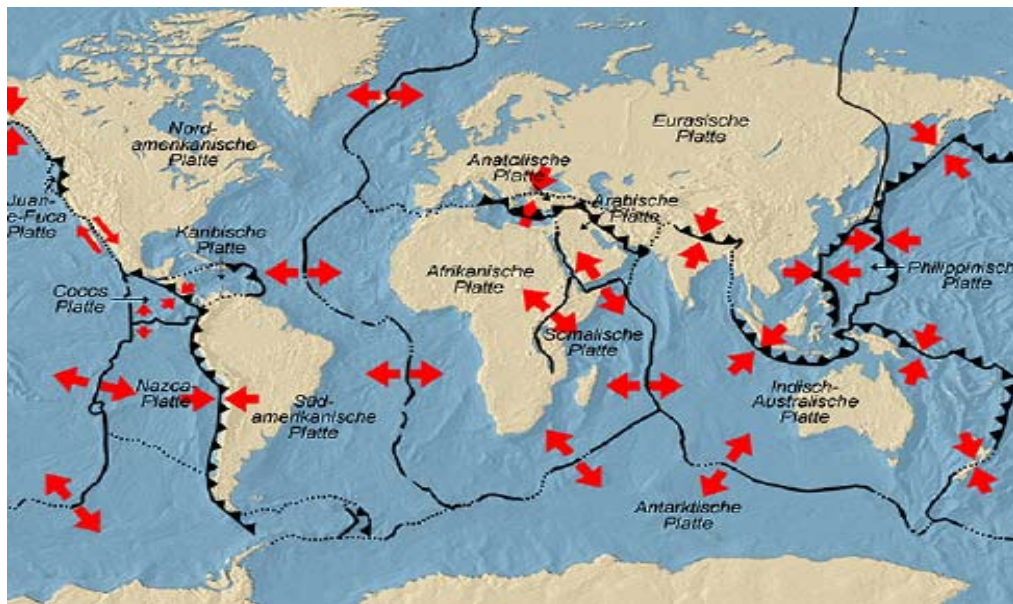


**PLATTENTEKTONIK**  
**MESSUNG UND AUSWERTUNG VON**  
**HORIZONTALER PLATTENBEWEGUNGEN**

---



SINA OTTO 208 674  
MARCEL SCHMOI 208 673

# INHALT

EINFÜHRUNG .....	3
DEFINITION.....	3
GESCHICHTLICHE ENTWICKLUNG.....	3
PROZESSE DER PLATTENTEKTONIK .....	5
<i>EULERPOL</i> .....	5
<i>ANTRIEBSKRÄFTE</i> .....	6
<i>ANTRIEBSMECHANISMEN</i> .....	6
NEUE AUFGABENGEBIETE DER GEODÄSIE.....	7
REFERENZSYSTEM .....	7
MESSMETHODEN.....	8
GEODÄTISCHE RAUMVERFAHREN .....	8
<i>GPS</i> .....	9
<i>SLR</i> .....	9
<i>LLR</i> .....	10
<i>VLBI</i> .....	10
PLATTENMODELLE.....	12
<i>NUVEL</i> .....	13
<i>APKIM</i> .....	13
PROJEKTE .....	14
<i>SAGA</i> .....	14
<i>SCAR</i> .....	16
<i>ASEAN / GEODYSSEA</i> .....	16
LITERATURVERZEICHNIS .....	17

## Einführung

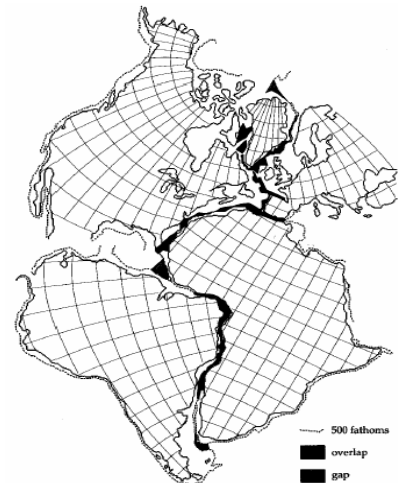
Die **Plattentektonik** ist für die Geowissenschaften eine der wichtigsten Theorien und beschäftigt sich mit den großräumigen Abläufen in der Erdkruste. Die Theorie der Plattentektonik wurde in den sechziger und siebziger Jahren aufgestellt.

## Definition

Die Plattentektonik beschreibt die Formation und Deformation der tektonischen Platten - die lithosphärischen Platten - und die damit verbundenen Folgen. Anders ausgedrückt umfasst die Plattentektonik sowohl die Entstehung als auch die Vernichtung der lithosphärischen Platten. Sie enthält einerseits die Theorie der Wechselwirkungen der einzelnen Platten untereinander und beschreibt andererseits die lateralen Bewegungen der einzelnen Platten.

## Geschichtliche Entwicklung

Die Annahme, dass die heutige Lage der Kontinente nicht immer die Gleiche gewesen war, lässt sich bis ins 16. Jahrhundert zurückverfolgen. Der flämische Kartograf Abraham Ortelius (1527-1598) veröffentlichte 1596 den ersten Weltatlas „*Theatrum Orbis Terrarum*“ und kam zu der Vermutung einer Horizontalverschiebung der Kontinente, da sich diverse Küstenlinien der Kontinente stark ähnelten. Sir Francis Bacon (1561-1626) untermauerte im Jahre 1620 diese Vermutung, da sich die Küsten Afrikas und Südamerikas erstaunlich gut zusammenfügen ließen und damit früher einmal eins waren. Einer Erklärung für solch einen Vorgang blieb er aber schuldig und so musste lange die biblische Sinnflut herhalten.



Anfang des 19. Jahrhunderts wurden durch Alexander von Humboldt (1769-1859) die Ähnlichkeit der Gesteine der gegenüberliegenden Küsten Südamerikas und Afrikas festgestellt. Am Ende des 19. Jahrhunderts vertrat der Österreicher Eduard Suess (1831-1914) die Landrücken-Theorie. Somit erklärte er sich die auffallenden Ähnlichkeiten zwischen diversen fossilen Tier- und Pflanzenvergesellschaftungen auf den verschiedenen Kontinenten. Im späteren Verlauf setzte er dabei die Existenz von zwei ehemals zusammen hängenden großen Landmassen voraus. Für die südlichere von beiden prägte Suess den zuvor bereits von anderen eingeführte Namen Gondwana. Diese Landmasse beinhaltet die heutigen Kontinente Südamerika, Afrika, Australien, Indien, Antarktis und Madagaskar.

Alfred Wegener (1880-1930) gilt als „Vater“ der Plattentektonik. In seinem 1915 veröffentlichten Buch „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ schloss er aus der genauen Passung der Küstenlinien von Südamerika und Afrika, dass diese Bruchstücke eines ehemals größeren Kontinents, genannt Pangäa, gewesen sein müssten, der in der erdgeschichtlichen Vergangenheit auseinander gebrochen

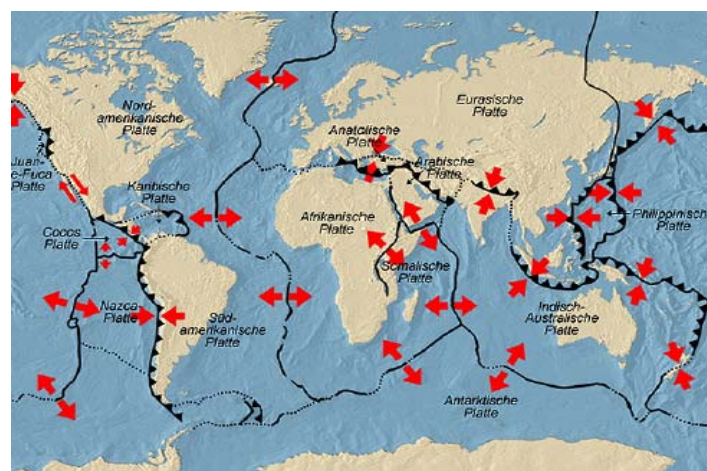
war. Die Passung ist noch genauer, wenn man nicht die Küstenlinien, sondern die Schelfränder, also die unter Wasser liegenden Teile eines Kontinents betrachtet. Seine Behauptung war lange umstritten, da immer noch nicht die Frage des Antriebsmechanismus geklärt war. Er war der Ansicht, dass sich die Kontinente unabhängig gegenüber den Ozeanen bewegten und die aus leichterer, sialischer Kruste bestehenden Kontinente über die schwerere, simatische Ozeankruste glitten. Dieser Gedanke stellte sich später als falsch heraus, da der Schmelzpunkt des Sima höher liegt als der des Sial. Später wurde die Asthenosphäre entdeckt, ein fließfähiger Bereich des Erdmantels von relativ geringer Stärke, der unter der Erdkruste in Tiefen von 100 bis 300 km liegt.



Um 1930 hatte Arthur Holmes die Vermutung, dass der Mechanismus der thermischen Konvektion als treibende Kraft für die Kontinentalverschiebung verantwortlich ist. Ca. 1960 gab es dann durch die genauere Erforschung des Meeresbodens neue Erkenntnisse über die Geologie der Ozeanböden. Es wurden hierbei erstmals genaue Kartierungen vom Meeresboden erstellt. Dabei wurde ein Gebirgszug quer durch den Atlantik entdeckt, welches die Idee vom Kontinentaldrift bestätigen würde. Man versuchte anschließend die Stärke und den Aufbau der Ozeankruste zu ermitteln. Die Erkenntnis war schließlich, dass die Ozeankruste auf der gesamten Erde eine gleichartige Struktur besaß und diese allerorts durch den gleichen Prozess geformt wurde und somit der Ozeanboden als geologisch jung einzuschätzen ist.

Auf dieser Grundlage kam es 1962 durch die Herren Hess und Dietz zu der Behauptung, dass sich der Meeresboden entlang des mittelozeanischen Rückens gleichmäßig ausbreitet, das bedeutet, dass Materie an diesen Stellen aus dem Erdmantel austritt und somit den Meeresboden in zwei Hälften spaltet. Dabei kam es zu einer überraschenden Erkenntnis der magnetischen Eigenschaften des Ozeanbodens. Es zeigte sich dabei, dass der Ozeanboden ein magnetisches Streifenmuster besitzt. Gesteinsstreifen, die so magnetisiert sind, wie das heutige Erdmagnetfeld verläuft, wechseln ab mit Gesteinsstreifen, die genau entgegengesetzt magnetisiert sind, wobei die Streifen exakt parallel zu den Achsen der mittelozeanischen Rücken verlaufen. Erst als aus magnetischen Erforschungen von Lavaströmen an Land bewiesen werden konnte, dass das Magnetfeld der Erde in unregelmäßigen zeitlichen Abständen von einigen 100.000 Jahren immer wieder seinen Nord- und Südpol vertauscht, ergab sich für die Entstehung des magnetischen Streifenmusters der Ozeanböden eine Erklärungsmöglichkeit mittels der Behauptung, die als "Seafloor Spreading" bezeichnet wurde. Um 1970 kam es dann zu der ersten Anfertigung eines Plattentektonik- Modells.

Um 1970 kam es dann zu der ersten Anfertigung eines Plattentektonik- Modells.



1994 machten die Herren Press & Siever bzw. 1998 Murawski & Meyer entscheidende Weiterentwicklungen auf diesem Gebiet. Man hatte herausgefunden: die Kontinente verschieben sich nicht, sie rotieren eher auf den Lithosphärenplatten. Man spricht auch vom Kontinentaldrift. Zudem sind die jeweiligen Kontinente nicht einzelne, schwimmende Schollen, sondern liegen gemeinsam auf wenigen Lithosphärenplatten. Die Ozeanböden sind außerdem mit den Lithosphärenplatten fest verbunden.

## Prozesse der Plattentektonik

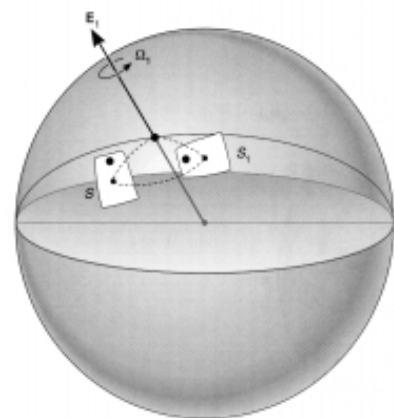
Für die Theorie der Plattentektonik ist der Erdmantel von besonderer Bedeutung. Dieser gliedert sich in zwei Teile, der Asthenosphäre und der Lithosphäre. Die Lithosphäre ist die oberste, starre Schicht der Erde. Sie reicht etwa 100 km in die Tiefe und liegt oberhalb der Asthenosphäre. Die Asthenosphäre ist der in etwa 100 bis 300 km Tiefe gelegene, fließfähige, weiche Bereich des Erdmantels. In diesen Bereichen spielen sich die Prozesse ab, welche für die Bewegungen der Platten verantwortlich sind.

Die Lithosphäre umfasst den oberen Teil des Erdmantels sowie die Erdkruste und besteht aus etwa 7 Hauptplatten und mehreren Nebenplatten, den Lithosphärenplatten, die sich auf der fließfähigen Asthenosphäre bewegen bzw. rotieren. Die Bewegungen jeder Platte lassen sich durch die eigene Rotation um ihren eigenen Pol (Eulerpol) und ihren relativen Rotationsgeschwindigkeiten zeigen.

### Eulerpol

Jede Bewegung einer sphärischen Platte auf einer Kugel kann als eine Rotation dieser Platte um eine Achse  $E$ , die durch den Mittelpunkt der Kugel geht, und einen dazugehörigen Winkel  $\Omega$  beschrieben werden. Am Modell „Erde“ ist der Mittelpunkt dem Erdschwererepunkt gleichzusetzen. Diese Bewegung wird auch kurz  $ROT[E, \Omega]$  genannt (Rotation um Achse  $E$  und Winkel  $\Omega$ ). Der Durchstoßpunkt dieser Achse an der Erdoberfläche wird als **Eulerpol** bezeichnet. Man spricht deshalb auch von einer Rotation um einen Eulerpol.

Der Eulerpol ist durch Länge und Breite definiert. Somit wird die Rotation der Platte  $A$  beschrieben durch  $ROT_A = (\lambda_A, \phi_A, \Omega_A)$  (Rotation der Platte  $A$  um einen durch Länge und Breite definierten Eulerpol und einen Rotationswinkel). Nun kann die Relativbewegung einer Platte  $B$  bezüglich einer zweiten, festen Platte  $A$  beschrieben werden als:  ${}_A ROT_B$  (Rotation der Platte  $B$  in Bezug auf die Platte  $A$ ), da der Eulerpol der einzige Punkt ist, dessen Koordinaten in dem festen bzw. rotierenden System invariant gegenüber der Relativbewegung der Platten  $A$  und  $B$  sind. Es kann sich hierbei beispielsweise um zwei Platten handeln, die an einem mittelozeanischen Rücken auseinanderdriften.



## **Antriebskräfte**

Es gibt hierbei diverse Antriebskräfte, wobei wir nur auf die wesentlichen Kräfte eingehen.

- „slab pull“ – entsteht durch die absinkenden schweren ozeanischen Platten in den Subduktionszonen aufgrund steigender Dichte durch thermische Kontraktion
- „slab resistance“ – fluiddynamische Kräfte treiben die Platten auseinander  
– durch Erwärmung an den Plattenrändern verliert die Platte ihre Identität und verbreitet sich in der Tiefe
- „ridge push“ – entsteht durch die potentielle Energie der mittelozeanischen Rücken  
– dieser Rücken liegt etwa 1000 m höher als die Ebenen daneben  
– dieser Höhenunterschied reicht aus, sodass die potentielle Energie die Platten anhebt und auseinander drückt
- „colliding resistance“ – an der Subduktionszone wird die abtauchende Platte überschoben  
– die hierbei auftretenden Reibungskräfte verursachen Beben mit anschließenden Spannungsabfällen  
– ähnlich verhalten sich die Antriebskräfte an den Transformverwerfungen „transform fault resistance“, sind aber schwerer abzuschätzen

## **Antriebsmechanismen**

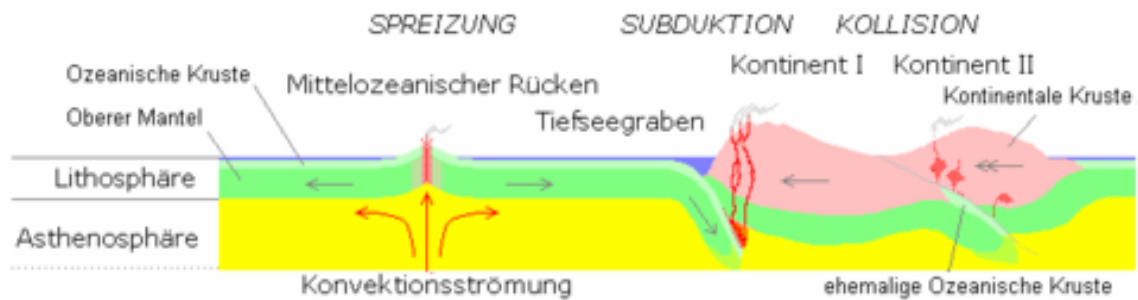
Hier unterscheidet man in drei Gruppen:

Bei dem vorher schon angesprochenen **Seafloor Spreading** (Meeresbodenspreizung) bewegen sich die Platten in den Dehnungszonen auseinander. Diese Zonen werden als mittelozeanische Rücken bezeichnet. Dabei wird heißes Material ausgestoßen und bildet somit andauernd neue Lithosphäre. In diesen Zonen spricht man von divergierenden Plattengrenzen.

Bei der **Subduktion** bewegen sich die Lithosphärenplatten aufeinander zu. Wir haben also in diesen Bereichen konvergierende Plattengrenzen. Eine mögliche Kollision ist die einer ozeanischen Platte auf eine Kontinentalplatte. Dabei taucht die Ozeanplatte unter die Kontinentalplatte (z.B. Nazca-Platte unter Südamerikanische Platte) ab, da die Ozeanplatte dünner ist und eine höhere Dichte aufweist. Es entstehen Tiefseegräben bzw. Gebirgszüge, entlang der Grenzen (z.B. Anden). Weitere Folgen sind Vulkanausbrüche bei dem das abgetauchte Material sich verflüssigt und an bestimmten Stellen an die Erdoberfläche tritt. Ein weiterer Fall ist die Kollision zweier Ozeanplatten. Danach taucht ebenfalls die dichtere Platte ab. Das Resultat einer solchen Kollision sind Inselbildungen, sogenannte Inselbögen, wie z.B. die Philippinen. Das dritte Beispiel von konvergenten Plattengrenzen ist die Kollision zweier Kontinentalplatten. Bekanntestes Beispiel hierfür ist die Bewegung der Indisch- Australischen Platte auf die Eurasische Platte. Das Ergebnis ist die Gebirgsbildung (Orogenese) indem es zur Überschiebung der Indisch- Australischen Platte durch die Eurasische Platte kommt.

Als dritter Mechanismus zählt die **Transformstörung**. Dabei gleiten die benachbarten Platten aneinander vorbei, wobei die Gleitbewegungen nicht gleichmäßig fließend ablaufen, sondern unkontrolliert ruckartig geschehen und Erdbeben verursachen.

Alle drei Antriebsmechanismen haben dementsprechend ständige Formationen und Deformationen der Plattenränder zur Folge.



Die Formationen bzw. Deformationen der Plattenränder sind nicht nur von Geowissenschaftlichem Interesse, sie bereiten darüber hinaus erhebliche Schwierigkeiten bei der Realisierung geodätischer Referenzsysteme. Wenn von Bewegungen der Platten gesprochen wird, bedeutet das auch Bewegungen der geodätischen Stationen. Bezugssysteme sind nicht stabil. Das bedeutet, dass nicht nur die Erdrotation ständig neu bestimmt und neu angebracht werden muss, sondern auch die Bewegungen der einzelnen Platten auf der Erdkruste müssen in regelmäßigen Abständen ermittelt und berücksichtigt werden.

## Neue Aufgabengebiete der Geodäsie

Somit besitzt die Geodäsie zusätzliche Aufgabenfelder, welche sich folgendermaßen benennen lassen:

- Erfassung der Deformationen an den Plattenrändern
- Erfassung der Plattenbewegungen (Geodynamik), d.h. Richtungen und Geschwindigkeiten der Plattenbewegungen
- Erfassung der Polbewegung
- Erfassung der Erdrotation und der Eulerpole
- Bestimmung der Abweichungen gegenwärtiger Plattenbewegungen von geologischen Plattenmodellen
- Eigene Modellbildungen

## Referenzsystem

Daher wirft es die Frage auf: Welches Referenzsystem stellt sich den Aufgaben der Messungen von Plattenbewegungen?

Das vom IERS bereitgestellte „**I**nternational **T**errestrial **R**eference **S**ystem“ (ITRS) ist so ein Referenzsystem. IERS steht für „International Earth Rotation & Reference System Service“ und ist eine internationale Organisation, welche sämtliche Messdaten sammelt und daraus folgend Berechnungen der Erdrotation (die Ergebnisse für die Erdrotationsparameter besitzen eine Genauigkeit von ca. 0,3 Millibogensekunden → ca. 1cm auf der Erdoberfläche) und astronomische bzw. geografische Positionsdaten bereitstellt. Die gesammelten Messdaten bestehen aus sämtlichen geodätischen Raumverfahren (VLBI, SLR, LLR, DORIS, GPS). Sie verarbeitet somit alle geodätischen Messungen zu

Satelliten und Quasaren. Den terrestrischen Referenzrahmen des ITRS liefert das ITRF (International Terrestrial Reference Frame).

Das ITRS ist ein erdfestes, weltweites Bezugssystem von terrestrischen, kartesischen Koordinaten. Der Ursprung dieses Systems liegt im Geozentrum. Das geodätische Datum ist in der Z-Achse über die mittlere Rotationsachse und in X-Richtung über den Nullmeridian (Greenwich) festgelegt. Die Y-Richtung wird Vollständigweise mittels Rechtssystem hinzugefügt. Somit beschreibt das ITRS die Geometrie und Dynamik des Erdkörpers, indem die Koordinaten der Stationen zur Epoche  $t_0$  ein fundamentales Polyeder (ITRF) bilden. Da alle Platten eine eigene Rotation aufweisen, benötigt man zur Umsetzung eines solchen Systems zur Messung der Plattenbewegungen eine zusätzliche mathematische Bedingung – das **NNR**.

NNR steht für **No Net Rotation**. Wie schon vorher angesprochen besteht die Problematik darin, dass alle Platten unabhängig voneinander rotieren. Damit aber absolute Bewegungen der Platte untereinander berechnet werden können, wird hier die Summe aller Plattenrotationen auf Null gezwungen.

$$\sum_{Erde} \vec{v} \times \vec{x} = \vec{0}$$

Daher handelt es sich um ein modelliertes System, welches durch das ITRF praktisch nutzbar gemacht wird. Aufgrund der fortwährenden Stationsbewegungen, demnach der Veränderung des Polyeders, und der Erdrotation zur Epoche  $t_0$  wird darüber hinaus die Datumsdefinition verändert. Hier berechnet das IERS sogenannte „Jahreslösungen“, d.h. es werden fortlaufend Messdaten gesammelt und über einen bestimmten Zeitraum ausgewertet und neu berechnet. Veröffentlicht werden diese aber nicht jährlich, wie man irrtümlich aus den Jahreslösungen herauslesen könnte. Derzeit ist das **ITRF2000** (2000 entspricht der Jahresangabe) aktuellste Modell. Es wurden dafür die Daten von weltweit 477 Stationen herangezogen. Die Genauigkeit von ca. 50% dieser Stationen liegt bei 1 cm oder besser. In Bearbeitung ist das **ITRF2004** und soll das ITRF2000 in diesem Jahr (2006) ablösen.

## Messmethoden

Es gibt natürlich diverse Messmethoden (geodätische Raumverfahren, geologische Indikatoren, Herdflächenlösungen usw....), um eine derartig umfangreiche und realitätsnahe Modellierung zu erstellen. Im Folgenden soll nur auf die geodätischen Raumverfahren eingegangen werden.

### Geodätische Raumverfahren

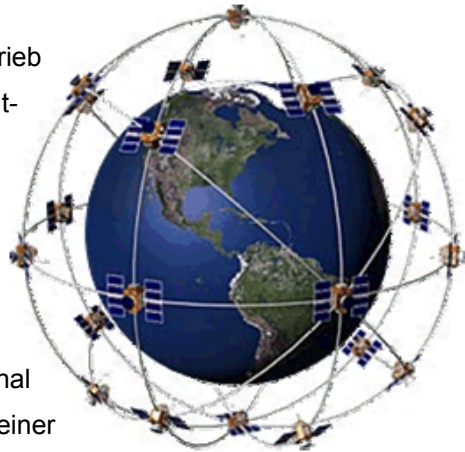
Zu den geodätischen Raumverfahren zählen:

- das **Global Positioning System** (GPS),
- das **Satellite Laser Ranging** (SLR),
- das **Lunar Laser Ranging** (LLR) und
- die **Very Long Baseline Interferometrie** (VLBI).



## GPS

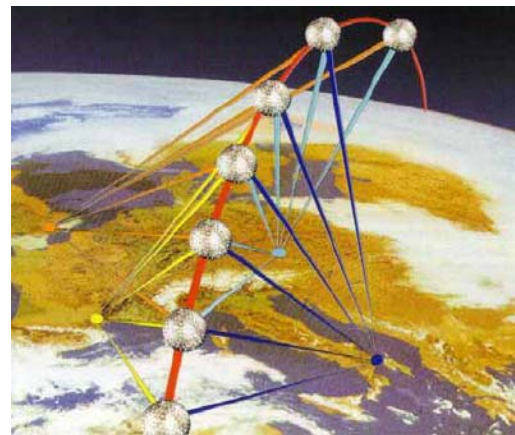
Das Hauptaugenmerk des GPS, welches 1978 in Betrieb genommen wurde und anfänglich der militärischen Echtzeit-Navigation diente, liegt in der Durchführung von globalen absoluten Positionierungen in Bezug auf einen in sich konsistenten Bezugsrahmen. Ursprünglich wurde eine Genauigkeit von etwa 1-2 Metern angestrebt. Heute befinden sich diese in der globalen Positionierung bei 1-2 cm. Dabei werden rund 400 Permanentstationen, welche vom International GPS Service (IGS) betrieben werden, verwendet. Sie dienen einer



Vielzahl von Anwendungen, wie z.B. der Bestimmung der ionosphärischen und atmosphärischen Parameter. Durch periodische Wiederholungsmessungen oder kontinuierliche Messungen können schnell und kostengünstig Koordinaten mit hoher Präzision abgeleitet werden. Wichtig hierfür sind die genauen Satellitenephemeriden aus den SLR-Messungen. Die Permanentstationen ermöglichen es, wirtschaftlich die VLBI- und SLR-Netze zu verdichten.

## SLR

Das SLR basiert auf dem Grundprinzip der Laserdistanzmessung von einer Bodenstation zu künstlichen Satelliten und ist seit den 70-ern in Betrieb. Dabei wird von einer der etwa 35 Bodenstationen ein Laserimpuls zu einem von 30 Satelliten ausgesendet und wieder empfangen. Parallel wird ein elektronischer Zeitintervall-Zähler gestartet und beim Empfang des Signals wieder gestoppt. Daraus ergibt sich die Entfernung zwischen „Sender“ und „Reflektor“. Die Satelliten sind kugelförmig und „nur“ mit sogenannten Retroreflektoren ausgestattet. Weitere technische Raffinessen sucht man vergeblich an diesen Objekten.



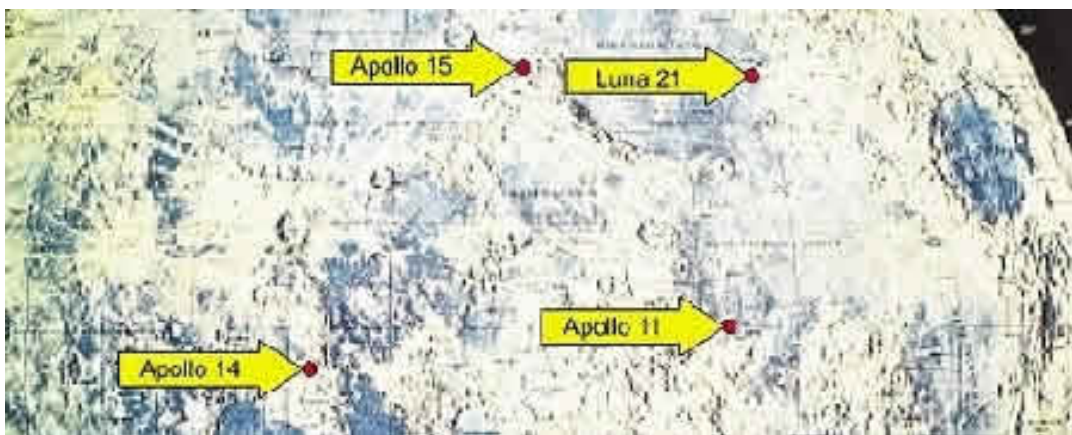
Entfernungsmessungen von sämtlichen Stationen der Erde bestimmen somit hoch präzise Satellitenbahnen. Die Satelliten befinden sich in stabilen, beinahe kreisförmigen Laufbahnen und umrunden den Planeten in einer Höhe von 2.000 bis max. 6.000 km, das bedeutet, sie fliegen wesentlich tiefer als die von GPS genutzten Satelliten.

Durch die geringere Flughöhe sind die Satelliten mehr dem Gravitationsfeld ausgesetzt. Von daher lassen sich besser Rückschlüsse auf das Gravitationsfeld ziehen und liefert den besten Bezug der terrestrischen Koordinaten zum Geozentrum (Lage des Polyeders gegenüber dem Massezentrum). Die Genauigkeiten liegen im mm-Bereich. Die Auswertungen der Messdaten werden vom International Laser Ranging Service (ILRS) wahrgenommen.



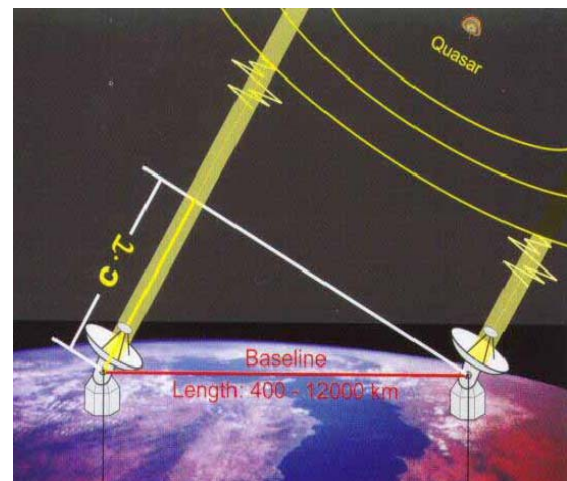
## LLR

Vom Messprinzip der Laserdistanzmessung gibt es beim LLR keinen wesentlichen Unterschied zum SLR. Einziger Unterschied zum SLR besteht darin, dass der Laserimpuls nicht zu einem Retroreflektor eines Satelliten, sondern zu einem Reflektor auf den Mond ausgestrahlt wird. Die Reflektoren wurden während einer Apollo-Mission der Amerikaner bzw. bei der russischen Lunokhod-Mission auf der Mondoberfläche installiert. Die Genauigkeit liegt aufgrund der weitaus größeren Entfernung nur im cm-Bereich. Der wissenschaftliche Nutzen dieses Raumverfahrens liegt in der Bestimmung der Entfernung Erde – Mond und der Erkenntnis, dass die Distanz sich um ca. 3,8 cm / Jahr vergrößert. Diese Erkenntnis ist verbunden mit der Verlangsamung der Erdrotation. Großer Nachteil des LLR ist das aufwendige Auffinden der Reflektoren, da die Reflektoren nur eine Größe von 50 x 50 cm aufweisen und dadurch per Teleskop praktisch nicht auffindbar sind. Realisiert wird das Auffinden anhand von Reflexen, die man Richtung Mond schickt. Des Weiteren kommt es aufgrund der großen Entfernung zu einer hohen Divergenz des Laserbündels. Nur der  $10^{19}$ -te Teil der ausgesendeten Intensität wird wieder eingefangen. Auch bei diesem Raumverfahren wird die Auswertung der Messungen vom ILRS wahrgenommen.



## VLBI

Die VLBI ist das einzige geodätische Raumverfahren, welches nicht „satellitengestützt“ ist und Messdaten zum IERS beisteuert. Die VLBI beruht auf der exakten, zeitlichen Fixierung des Rauschens von extragalaktischen Radioquellen / Quasaren zu mehreren Radioteleskopen. Quasare gehören zu einer Klasse blauer, sternähnlicher Himmelskörper, deren Spektren eine starke Rotverschiebung aufweisen. Sie sind offensichtlich sehr weit entfernt und strahlen riesige Energiemengen ab. An einem Beobachtungstag werden bis zu 400 Quasare von einer Station angemessen. Die Distanz zwischen zwei gleichzeitig messenden Radioteleskopen kann bis zu 12.000 km betragen. Die Signale dieser Stationen werden dann miteinander korreliert und daraus der Unterschied in der Ankunftszeit eines Signals bei den verschiedenen Stationen ermittelt (Lichtlaufzeitunterschiede). Da sich die Erde fortwährend dreht,



können aus diesen Lichtlaufzeitunterschieden die Relativpositionen zwischen den Stationen und Erdrotationsparameter genaustens bestimmt werden.

Die Berechnung der Basislinien sieht wie folgt aus:

$$|\vec{b}| = \arccos(\tau \cdot c).$$

Die Genauigkeit liegt um 0,1ns, auf die Basislinien bezogen im Bereich von  $\pm 0,5 - 2$  cm. Danach kam man beispielsweise zu der genauen Bestimmung der Entfernung Europa – Nordamerika und der Feststellung, dass sich der Abstand zwischen den beiden Kontinenten um ca. 1,8 cm / Jahr vergrößert

Der einzigartige und bedeutende Beitrag der VLBI zur Geodäsie und Astronomie liegt in der Realisierung des raumfesten (inertialen) Referenzsystems mit der Genauigkeit eines Bruchteils einer Millibogensekunde und der Sicherung der Langzeitstabilität der Transformation zwischen dem erdfesten und raumfesten Bezugsrahmen.

Die Transformationsformel lautet:

$$[\vec{x}_i]_{ITCF} = R(\text{Pr } \ddot{a}z)R(\text{Nut})R(\text{ERP})[\vec{x}_i]_{ITRF}.$$

Die Messung wird durch 3 Rotationen in das terrestrische System überführt.

Die größte und wichtigste Anlage in Deutschland, eine der Fundamentalstationen auf der Erde, steht in Wettzell. Diese Anlage beobachtet mit dem Radioteleskop das Weltall etwa 150 Tagen im Jahr. Dieses Radioteleskop hat einen Durchmesser von 20 m.



Ein weiteres Raumverfahren ist das französische Projekt „Doppler Orbitography by Radiopositioning Integrated on Satellite“ (DORIS) und dient ebenfalls wie das SLR zur Bestimmung von Satellitenbahnen.

Zusammenfassend:

- **VLBI** ist das einzige Verfahren, das die Verbindung zum zälestischen Referenzsystem (Inertialsystem) herstellen kann
- **SLR** liefert am besten den Bezug zum Geozentrum
- **GPS** ist preisgünstig, leicht zu handhaben und eignet sich deshalb am besten zur Anlage dichter Punktnetze

Nur durch eine Kombination aus den verschiedenen Raumverfahren kann die höchste Genauigkeit erreicht und so optimal genutzt werden.

## Plattenmodelle

Wozu braucht man plattenkinematische Modelle?

Modellierungen allgemein haben immer den visuellen Vorteil. Die plattenkinematischen Modelle beschreiben die Verschiebungen der Punkte auf der Erdoberfläche. Unter anderem werden solche Modelle am **D**eutschen **G**eodätischen **F**orschungsinstitut (DGFI) berechnet. Man unterscheidet heutzutage zwei verschiedene Arten von Modellen:

1. Geologisch-Geophysikalisches Modell (NUVEL)
2. Plattenkinematisches Modell mit Geodätische Aspekten (APKIM)

Weitere Modelle, z.B. Bird 2003, sind in Bearbeitung.

Je nach Aufgabenbereich werden die Beobachtungen für die jeweiligen Modelle angewendet. Die Darstellung der Verschiebung erfolgt in beiden Versionen mittels Vektoren.

Die Voraussetzungen zur Modellierung der Plattenmodelle sind ebenfalls in beiden Variationen identisch.

- Die Lithosphären werden als starr angenommen (keine Deformation innerhalb der Platten)
- Sie bewegen sich nur horizontal auf der Kugel
- Die Platten bewegen sich in einer bestimmten Epoche mit gleichmäßiger Geschwindigkeit
- Plattengrenzen und Eulervektoren (Eulerpol und Rotationsgeschwindigkeit) der Lithosphären sind bekannt

## NUVEL

Das geophysikalische Modell NUVEL wurde erstmals 1990 an der Northwestern University in den USA entwickelt und ist dementsprechend auch im Namen verankert - **N**orthwestern **U**niversity **V**elocity **M**odels. Dieses Modell beschreibt die Winkelgeschwindigkeiten von 12 Lithosphärenplatten. Dabei wird als Datum eine Platte fixiert. Die Pazifische Platte bietet sich dabei besonders an, da diese eine der größten Platten unserer Erde ist und die geringste Bewegung aller Lithosphären aufweist. Somit können (leider nur) die Relativbewegungen aller anderen Platten dargestellt. Das Plattenmodell repräsentiert die mittleren Plattenbewegungen von mehreren Millionen Jahren.

**NUVEL-1 (Pacific Plate Fixed)**

De Mets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein (1990): Current plate motions. Geophys. J. Int. (101) 425-478

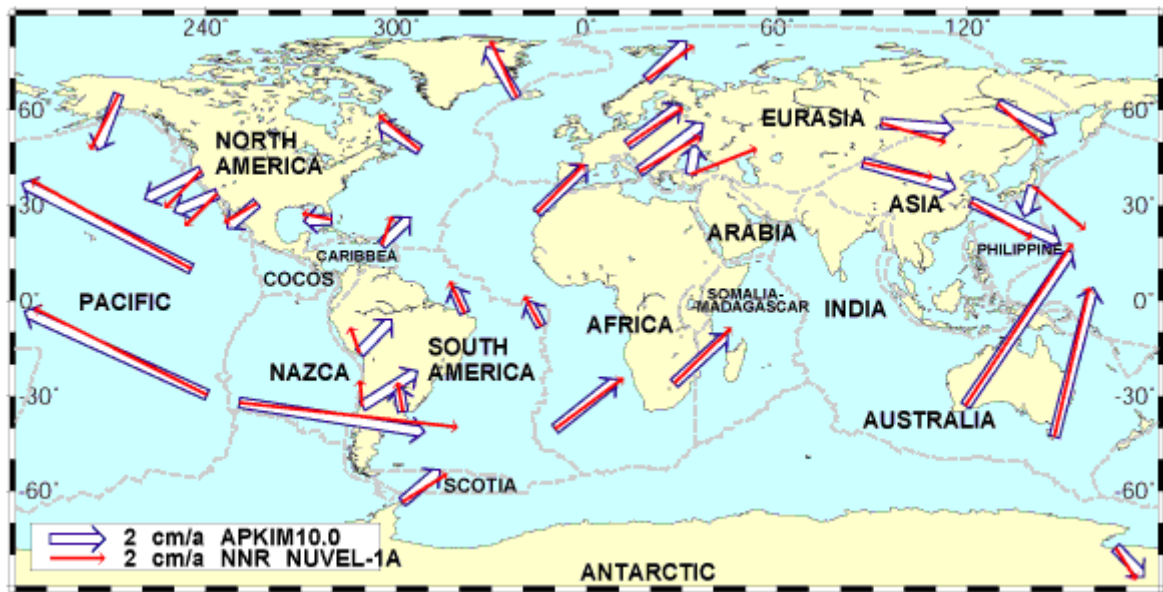
		Rot. Vector (geogr.)			Rot. Vector (cart.)			
Plate	PHI	LNI	OHECA	omega(x)	omega(y)	omega(z)	Plate	
Abbr.	- [deg]	-	[deg/Ma]	-	[rad/Ma]	-	Name	
AFRC	59.16	286.83	0.9695	0.00251	-0.00831	0.01452	Africa	
ANTA	64.32	276.02	0.9093	0.00072	-0.00684	0.01431	Antarctica	
ARAB	59.66	326.81	1.1616	0.00857	-0.00560	0.01749	Arabia	
AUST	60.08	1.74	1.1236	0.00977	0.00030	0.01700	Australia	
CARB	54.20	279.20	0.8534	0.00140	-0.00860	0.01208	Caribbea	
COCO	36.82	251.37	2.0890	-0.00932	-0.02766	0.02185	Cocos	
EURA	61.07	274.18	0.8985	0.00056	-0.00757	0.01372	Eurasia	
INDI	60.49	329.60	1.1539	0.00855	-0.00503	0.01752	India	
NAZC	55.58	269.90	1.4222	-0.00002	-0.01402	0.02047	Nazca	
NORAM	48.71	281.83	0.7829	0.00185	-0.00883	0.01026	N. America	
PCFC	0.00	0.00	0.0000	0.00000	0.00000	0.00000	Pacific	
SOMM	55.00	274.25	0.6657	0.00049	-0.00666	0.00951	S. America	
JUFU	35.	26.	0.53	0.00681	0.00332	0.00531	Juan Fuca	
PHIL	0.	313.	1.00	0.01190	-0.01276	0.00000	Philippine	

Bis 1994 wurden auf der Grundlage des NUVEL mehrere Nachfolgemodelle entwickelt. Eines davon ist das **NNR-NUVEL-1A** (1994). Der Unterschied zu seinem Vorgänger steckt schon im Namen – No Net Rotation. Als Datum wird die NNR-Bedingung (die Summe aller Plattenrotationen werden auf Null gezwungen) eingeführt → **globales Datum**. Auf diese Weise ist eine Darstellung absoluter Plattenbewegungen möglich. ABER: Deformationen an den Plattengrenzen werden auch hier nicht berücksichtigt.

## APKIM

Seit ca. 10 Jahren werden Modelle aus rein geodätischen Beobachtungen erstellt. Eines davon ist das **Actual Plate Kinematic Model**, kurz APKIM. Diese Lösung basiert auf dem geophysikalischen NNR-NUVEL-1A. Der größte Unterschied neben der Herkunft der Messdaten ist, dass bei diesem Modell die Deformationszonen, wie z.B. Mittelmeer, Japan, Kalifornien oder Südamerikanische Anden, mit einbezogen werden. Einweiterer Unterschied liegt in der Auswahl der Lithosphären. So ist z.B. die Cocos-Platte (Ozeanische Platte südwestlich Mexikos) aufgrund der geringen Anzahl von Bodenstationen und demzufolge zu geringen Datenerfassung nicht mit in der Modellierung enthalten.

Zum Vergleich der beiden Varianten NNR-NUVEL-1A und APKIM sind in der folgenden Grafik die Unterschiede mit Hilfe von Vektoren deutlich erkennbar. Die größten Abweichungen in den Modellen zeigen sich in den Regionen mit den größten Deformationsraten.



## Projekte

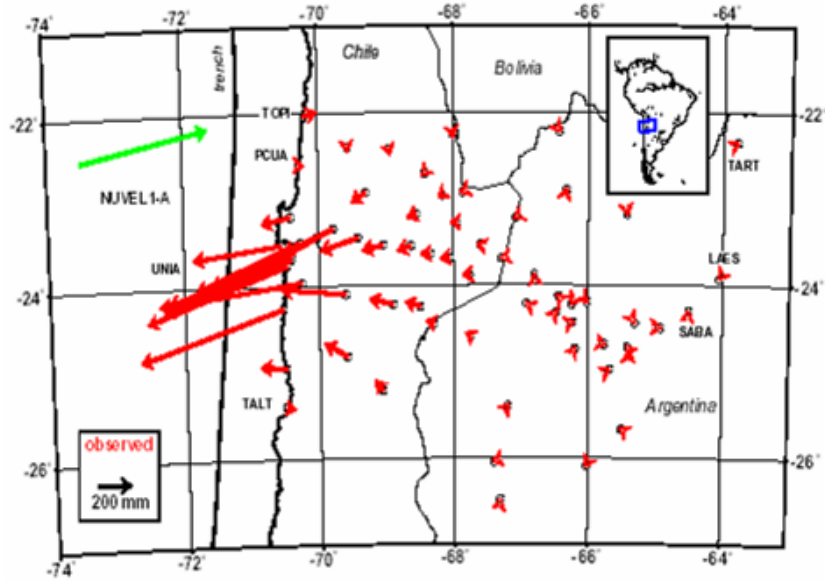
Zum Abschluss werden nun ein paar laufende Projekte genannt, welche sich mittels genannter Techniken mit Problematiken der Plattentektonik beschäftigen und an denen sich unter anderen Wissenschaftler aus dem Bereich Geodäsie beteiligen.

### SAGA

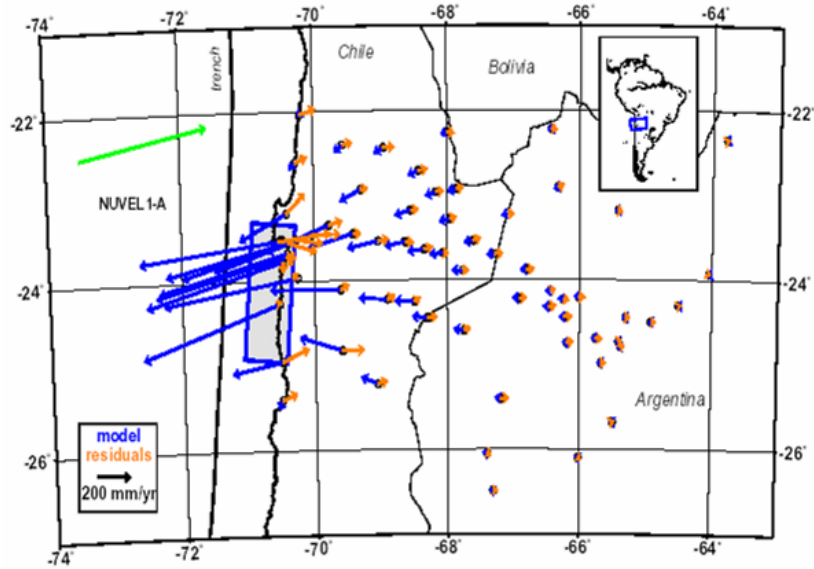
SAGA steht für „**S**outh **A**merican **G**eodynamic **A**ctivities“. Hier beschäftigt man sich mit den Deformationsprozessen am Beispiel der Anden. Dieses Projekt wurde 1993 durch die Forschergruppe mit dem Namen „Mobilität Aktiver Kontinentalränder“ ins Leben gerufen. Dem Forschungsteam (Sonderforschungsbereich 267) saßen auch Dr.-Ing. Jürgen Klotz und Prof. Lelgemann bei. Bei diesem Projekt wurde ein Grundlagennetz von Antofagasta (Chile) nach Salta (Argentinien) aufgebaut. Es werden bis heute durch den SFB 267, unter der Mithilfe des Instituto Geografico Militar de Chile (IGM) und diversen Nordamerikanischen Universitäten, weitere Folgemessungen durchgeführt.

Beispiele zur Auswertung der Beobachtungen von SAGA:

- Punktverschiebungen im Zeitraum zwischen 1993-1995

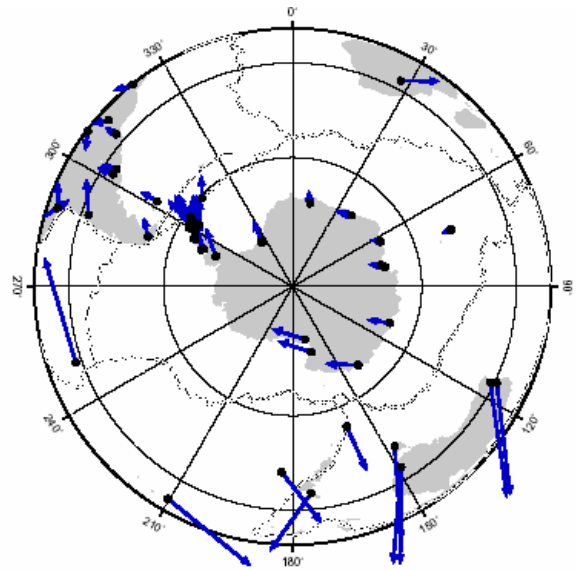


- Beobachtung von Störflächen



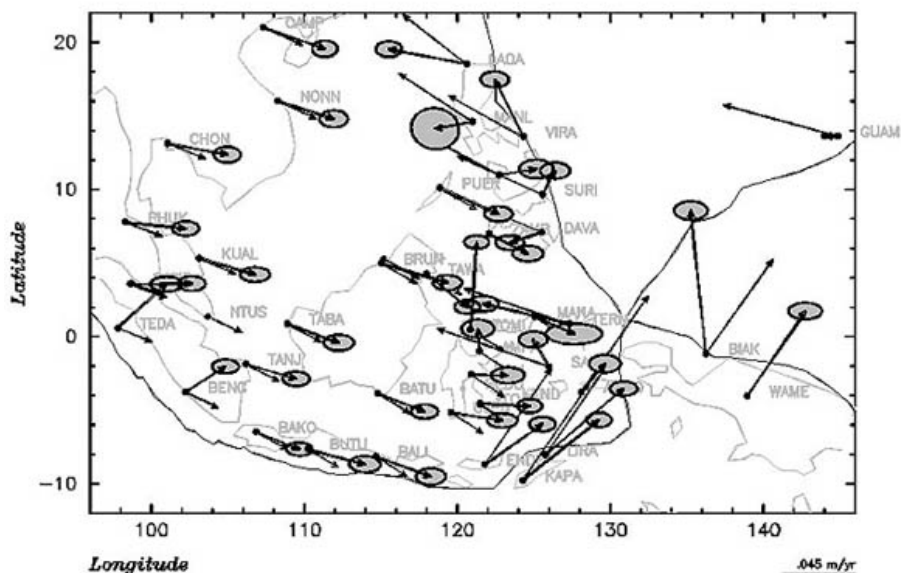
## SCAR

SCAR (**S**cientific **C**ommittee on **A**ntarctic **R**esearch) ist eine Messkampagne in der Antarktis, die 1992 ins Leben gerufen wurde. Diese dient zur Analyse aktuell bestehender Krustenbewegungen. Es werden mittels eines extra installierten VLBI- Teleskops die horizontalen Wanderungen der Antarktischen Platte in Bezug auf die angrenzenden Lithosphärenplatten bestimmt. Des Weiteren werden die vertikalen Bewegungen aufgrund von Eis- und Ozeanauflasten ermittelt. Mittlerweile sammelt ein zweites VLBI- Teleskop für dieses und diverse Projekte Messdaten im antarktischen Bereich.



## ASEAN / GEODYSSEA

Anfang 1994 ist das Projekt ASEAN / GEODYSSEA (Geodynamics of South and Southeast Asia unter Mithilfe des GFZ Potsdam entstanden und wurde 2 Jahre von der EU gefördert. Die Absicht war ein Gesamtbild der Plattentektonik im Bereich von Südostasien (ca. 4.000 x 3.000 km) zu erhalten. Dazu wurden etwa 35 Bodenstationen eingerichtet. Unter den entstandenen Voraussetzungen konnten Erkenntnisse über die Deformationsraten im Gebiet der Kollision von 3 Kontinentalplatten gewonnen werden. Die Resultate repräsentieren das gegenwärtig genaueste Modell der Plattenbewegungen im südostasiatischen Raum.





## Literaturverzeichnis

- [1] Dr.-Ing. Jürgen Klotz (1999): Habilitationsschrift, Geodätische Untersuchungen zur Deformation aktiver Kontinentalränder, D 83
- [2] Prof. Markus Rothacher (2004): Vorlesungsskriptum Satellitengeodäsie 2, TU-München
- [3] Kurt Stüwe (2005): Vorlesungsskriptum für die LV Geodynamik
- [4] Detlef Angermann (2004): Vortrag „Geodätische Referenzsysteme“ auf der Intergeo
- [5] [www.wikipedia.de](http://www.wikipedia.de)
- [6] [www.gfz-potsdam.de](http://www.gfz-potsdam.de)
- [7] [www.dgfi.badw.de](http://www.dgfi.badw.de)