-Türkei, die von den nord- und ostanatolischen Transform-Störungszonen begrenzt wird.

Das Innere dieser so abgegrenzten Mikroplatten erscheint weitgehend als aseismisch und verhält sich deshalb offenbar in erster Näherung als «quasistarrer» Bereich. Konkret stellt sich bei dieser Betrachtungsweise die Frage, welche Relativbewegungen diese drei Mikroplatten ausführen und welche tektonischen Konsequenzen damit verbunden sind.

Herdmechanismen zeigen, dass die Apenninen-Halbinsel offenbar einer SW-NE-gerichteten Extension unterworfen ist, also der «italienische Stiefel» entlang des Apennins allmählich «auseinandergerissen» wird. Dies bewirkt für die östliche Hälfte Italiens eine Drehbewegung im Gegenuhrzeigersinn, die zu einer Einengung des adriatischen Raumes verbunden mit einer nach Nordosten orientierten Unterschiebung unter die Balkan-Halbinsel führt. In West-Griechenland resultiert diese Bewegung in einer W-E-gerichteten Kompressionsbeanspruchung.

Der zentrale Bereich der Türkei bewegt sich als Folge einer dextralen Verschiebung entlang der nordanatolischen Störungszone und einer sinistralen Verschiebung entlang der ostanatolischen Transform-Zone in einer sich schliessenden «Zangenbewegung» nach Westen. Relativ zu Eurasien bewegt sich der südliche Teil der Ägäis mit dem Kreta-Bogen nach Süden, was eine Subduktion der afrikanischen Platte unter die Ägäische Mikroplatte zur Folge hat. Nach Schätzungen von Jackson und McKenzie (1988) hat

diese Relativbewegung gegenwärtig eine Grössenordnung von 7 cm pro Jahr.

Die beschriebenen Bewegungen der drei Mikroplatten resultieren in einer ausgeprägten NE-SW-orientierten Extension des zentralgriechischen und ägäischen Raumes, die seit 5 bis 10 Mio. Jahren im Gange ist. Dieser Dehnungsprozess hat bereits zu einer Verdoppelung der Ägäis-Oberfläche geführt (Le Pichon und Angelier 1979).

Aus all diesen Überlegungen muss geschlossen werden, dass es unmöglich ist, die Relativbewegungen und das Deformationsverhalten von Mikroplatten in der Übergangszone zwischen grossen Lithosphärenplatten aus den grossräumigen Bewegungen dieser Platten vorauszusagen. In dem Übergangsbereich der Platten können durchaus kleinere aseismische Regionen enthalten sein (siehe Abb. 1), die heute ein «quasistarres» Verhalten aufweisen. Die Verteilung von Seismizität und Aseismizität, wie wir sie heute vor uns sehen, ist sicherlich nicht zeitunabhängig. Es muss im Gegenteil davon ausgegangen werden, dass sich das Deformationsfeld verhältnismässig rasch ändern kann und sich ein neuer «stationärer» Zustand einstellt, der dann für längere Zeit unverändert bleibt. Nur sorgfältige geodätische Messungen, die in regelmässigen Zeitabständen ausgeführt werden, erlauben präzise Aussagen über das jeweilige Deformationsverhalten und die daraus resultierenden geodynamischen Konsequenzen.

Über die Ursache der Extension des Ägäischen Beckens wurden in der Vergangenheit mehrere Hypothesen publiziert. Le Pichon und Angelier (1979) vermuteten, sie sei das Resultat von Randeckten abgelenkter Spannungen, die sich auf dieses Gebiet durch die Bewegung des Hellenischen Bogens auswirken. McKenzie (1978) schlug vor, dass dafür Scherbewegungen, verursacht durch Konvektion im oberen Mantel, verantwortlich seien. Das Departement of Earth Sciences in Oxford, welches an diesem Projekt mitarbeitet, hat Erfahrung in der Berechnung des Deformationsfeldes, welches von solchen Randbedingungen ausgeht (England et al., 1985; Houseman and England, 1986). Die Existenz der Verwerfungen verlangt nach Modellen, die diskontinuierliche Ereignisse berücksichtigen können, wie auch die Behandlung von Blöcken, die entweder starr oder intern deformierbar sind. Von besonderem Interesse ist die Quantifizierung der Strike-Slip- und Rotationsraten im Deformationsfeld zwischen Euböa und dem Golf von Korinth. Die Interpretation wird durch die Auswertung von Spot-Bildern an der Universität Oxford ergänzt.

Es erheben sich konkret folgende Fragen:

1. Wie weit reicht die Deformationszone Zentral-Griechenlands nach Westen?

Kann der westliche Peloponnes als stabil angesehen werden?

Wie können die Differenzen zwischen der SLR- und GPS-bestimmten Basislinie Chrisokellaria und Dionysos erklärt werden?

2. Wo ist die «geodätische Grenze» zwischen den «strike slip»-Bewegungen Attikas und der westhellenischen Subduktion?

Wie ändert sich die tektonische Deformation von Scherbewegungen zu Ab- und Überschiebungen?

3. Wo ist die landwärtige Fortsetzung der Keffalonia Transform Fault (KTF)?

Wie sieht die Beziehung zwischen der KTF und der Öffnung des Ägäis-Beckens aus?

Wie gross sind die Bewegungsraten entlang der KTF, wo extrem starke Erdbeben stattfinden (vgl. 1953)?

4. Welche tektonische Rolle spielt die stratigraphische Grenze entlang der Paxos/Ionischen Abscherung?

5. Wie gross sind die gegenwärtigen Verschiebungsraten zwischen Apulien/Kalabrien und Othoni/Kerkyra?

6. Wie sieht die Detailstruktur des Geoides im Bereich der westhellenischen Subduktionszone aus und welche Implikationen ergeben sich daraus bezüglich der Krusten-Mantelstruktur?

2. Zielsetzung

2.1 GPS-Messungen und Deformationsmodelle

Auf 100 Stationen werden wiederholt GPS-Feldmessungen in mehreren Kampagnen über einen Zeitraum von 5 Jahren ausgeführt, um hochgenaue Relativ-Positionen in einem ca. 400×400 km² grossen Gebiet zu erhalten. Die geodätischen Koordinaten werden mit physikalischen Deformationsmodellen analysiert, die die Randbedingungen der gemessenen Lithosphären-Kinematik erfüllen. Die Forschungsarbeiten bilden einen Teil des globalen Crustal Dynamics Projects (CDP) der NASA (No. OSTA 80-2). Der Bereich der alpin/mediterranen Plattengrenzen und Deformationszonen wird im Rahmen der Working Group of European Geoscientists for the Establishment of Networks for Earthquake Research (WEGENER) insbesondere mit SLR-Messkampagnen auf ausgewählten Stationen erforscht (Aardoom et al., 1985; Reinhart and Wilson, 1989). Mit der zusätzlichen Besetzung von GPS-Empfängern auf diesen SLR-Stationen wird der Anschluss an das globale SLR-Netz ermöglicht. Andererseits können die lokalen/regionalen GPS-Netzwerke als wertvolle Ergänzung und Verdichtung des globalen SLR-Netztes benützt werden.

2.2 Geoidbestimmung und West-Hellenische Subduktionszone

In einem zweiten Forschungsteil werden wichtige Höhenanschlüsse der GPS-Stationen an das hellenische Landestriangulationsnetz hergestellt. 20 Stationen davon wurden im September 1989 zudem mit dem transportablen Zenitkamerasystem (TZK3) des IGP der ETH Zürich vermessen, um lokale Lotabweichungsbestimmungen vorzunehmen. Aus beiden Datensätzen soll ein lokales GPS-gestütztes astrogeodätisches Geoid berechnet werden, das mit dem gravimetrischen Geoid verglichen und integriert wird. Aus diesen Informationen können in der späteren Auswertephase geophysikalische Hinweise auf die tiefe Massenverteilung im Bereich der West-Hellenischen Subduktionszone gewonnen werden.

2.3 Zusammenfassung der Projektphasen

1. Bestimmung der Deformation der kontinentalen Lithosphäre in Zentral-Griechenland, in den externen geotektonischen Zonen der Helleniden, sowie im Bereich der West-Hellenischen Subduktionszone mit einer Auflösung bis zu 10 km über ein Gebiet von ca. 400×400 km². Die erwarteten rezenten Krustenbewegungen in Betracht ziehend, die einige cm pro Jahr betragen, müssen die relativen Koordinaten der 100 Stationen mit einer Genauigkeit von 1 cm bestimmt werden.

2. Anwendung bestehender und Entwicklung neuer Deformationsanalyse-Techniken für die Interpretation von periodisch überwachten geodätischen Festpunktfeldern.

3. Geophysikalische Interpretation der Resultate durch Ausarbeiten von verschiedenen Lithosphären-Deformationsmodellen und Subduktionsprozessen.

4. Präzisionsmessung von ca. 20 astronomischen Ortskoordinaten im Gebiet der Ionischen und Paxos Zone mit dem transportablen Zenitkamera-Messsystem (TZK) des IGP der ETH Zürich.

5. Terrestrische Höhenanschlüsse von ausgewählten GPS-Stationen an das hellenische Landesnivellement bzw. an die Höhen von Triangulationspunkten. Daraus ergeben sich im Vergleich zu den mit GPS bestimmten ellipsoidischen Höhen direkt Geoidundulationen.

6. Bestimmung eines lokalen GPS-gestützten astrogeodätischen Geoides und Vergleich, ggf. Integration mit gravimetrischen Geoidbestimmungen von Griechenland.

7. Geophysikalische Interpretation der Geoidundulationen und Schwereanomalien, mit besonderer Berücksichtigung der West-Hellenischen Subduktionszone.

3. Gegenwärtiger Stand des Projektes

Die gründliche Rekognoszierung und sorgfältige Wahl geeigneter Standorte sind für den Erfolg dieses Projektes mitentscheidend. Für die Selektion der Messstationen wurde daher ein grosser Aufwand betrieben, mussten doch folgende Gesichtspunkte berücksichtigt werden:

- Die Messstationen sollen tektonisch signifikante Basislinien repräsentieren.

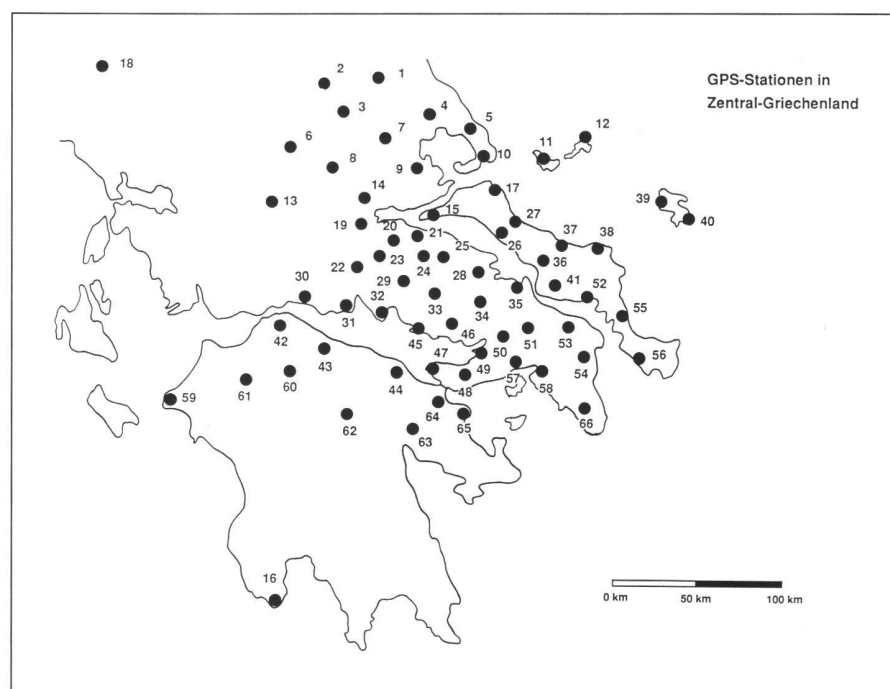


Abb. 3: GPS-Stationen in Zentral-Griechenland

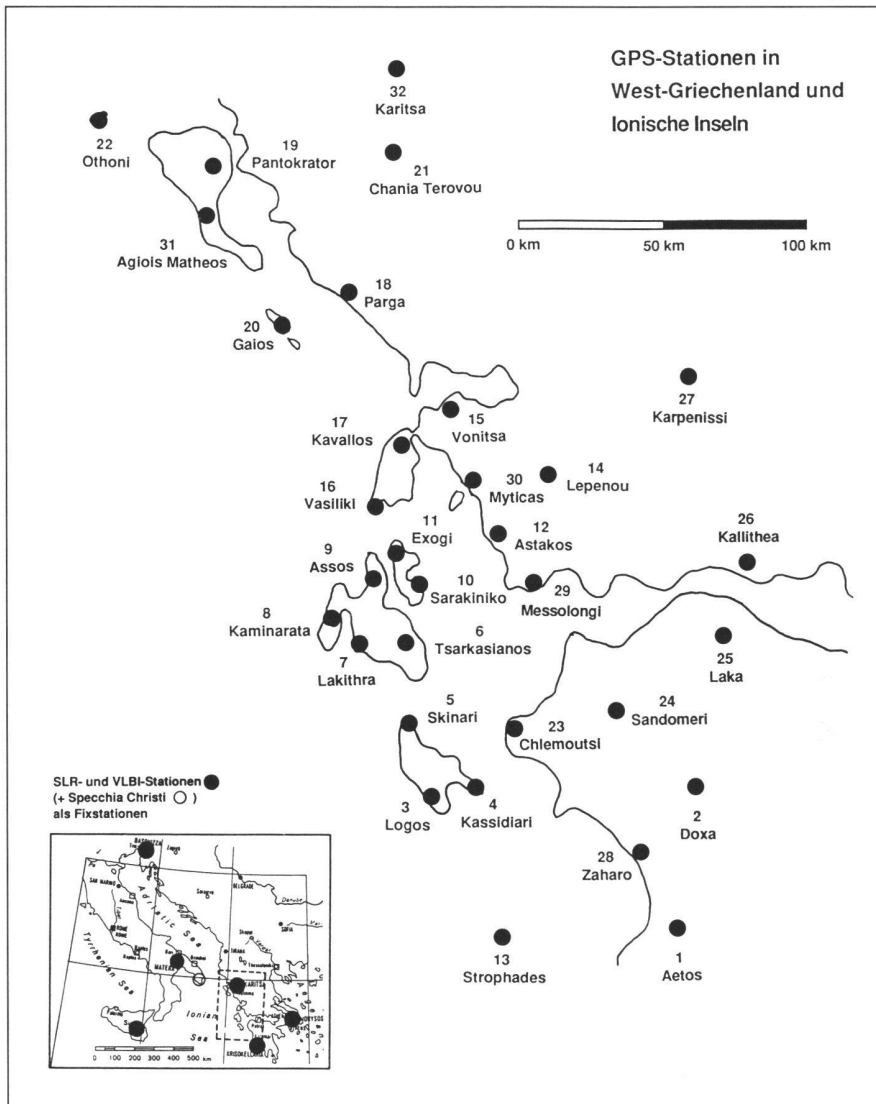


Abb. 4: GPS-Stationen in West-Griechenland und Ionische Inseln

Das geodätische Netz soll

- geometrisch optimal ausgelegt sein
- Verknüpfungen und Überlappungen mit angrenzenden anderen GPS-Projekten gewährleisten.
- Anschlussmöglichkeiten an terrestrische Netze der hellenischen Landesvermessung sicherstellen
- Die Messstationen sollen in gut konsolidiertem, anstehendem Fels liegen
- Es dürfen keine Starkstromleitungen zu nahe vorbeigehen
- Es sollen keine Geländehindernisse über 15° Höhenwinkel existieren
- Die Station darf nicht mehr als 100 m von einem zufahrbaren Weg entfernt sein
- Die Punkte sollen nur auf öffentlichem Boden, nicht aber im Privatland errichtet werden.

Für das GPS-Netz in Zentral-Griechenland ist eine erste Erkundung von der Nationalen Technischen Universität Athen

(NTUA) in enger Zusammenarbeit mit den Universitäten Oxford, Newcastle, Nottingham, der ETH Zürich und unter Konsultation von Prof. D.P. McKenzie und Dr. A. Jackson aus Cambridge im Mai 1988 durchgeführt worden. Dabei wurden insgesamt 66 Stationen in Zentral-Griechenland und auf Euböa rekognosziert (Abb.3). Von der Geologie her wurden Kalke aus dem Jura ausgewählt. Formationen aus dem Flysch (ausser metamorph) und dem Teritär (Formationen jünger als 65 Mio Jahre) sowie Schiefer wurden gemieden. Damit ist weitgehend gewährleistet, dass den grossräumigen Verschiebungen keine lokalen Rutschungen überlagert werden.

In einer zweiten ausgedehnten Rekognoszierungskampagne haben Geologen, Vermessungsingenieure und Geophysiker der NTUA, des Staatlichen Geologischen und Mineralogischen Dienstes Griechenlands (IGME) sowie der ETHZ im Mai 1989 dreissig Messpunkte in der Ionischen Zone selektioniert (Abb. 4) (Kahle et al., 1989). Die Stationen wurden im anstehen-

den Fels mit 10 cm tief reichenden Bolzen vermark. Ausserdem wurden Rückversicherungsmarken in der Umgebung eingelassen. Danach wurden in einer lokalen Vermessung die Lage und Höhenbezüge zwischen Zentrum und Rückversicherungspunkten erhoben. Detaillierte Stationsbeschreibungen sind in einem gesonderten IGP-Bericht enthalten.

Bisher sind 3 GPS-Kampagnen realisiert worden:

In einer ersten vorgängigen Beobachtungsperiode waren im Herbst 1988 GPS-Messungen auf ausgewählten Stationen des hellenischen Triangulationsnetzes erster Ordnung ausgeführt worden, um Vergleiche mit den terrestrischen Messungen aus dem Jahr 1890 anstellen zu können (Dodson et al., 1989).

Eine zweite GPS-Messkampagne hat im Juni 1989 stattgefunden. Sie überdeckte vor allem Stationen in Zentral-Griechenland und Euböa. Zudem wurden Stationen beobachtet, die als Verbindungen zum Ionischen Netz benutzt werden.

Das Ionische GPS-Netz wurde erfolgreich in der dritten Kampagne im September 1989 vermessen. Über den Verlauf dieser Kampagnen sowie über erste Auswertungen wird in einem späteren Aufsatz berichtet.

4. Der geologische Rahmen und Selektion der GPS-Stationen

Auf der geologischen Karte Griechenlands (Division of General Geology and Economic Geology, 1983) ist ersichtlich, dass der grösste Teil des Festlandes dem alpidischen Orogen der Helleniden angehört, ein Deckengebirge, das vorwiegend aus sedimentären Gesteinen und Magmatiten besteht. Man unterscheidet dabei zwischen west-, zentral- und innerhellenischen Decken. Kristalline Bereiche findet man vor allem auf dem Bogen West-Makedonien, Thessalien, Euböa, Attika, Kykladen, Anatolien. Das Vorland der Helleniden bildet die sogenannte Apulische Plattform (Präapulische Zone). Sie ist im Westen der Ionischen Inseln aufgeschlossen. Als Rückland (Hinterland) wird der nordostgriechische Kristallin-Bereich inkl. Serbo-Mazedonisches Massiv und die Rhodopen angesehen.

Tektonische und paläographische Gesichtspunkte haben zu einer Zonengliederung der Helleniden geführt, die zum ersten Mal von Renz (1940) vorgeschlagen wurde. Heute gliedert man die Deckenstrukturen in 13 Zonen, die ihrerseits in innere und äussere Zonen unterteilt werden. Die inneren Zonen umfassen die Parnassos bis Vardar-Zone. Sie repräsentieren orogene Prägnungen bis zum Eozän. Die ex-

ternen Zonen (Pindos- bis Präapulische Zone) sind erst seit dem Miozän orogenerisch deformiert worden. Insgesamt sind 4 orogene Zyklen identifiziert. Die Alter dieser Tektogenesen sind: Miozän, Eozän, Unterkreide und Dogger.

4.1 Präapulische Zone

Die Präapulische Zone (auch Paxos-Zone genannt) besteht vorwiegend aus marinen Karbonat-Serien des Mesozoikums und Tertiärs. Sie ist auf den Inseln Paxi und Antipaxi, im westlichen Zakynthos und Keffalonia sowie auf Strofades aufgeschlossen. Diese Zone wird als Übergangsbereich zwischen der präapulischen Plattform und dem östlich angrenzenden miogeosynklinalen Becken der Ionischen Zone angesehen.

Die Stationen Strofades, Skinari (Zakynthos), Lakithra, Assos (Keffalonia) und Vassiliki (Lefkada) befinden sich in Kalkserien (z.T. hornsteinführende Plattenkalke) der Oberen Kreide, die bis zu 500 m mächtig werden. Die Messpunkte Kaminarata (Keffalonia) und Gaios (Paxi) sind in jüngeren Kalkformationen des Eozän/Oligozän eingerichtet.

4.2 Ionische Zone

Die östlich an die Paxos-Zone angrenzende Ionische Zone enthält an der Basis 2000 m bis 3500 m mächtige Evaporite aus der Trias, neritische Karbonat-Serien aus dem Jura, pelagische Sedimente aus dem Tertiär, überlagert von weitverbreitetem westhellenischen Flysch. Die Stratigraphie der Sedimente kennzeichnen ein miogeosynklinales Ablagerungsbecken, das westlich von der präapulischen Plattform und östlich von der Gavrovo-Schwelle begrenzt ist. In unserem Messbereich gehören dazu: Kerkyra, der östliche Teil von Lefkada, Keffalonia und Zakynthos, Ithaki und Epirus, sowie die westlichen Bereiche von Akarnanika und Peloponnisos.

Die basale Evaporit-Serie (Gipse und Steinsalz) ist ein prägnanter Abscherungshorizont, der mit ausgeprägten Brekzien-Schichten korreliert und bei neotektonischen Krustenbewegungen als potentieller Gleithorizont berücksichtigt werden muss. Die Evaporit-Serien stellen gleichzeitig eine wesentliche Erschwernis in der Stationsselektion dar. Als «stabile» GPS-Stationen sind sie extrem ungeeignet. Ebenso mussten Eozäne Kalkserien (Brekzien-Kalke) verworfen werden, die am Beckenrand mit starker Brekzienbildung verbunden waren.

Die meisten Messpunkte in der Ionischen Zone liegen nach unserer Selektion in stabilen Kalkbänken der Trias, des Lias und der Oberen Kreide:

Astakos: Unterer Jura der bis zu 900 m mächtigen pelagischen Viglaes-Formation
Lepou: Eozäne Kalke

Vonitsa: Obere Trias Pantocrator-Kalke

Parga: Obere Trias Pantocrator-Kalke

Hania Terovou: Obere Kreide Kalke

Pantocrator (Kerkyra): Pantocrator-Kalke

4.3 Gavrovo-Tripolis-Zone

Die Gavrovo-Zone besteht vornehmlich aus karbonatischen Schichtfolgen, die auf einer submarinen Schwelle abgelagert wurden. Viele sedimentäre Schichtlücken weisen auf den antiklinalen Charakter dieser Zone hin. Für die Rekognoszierung und Auswahl von geeigneten Messstationen ist hier die Bedeckung der Flachwasserkalke mit bis zu 2000 m mächtigen westhellenischen Flyschserien ausserordentlich hinderlich. Erschwerend kommen ferner Pliozäner Detritus und Gipshorizonte hinzu. In den wenigen Aufschlüssen mit anstehendem Gavrovo-Karbonat (z.B. im Valtou-Gebirge) waren geeignete GPS-Stationen wegen der Unzugänglichkeit des Geländes schwer zu finden.

4.4 Pindos-Zone

Wie in den Zielsetzungen angedeutet, mussten zur Verknüpfung der GPS-Netze von Zentral- und West-Griechenland sowie für die internen Deformationen des Peloponnes zusätzlich Stationen in der Pindos-Zone rekognosziert und vermarktet werden. Die pelagischen Sedimente dieser Zone weisen auf ein tiefes Ablagerungsbecken auf einer dünnen kontinentalen Erdkruste hin, in dem Hornsteine und Plattenkalke vorherrschen. Die mesozoische Schichtfolge der stabilen Hornstein-Plattenkalke ist auch hier leider von mächtigen Flysch-Serien (bis zu maximal 4000 m!) und instabilen Mergel- und Ton-Zwischenschichten überlagert. Die schliesslich ausgewählten Stationen Aetos und Doxa befinden sich in anstehenden oberkretazischen Kalken.

5. Ausblick und Zusammenfassung

Es ist geplant, in Zentral- und West-Griechenland je 3 GPS-Messserien durchzuführen (1989, 1991 und 1993). Die ersten Feldmessungen wurden in Zentral-Griechenland im Juni sowie in West-Griechenland im September 1989 realisiert. Das Messkonzept sowie die Verteilung der Geräte während der Juni-Kampagne sah konkret folgendermassen aus:

Insgesamt standen in Griechenland zwölf Empfänger zur Verfügung: Sechs 2-Frequenz-Empfänger (4 WM, 2 Trimble) sowie sechs 1-Frequenz-Empfänger (2 WM, 4 Trimble). Während ein 2-Frequenz-Empfänger ständig in Dionysos stand (Fixstation), verschoben sich die restlichen Empfänger alle zwei Tage gestaffelt vom Peloponnes her kommend via Attika, Euböa nach Thessalien. Das Programm konnte

fast wie vorgesehen eingehalten werden. Start der Messungen war, nach einer Kalibration sämtlicher Geräte auf dem Gelände der Universität Athen am 5. Juni 1989. Der 16. Juni war als letzter Messtag geplant (Parlamentswahlen am folgenden Wochenende in Griechenland). Tatsächlich wurde mit den 2-Frequenz-Empfängern auch noch am 17. Juni 1989, gemessen (Ausfälle wegen unmöglichen Fährverbindungen, Probleme bei der Zufahrt zu einzelnen Stationen, vereinzelte Instrumentenausfälle). Eine weitere Kalibrationsmessung am 20. Juni 1989 beendete die Kampagne. Während mit den 2-Frequenz-Empfängern mehrheitlich die weiter entfernten Stationen beobachtet wurden, waren die 1-Frequenz-Empfänger – so weit möglich – mehr um den Schwerpunkt der Messungen angeordnet.

Gleichzeitig während den Messungen in Griechenland waren auf verschiedenen SLR-Stationen GPS-Empfänger im Betrieb. In Herstmonceux (GB), Zimmerwald (CH), Onsala (S) und Wettzell (BRD) wurden GPS-Daten gesammelt, um nach dem Prinzip des Fiducial Point Konzepts die Bahnen der Satelliten verbessern zu können.

In West-Griechenland sind die ersten Geländemessungen im September 1989 nach folgendem Schema durchgeführt worden:

Insgesamt waren während dieser Kampagne 14 WM 102-Empfänger im Einsatz (drei davon in Italien). Sie wurden von der ETH Zürich, ETH Lausanne, der Firma Gester, den Universitäten Berlin, Karlsruhe und Stuttgart sowie vom Istituto Geografico Militare Italia (IGMI) zur Verfügung gestellt. Hierfür sei den verantwortlichen und beteiligten Kollegen in aller Form gedankt.

Vier Empfänger haben auf den SLR-Stationen Dionysos, Chrisokellaria, Karitsa (Griechenland) und Matera (Italien) Daten gesammelt. Das IGMI stellte einen WM 102-Empfänger für die Fixstation Basovizza (Italien) zur Verfügung. Zudem wurde die VLBI-Station Noto in Sizilien mit einem Empfänger besetzt. Dieses Fixstationennetz dient zwei Zwecken: Einerseits wird es möglich sein, aufgrund der bekannten Koordinaten von SLR- bzw. VLBI-Stationen, Bahnverbesserungen zu berechnen; andererseits wird ein GPS-Netz mit mehreren Fixstationen stabiler.

Acht Instrumente standen für das Beobachten der übrigen dreissig Stationen zur Verfügung. Aus organisatorischen Gründen – es sollte zu Beginn die Specchia Christi-Othoni-Pantokrator-Linie (also die Verbindung zwischen Apulien und Korfu) gemessen werden – wurde das Netz etappenweise von Norden nach Süden beobachtet, wobei pro Tag immer drei Empfänger die Station wechselten. Jede Station wurde mindestens zweimal besetzt.

Zusätzlich zu den GPS-Messungen sind auf 20 Stationen im Bereich der mittleren Ionischen Inseln, dem angrenzenden Festland und dem nordwestlichen Peloponnes geodätisch/astronomische Beobachtungen mit der transportablen Zenitkamera des IGP durchgeführt worden: Dies als eine Methode für eine Geoidbestimmung im betrachteten Gebiet. Da die meisten Stationen erst während der Rekooszierung im Mai 1989 selektioniert und versichert wurden, musste darauf geachtet werden, dass die Höhen der Stationen mit vernünftigem Aufwand bestimmt werden konnten. Es wurden daher Stationen ausgesucht, die in der Nähe von griechischen Triangulationspunkten liegen. Einige Punkte liegen in Meeresnähe auf einer Höhe um fünfzig Meter über Meer. Diese Stationshöhen wurden nivellistisch direkt vom Meeresspiegel her bestimmt. Das vorliegende Forschungsvorhaben wird einen aktuellen Beitrag in Zentral-Griechenland und in der Paxos/Ionischen Zone ermöglichen, die für das Verständnis der Dynamik des Plattengrenzen-Systems Afrika/Eurasien eine Schlüsselrolle einnimmt. Das Bundesamt für Bildung und Wissenschaft hat unsere Mitarbeit in diesem weltweiten NASA-Projekt gutgeheissen. Der ETH Zürich danken wir für die Mitfinanzierung dieses multinationalen Forschungsprojektes. Weitere finanzielle Unterstützung wird durch den britischen Natural Environment Research Council (NERC), die Europäische Gemeinschaft (European Community Stimulation Action Programme) und hellenische Forschungsgremien gewährt.

Nach Durchführung der September-Kampagne und ersten GPS-Auswertungen ist eine weitere Berichterstattung vorgesehen.

Literatur:

- Aubouin, J., 1959. Ann. Géol. Pays hellén., 10: 1–484. Athen.
- Barlier, F., Bernard, J., Bouiri, O. and P. Exertier, 1982. Proc. of the 2nd Int. Symp. on the Geoid in Europe and the Mediterr. Area: 14–35.
- Berckhemer, H. and K. Hsü (eds.), 1982. Amer. Geophys. Union. Geodynamics Series. Vol. 7, Washington D.C., 216 pp.
- Bornovas, J. and Th. Rondogianni-Tsiambaou, 1983. Geological Map of Greece 1:500 000. IGME Athen.
- Brennecke, J., Lelgemann, D., Reinhart, E., Torge, W., Weber, W. and H.-G. Wenzel, 1983. Deutsche Geod. Komm. (DGK), Reihe B, Heft Nr. 269.
- Channell, J. and F. Horvath, 1976. Tectonophysics, 35: 71–101.
- Division of General Geology and Economic Geology, 1983. s. auch Bornovas et al. Geological Map of Greece 1:500 000 IGME, Athen.
- Dodson, A.H., Ashkenazi, V., Davison, M., Billiris, H., Veis, G., Jackson, J., Cross, P., Sellar, P., England, P., Barsons, B. and H.-G. Kahle, 1989. In: Proceedings Scheveningen.
- England, P., Houseman, G.A. and L.J. Sonder, 1985. J. Geophys. Res., 90: 3551–3557.
- Finetti, I., 1982. Boll. Geof. Teor. ed. App. Vol XXIV, No. 96: 247–312.
- Houseman, G.A. and P. England, 1986. J. Geophys. Res., 91: 3651–3663.
- Horner, F.J., 1983. Dissertation ETH Zürich Nr. 7354, 139 pp.
- Hsü, K., 1977. In: Nairn et al., 1977: 29–75.
- Jacobshagen, V., 1979. Proc. VI Coll. Geol. Aegean Region Athens, 3: 1355–1367.
- Jacobshagen, V. (ed.), 1986. Gebr. Borntraeger. Berlin, Stuttgart. 363 pp.
- Jackson, J.A. and D.P. McKenzie, 1984. Geophys. J. R. astr. Soc., 77: 185–264.
- Jackson, J.A. and D.P. McKenzie, 1988. Geophys. J. R. Astr. Soc., 93: 45–73.
- Kahle, H.-G., Veis, G., Billiris, H., Müller, M. and V. Avdis, 1989. In: Proceedings of 4th Wegener Workshop, Scheveningen. In press.
- Kaniuth, K., Tremel, H., Stuber, K., Drewes, H., Zerbini, S. and P. Baldi, 1989. In: Proceedings of 4th Wegener Workshop, Scheveningen. In press.
- Laubscher, H. and D. Bernoulli, 1977. In: Nairn et al., 1977: 1–28.
- Le Pichon, X. and J. Angelier, 1979. Tectonophysics, 60: 1–42.
- Lowrie, W., Channell, J. and W. Alvarez, 1980. J. Geophys. Res. 85: 3597–3605.
- Marillier, F. and St. Mueller, 1985. Tectonophysics, 118: 113–130.
- Melentis, J.K., 1977. In: Nairn et al., 1977.
- McKenzie, D.P., 1978. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 55: 217–254.
- Molnar, P. and P. Tapponier, 1975. Science, 189: 4151–426.
- Mueller, St., 1984. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich, 129 (3): 217–245.
- Mueller, St., Kahle, H.-G. and P. Wilson, 1985. In: Wegener-Medlas Project Plan.
- Nairn, A.E.M., Kanesh, W.H. and F.G. Stehli (eds.), 1977. Plenum Press. N.Y., London, 503 pp.
- Reinhart, E. and P. Wilson, 1989. In: Proceedings of 4th Wegener Workshop, Scheveningen. In press.
- Renz, C., 1940. Pragm. Akad. Athen, 8: 1–171.
- Stanley, D.J. and F.-C. Wezel (eds.), 1985. Springer Vlg. N.Y., Berlin, Heidelberg, Tokyo, 589 pp.
- Udias, A., 1982. In: Berckhemer, H. and K. Hsü (eds.): Alpine-mediterranean Geodynamics, AGU-GSA Geodynamics Series, 7: 75–82.
- Veis, G., Billiris, H. and D. Paradissis, 1989. In: Proceedings of 4th Wegener Workshop, Scheveningen. In press.
- Walcott, R.I., 1984. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 79: 613–633.

Ein erweitertes Literaturverzeichnis zum Artikel ist im gleichnamigen Sonderheft (Separata Nr. 146 des Instituts für Geodäsie und Photogrammetrie, ETH Zürich, und Contribution No. 609 des Instituts für Geophysik, ETH Zürich) enthalten und kann bei diesen Instituten bezogen werden.

Adressen der Verfasser:

- Prof. Dr. H.-G. Kahle
Dipl. Ing. M. Müller
Institut für Geodäsie und
Photogrammetrie
ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich
- Prof. Dr. St. Mueller
Institut für Geophysik
ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich
- Prof. Dr. G. Veis
Prof. Dr. H. Billiris
Department of Higher Geodesy,
National Technical University, Athens
GR-15773 Zographos
- Prof. Dr. P. Cross
Department of Surveying,
University of Newcastle upon Tyne
GB-Newcastle NE1 7RU