

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:	76 (1978)
Heft:	2
Artikel:	Wissenschaftliche Problemstellung der Satellitengeodäsie
Autor:	Bauersima, I.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-229206

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: 01.02.2026

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

Wissenschaftliche Problemstellung der Satellitengeodäsie

I. Bauersima

Résumé

On décrit rapidement la place de géodésie par satellites et celle de la géodésie en général parmi les sciences de la terre. L'application des satellites à la géodésie a permis de résoudre certains vieux problèmes. Mais elle a aussi fait surgir de nouvelles interrogations, particulièrement en dynamique du globe. Quelques possibilités de solution sont présentées.

1. Übersicht

1.1 Obschon die einzelnen Geowissenschaften als Theorien spezifischer Teilauspekte ihres gemeinsamen Studienobjektes – der Erde – definiert sind, muss ihre Bedeutung und künftige Entwicklung nicht durch diese Teilauspekte, sondern durch das gemeinsam anzustrebende «Endziel», nämlich die Erforschung der Erde, gewertet werden. Unter der «Erforschung der Erde» verstehen wir dabei den wissenschaftlichen Prozess der Konstruktion eines *physikalischen Modells* der Erde, das mit den empirischen Gegebenheiten aller Geowissenschaften konsistent ist.

1.2 Bis etwa 1960 verzeichneten einzelne Geowissenschaften eine steigende Spezialisierung und eher eine gegenseitige Divergenz. Paläontologie, Seismologie, Geomagnetismus, Geothermik, Geologie, Marine-Geophysik, Geodynamik und Geodäsie verfeinerten die Lösungsmethoden ihrer spezifischen Aufgaben; gleichzeitig wuchs aber der Eindruck, dass eine Disziplin der anderen nur relativ wenig zu sagen vermochte.

Erst die während der letzten 10 bis 20 Jahre erzielten Fortschritte in der genauen Lokalisierung der sogenannten seismischen Gürtel, in der Erforschung der Revisionen des geomagnetischen Feldes und der Seeboden-dehnung (Marine-Geologie) und die damit verbundenen zahlreichen Bestätigungen der Hypothese der Platten tektonik (konvektive Zellen im Erdmantel) haben zu einem fruchtbaren Umwertungsprozess und einer allmählichen Konvergenz einzelner Geowissenschaften geführt (1). Die bis dahin mehr oder weniger spekulative Theorie der Kontinentalbewegung – heute *Plattentektonik* genannt – wurde dabei auf harte empirische Fundamente gestellt und physikalisch präzisiert.

Praktisch im gleichen Zeitraum, aber unabhängig von dieser Entwicklung verzeichnete auch die Geodäsie einen qualitativen Sprung. Dieser wurde ausgelöst durch das Aufkommen der Satellitengeodäsie, die sich bis heute sowohl im empirischen als auch im theoretischen Bereich in einer stürmischen Entwicklung befindet. Die bis dahin hauptsächlich auf seismischen, gravimetrischen, geodätischen und astrometrischen Beobachtungen basierende Empirie der Geodynamik wurde somit um eine mächtige globale Methode – nämlich die der geodätischen Satellitenbeobachtungen – erweitert. Es ist nicht von ungefähr, dass die von G. Schiaparelli 1889 gegebene Definition der Geodynamik durch Melchior (2) wie folgt ergänzt werden musste:

«Die Geodynamik ist die Dynamik des Systems Erde–Mond, wobei jeder dieser zwei Körper als deformierbar betrachtet wird, und der künstlichen Satelliten als Indikatoren der in diesem System präsenten Kräfte.»

In dieser Definition wird also die Satellitengeodäsie als ein integrierter Bestandteil der Geodynamik gewertet. Wenn wir im Organigramm (Abb. 2) die Satellitengeodäsie trotzdem ausserhalb des Gebietes «Geodynamik» dargestellt haben, dann nur, um den Beitrag der ersteren für das Gesamtgebiet besser darstellen zu können.

2. Bisher Erreichtes

2.1 Die Theorie der Entwicklung der Erde aus einem selbstgravitierenden Gasgemisch, in dem sich allmählich ein thermodynamisches Gleichgewicht eingestellt hat, ergibt ein – mit der Gleichgewichtsfigur einer langsam rotierenden Flüssigkeit identisches – Modell der Erde. Da in einer sich im hydrostatischen Gleichgewicht befindenden Flüssigkeit alle tangentialem Spannungen verschwinden, ist die Oberfläche der erwähnten Gleichgewichtsfigur identisch mit einer Niveaumenge ihres eigenen Schwerepotentials. Man kann zeigen, dass die letztere in sehr guter Näherung die Form eines leicht abgeplatteten Rotationsellipsoides annimmt. Die dieser Fläche entsprechende Niveaumenge des Schwerepotentials der realen Erde wird Geoid genannt. Allfällige Abweichungen des Geoides vom erwähnten Rotationsellipsoid als Referenzfigur sind somit ausschliesslich als «Produkte» säkularer thermodynamischer Prozesse im Erdkörper zu werten. Die Bestimmung des Geoides gehört zu den vornehmsten Aufgaben der Geodäsie.

2.2 Vor der Satellitenära war die Geodäsie mangels geodätischer und gravimetrischer Beobachtungsdaten auf den Ozeanen nicht imstande, das Geoid als Ganzes zu bestimmen. Aus den am Festland gewonnenen geodätischen und gravimetrischen Beobachtungsdaten wurden nur einzelne «kontinentale Geoid-Stücke» und die ihnen entsprechenden «optimalen» Referenzellipsoide bestimmt.

Die Gestalt und die Lage eines Referenzellipsoides gegenüber dem Geoid werden durch 7 Parameter definiert. Es sind dies beispielsweise:

1. die grosse Halbachse a
2. die Exzentrizität e
3. die Höhe $N_0 = P_0 \bar{P}$ eines bestimmten Geoid-Punktes P über dem Referenzellipsoid (Punkt P_0). Der Punkt P muss dabei durch die Höhe $h = \bar{P}P'$ eines Fixpunktes P' der physikalischen Erdoberfläche in der Natur identifizierbar sein
4. und 5. die dem Punkt P_0 entsprechenden geographischen Koordinaten Φ_0, λ_0 auf dem Referenzellipsoid und
6. und 7. die die Orientierung der kleinen Halbachse des Referenzellipsoides angebenden Polarkoordinaten

naten (Winkel) Θ, ψ . Die letzteren können auf ein im Punkt P mit dem Geoid fest verknüpftes Koordinatensystem bezogen werden.

Die hier aufgezählten 7 Parameter eines «optimalen» Referenzellipsoides R. E. und das entsprechende «Geoid-Stück» selbst können aus den Beobachtungsdaten unter Berücksichtigung folgender zwei Zwangsbedingungen ermittelt werden:

- die kleine Halbachse des R. E. ist parallel zur Achse des maximalen Trägheitsmomentes der Erde und
- $\int N^2 d\sigma = \min$

wobei $N = f(\varphi, \lambda; a, e, \Phi_0, N_0, \Theta, \psi)$ die Höhe des Geoides über dem R. E. im Punkte mit den geographischen Koordinaten φ, λ ist. σ ist das dem betrachteten «Geoid-Stück» entsprechende R. E.-Stück.

Die relative Lage der einzelnen kontinentalen «Geoid-Stücke» und somit auch der ihnen entsprechenden optimalen Referenzellipsoide bleibt dabei notwendigerweise unbekannt. Infolge unvermeidlicher Beobachtungsfehler in astronomischen Ortsbestimmungen war es auch unmöglich, die Richtungen der Polachsen aller R. E. a priori als identisch zu betrachten. Die Differenzen in den Richtungen der kleinen Halbachsen zweier beliebiger R. E. und somit auch die relative Orientierung der entsprechenden «Geoid-Stücke» blieben demnach auch unbekannt. Die klassische Geodäsie war also nicht imstande,

die geodynamisch interessante Information – nämlich den grossräumigen Verlauf des Geoides – zu ermitteln.

2.3 Die Satellitengeodäsie brauchte hingegen nicht einmal zwei ganze Jahrzehnte, um das Geoid als Ganzes in seinem grossräumigen Verlauf zu erfassen (Abb. 1). Dabei zeigte sich im übrigen, dass die Abplattung α des diesem Geoid entsprechenden optimalen Referenzellipsoids signifikant grösser ist als diejenige Abplattung α' der der Erde – hinsichtlich der DichteVerteilung und Winkelgeschwindigkeit der Rotation – äquivalenten flüssigen Gleichgewichtsfigur. Es resultierte nämlich: $\alpha = (a - c) / a = 1/298,25$ und $\alpha' = (a' - c') / a' = 1/299,25$. Nimmt man an, dass die äquatorialen Halbachsen a und a' des optimalen Referenzellipsoides und der Gleichgewichtsfigur gleich sind, so entspricht der Differenz beider Abplattungen die Differenz der kleinen (polaren) Halbachsen: $c' - c \approx 70$ m.

Somit wurde zum erstenmal bewiesen, dass sich die Erde – global betrachtet – nicht im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Gemäss dieser Feststellung müssen also im Erdinneren konvektive Strömungen vorhanden sein. Die Geschwindigkeiten der letzteren können infolge der grossen Viskosität nur sehr gering sein (von der Grössenordnung 1 bis 10 cm pro Jahr). Konvektive Zellen im Erdmantel gelten heute als «Urmechanismus» der Plattenektonik und folglich auch des tektonischen Erdbebens und Vulkanismus.

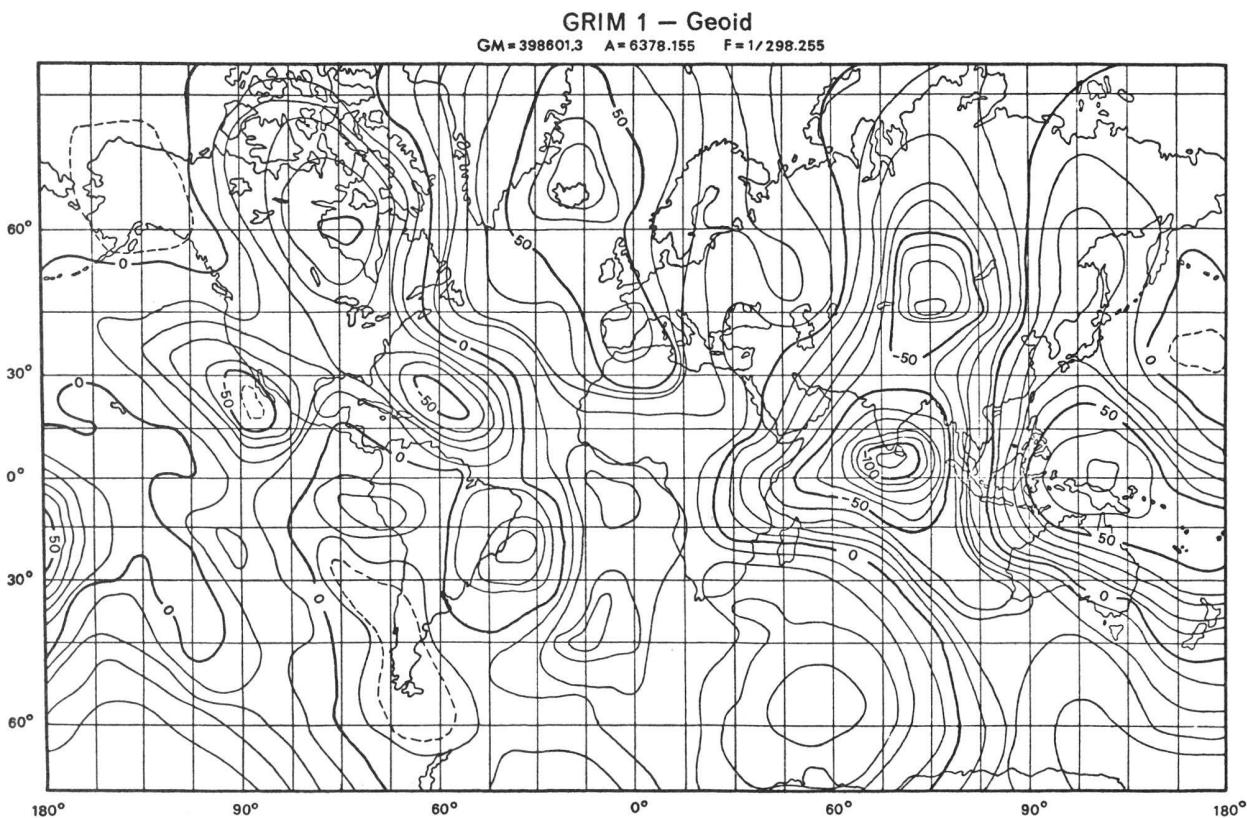


Abb. 1 Darstellung des Geoidverlaufes in Abhängigkeit von geographischer Länge und Breite durch Geoidhöhen über einem Rotationsellipsoid (Äquatorradius = 6 378,155 km, Abplattung = 1/298,25). Benachbarte Höhenlinien unterscheiden sich um 10 m. Die Geoidberechnung basiert auf der Grim-1-Standarderde. Sie wurde 1975 im Rahmen eines gemeinsamen Forschungsvorha-

bens des Sonderforschungsbereiches 78 Satellitengeodäsie der TV München und der Groupe de Geodésie Spatiale in Toulouse aus der Analyse von etwa 140 000 Richtungs- und Entfernungsmessungen nach 10 geodätisch nutzbaren Satelliten gewonnen (übernommen aus (3)).

Im Rahmen der Ermittlung des Geoides aus geodätischen Satellitenbeobachtungen gewann man ein weiteres, bis dahin auch nicht erreichbares Teilergebnis, nämlich die geozentrischen (auf den Schwerpunkt der Erde bezogenen) Koordinaten einzelner Satellitenbeobachtungsstationen. Die künftige *Verfolgung der zeitlichen Abhängigkeit* der geozentrischen Stationskoordinaten verspricht, eine für die Geodynamik sehr wertvolle Information zu liefern.

Parallel zu den bereits erwähnten Resultaten ist auch die sogenannte Lovesche Zahl k bestimmt worden. Sie stellt in erster Näherung das Verhältnis der durch die Gezeitendeformation der festen Erde hervorgerufenen Variation des Schwerpotentials zum primären Gezeiten- oder Störungspotential im beliebigen Punkte der Erdoberfläche dar. k ist somit eine für die globale elastische Deformierbarkeit der Erde charakteristische Zahl. Mittels der Satellitengeodäsie kann in naher Zukunft auch die zweite Lovesche Zahl h bestimmt werden. Die letztere stellt in erster Näherung das Verhältnis des Produktes der Schwerkraft der Erde mit der radialen Deformation zum primären deformierenden Störpotential im gegebenen Punkte der Erdoberfläche dar. Die erwähnte Radialdeformation ist von der Größenordnung 30 bis 40 cm. Für ihre Bestimmung müssen somit sehr genaue Laser-Entfernungsbeobachtungen zu den Satelliten herangezogen werden. Die die Gezeitenkräfte und Ozeanströmungen begleitenden Radialdeformationen der Ozeanoberflächen werden dabei zusammen mit dem «konstanten» Anteil der ozeanischen «Geoid-Topographie» mittels eines an Bord des Satelliten installierten Radarflughöhenmessers erfasst. Der erste mit einem solchen Altimeter bestückte Flugkörper ist der am 8. April 1975 gestartete geodätische «Mehrzweck-Satellit» GEOS C.

Einen weiteren Erfolg verzeichnete die Satellitengeodäsie auch in der Bestimmung der Polschwankung. Hier bewährte sich besonders die Methode der Messung des Dopplereffektes beim Empfang der von Bord der sogenannten Navigationssatelliten NNS (= Navy Navigation Satellite) emittierten 400-MHz- und 150-MHz-Frequenzen. Diese Methode ist tageszeit- und wetterunabhängig. Sie erlaubt daher eine gezielte Koordinierung der Beobachtungen im gegebenen Netz der Dopplerstationen, so dass die Dichte der Beobachtungsdaten zeitlich homogen und optimal wird. Dank dieser Tatsache ist auch das spektral-analytische Auflösungsvermögen der Dopplerdaten höher geworden als dasjenige der klassischen astrometrischen Daten. So sind im Frequenzspektrum der Polschwankung weitere vier Komponenten (1.3, 2.0, 2.5 und 4.0 Cykl/Jahr) entdeckt worden (4). Ihre Amplitude ist um eine Größenordnung kleiner als diejenige der bis dahin bekannten Chandlerschen (0.849 Cykl/Jahr) und jährlichen (1 Cykl/Jahr) Komponenten. Erneut sehen wir, dass die Daten der Satellitengeodäsie eine weitere Präzisierung der Klasse möglicher Erdmodelle bieten.

3. Geodynamische Probleme und Satellitengeodäsie

3.1 Wenden wir uns erneut der in 1.2 ausgesprochenen Definition der Geodynamik zu. Um den in dieser kom-

pakten Definition verborgenen Reichtum an wissenschaftlichen Problemen zumindest teilweise aufzudecken, bedienen wir uns einer im bekannten Sinne «willkürlichen» Klassifizierung der dort erwähnten Kräfte:

- a) 1. Gravitationskräfte der ungestörten Erde und des Mondes.
 2. Die seitens des Mondes bzw. der Erde auf die Erde bzw. den Mond ausgeübten primären Gezeitenkräfte.
 3. Sekundäre Gezeitenkräfte, als Gravitation der durch die primären Gezeitenkräfte relativ zu ungestörter Erde und Mond hervorgerufenen Massenverteilung.
 4. Die die Bewegungen einzelner lithosphärischer Platten begleitenden säkularen Gravitationsfeldänderungen. (Der im Erdkörper herrschende – im allgemeinen anisotrope – Druck setzt zusammen mit dem im Erdkörper vorhandenen Temperaturgradienten konvektive Wärme flüsse im Erdmantel in Bewegung. Der Temperaturgradient bleibt dabei durch den radioaktiven Zerfall im Erdkern aufrechterhalten. Die zu konvektiven Zellen zusammen geschlossenen Wärme flüsse gelten dann als eigentliche Antriebsmechanismen der erwähnten Plattenbewegungen.)
 5. Die auf die Viskosität der Erde und des Mondes zurückzuführende Flutreibung, und das sowohl im flüssigen (Ozeane) als auch im festen Teil dieser Körper.
- b) Die auf die Satelliten wirkenden dissipativen Kräfte Strahlungsdruck und Luftwiderstand.

3.2 Die Koeffizienten einer sinnvollen mathematischen Darstellung der in 3.1 a) erwähnten Kräftefelder sind infolge der Bahn- und Deformationsbewegungen der Erde und des Mondes wiederum abhängig von der Zeit und von der «materiellen Beschaffenheit» – d. h. von den sogenannten *Modellparametern* (siehe unten) – dieser zwei Körper.

3.3 Unter der «materiellen Beschaffenheit» ist hier *rein operativ* – im Sinne von 1.1 – das mit der Empirie konsistente Modell beider Körper zu verstehen. Unter dem «Modell» verstehen wir:

- a) das Gesetz der DichteVerteilung im Erdinneren und
- b) eine endliche Menge disjunkter, beide Körper vollständig belegender Gebiete und die diesen Gebieten eindeutig zugeordneten rheologischen Gleichungen.

Unter einer «rheologischen Gleichung» verstehen wir dabei die mathematische Formulierung der Abhängigkeit zwischen der Wirkung einer Störspannung und der (entsprechenden) zeitlichen Änderung der Deformation (Deformationsgeschwindigkeit) in jedem Massenpartikel ihres Definitionsgebietes. Die in einer rheologischen Gleichung figurierenden sogenannten rheologischen Parameter sind im allgemeinen Funktionen der den einzelnen Massenpartikeln des Definitionsgebietes zugeordneten Lagrangeschen Koordinaten. Die in den letzterwähnten Funktionen vorkommenden Konstanten, im weiteren *Modellparameter* genannt, sind schliesslich die zu bestimmenden Größen (siehe wieder 3.2).

3.4 Analoge Aussagen zu 3.2 und 3.3 können auch über die in 3.1 b) erwähnten Kräfte gemacht werden.

3.5 Im Rahmen dieser Arbeit weichen wir dem Thema des mathematischen Apparates der Modellparameterbestimmung durch dynamische Auswertung der Satellitenbeobachtungen bewusst aus. Viele der hier auftretenden Probleme warten noch auf ihre endgültige, saubere Lösung. Schon heute zeichnet sich aber ab, dass aus dieser Domäne einige befriedende Impulse für die Himmelsmechanik und die numerische Mathematik zu erwarten sind.

Die Bahn eines jeden künstlichen Satelliten, aber auch die zeitlichen Änderungen der relativen Positionen einzelner Satellitenbeobachtungsstationen, sind durch die in 3.1 aufgezählten Kräfte und somit – nach 3.3 und 3.4 – durch die Menge aller relevanten Modellparameter vollständig determiniert. Jede Satellitenbeobachtung, sei es Richtung, Betrag und Betragsänderung des topozentrischen Vektors, widerspiegelt demnach die Modellparameter gleich zweimal: einmal durch die Position des Satelliten, zum zweiten durch die geozentrische Position der Beobachtungsstation selbst. Die letztere Tatsache ist für die Satellitengeodäsie ein «glücklicher Umstand». Sie erlaubt uns nämlich, die Modellparameter der Erde und des Mondes von jenen des Luftwiderstandes und Strahlungsdruckes besser zu trennen. Denn während die Satellitenbahn durch diese beiden Kräftegruppen bestimmt wird, werden die Stationspositionen nur durch die erste Kräftegruppe determiniert. Man kann z. B. zeigen, dass das Verhältnis der Amplitude einer jeden periodischen Komponente der primären Gezeitenkraft zur Amplitude der entsprechenden periodischen Komponente der Stationsbewegung eine Funktion der korrespondierenden Schwingungsperiode und der Modellparameter der Erde ist. Analoges gilt auch für die zwischen den Komponenten der primären Gezeitenkraft und der Gezeitenbewegung jeder Station auftretenden Phasenverschiebungen. Der *unmittelbarste* Zweck der Satellitengeodäsie ist es, die bereits erwähnten kinematischen Vorgänge, oder konkreter, die (relativen) Deformationsbewegungen innerhalb des Stationsnetzes zu bestimmen. Dadurch ist die künftig anzustrebende Genauigkeit, aber auch die Häufigkeit der Satellitenbeobachtungen (Tages- und Nachtbeobachtungen, Anzahl von Einzelbeobachtungen pro Durchgang) abgesteckt.

3.6 Den Gezeitendeformationen der festen Erde entsprechen Erdoberflächenverschiebungen mit Amplituden der Größenordnung von ein paar dm und einem von $1/2$ Tag bis etwa 18,6 Jahre reichenden Periodenspektrum. Die relativen Plattenverschiebungen (ein säkulare Phänomen) sind hingegen in der Größenordnung von nur ein paar cm pro Jahr. Setzt man sich nun zum Ziel, mit einer – bezüglich der zu bestimmenden Unbekannten – minimalen *Anzahl von Einzelbeobachtungen* die oben erwähnten Deformationsbewegungen zu bestimmen¹, so resultiert:

¹ Übrigens ist ein solches Vorhaben, im Falle der Laser-Beobachtungen, langfristig betrachtet auch aus ökonomischen Gründen sehr sinnvoll, da die Summe der pro Tag verwendeten Energie und somit auch der Verschleiss des Laser-Systems minimal werden.

- a) *allein* mit astrographischen Richtungsbeobachtungen ist das Ziel nicht erreichbar, da die durch Sternkatalogfehler gesetzte untere Fehlerschranke zu hoch ist;
- b) mit *der heutigen* Technologie der Dopplerbeobachtungen sind höchstens langperiodische Gezeitenbewegungen (1 Jahr und mehr) feststellbar. Die untere Fehlerschranke entspricht der Unsicherheit in der Bestimmung der ionosphärischen Refraktion;
- c) *allein* mit Laser-Entfernungsbeobachtungen ist das Ziel erreichbar, vorausgesetzt, die Echo-Detektions-Genauigkeit liege im 5- bis 10-cm-Bereich (Laser-Pulsbreite < 1 ns, schnelle Photomultiplier), und man beschränke sich auf das semi-dynamische Auswertungsverfahren (siehe 3.7). Die letzterwähnte Beschränkung gilt übrigens auch für Dopplerbeobachtungen.

3.7 Die astrographischen Richtungsbeobachtungen bleiben aber trotzdem aktuell. Denn sie bieten ja die einzige *objektive* Möglichkeit, das Erdmodell mit der ihm entsprechenden Satellitenbahn *in einem Inertialsystem dynamisch* zu konfrontieren. Eine solche Konfrontation ist bei der *dynamischen* Auswertung der Entfernungs- oder Dopplerbeobachtungen prinzipiell unmöglich. Bei den Richtungsbeobachtungen wird nämlich das Inertialsystem durch das wohlbekannte und von der Theorie her relativ problemlose statistische Modell der Fixsternpositionen realisiert. Bei der dynamischen Auswertung von Entfernungs- oder Dopplerbeobachtungen hingegen wird ein «Modell-Inertialsystem» zum Inertialsystem «*in natura*» deklariert. Unter dem «Modell-Inertialsystem» verstehen wir dabei das durch die Modelle der untersuchten Objekte (Erde, Strahlungsdruck, Luftwiderstand) in den Bewegungsgleichungen des Satelliten implizite postulierte Inertialsystem. Ein solches System verdient daher die Bezeichnung «*inertial*» nur insofern, als die *angenommenen* Modelle mit der physikalischen Realität konsistent sind. Es wird zwar oft «*argumentiert*», dass auf drei Stationen gleichzeitig durchgeführte Entfernungsbeobachtungen bereits auch die Richtung definieren und dass somit die Richtungsbeobachtungen überflüssig sind. Dabei wird aber das stillschweigend *als bekannt angenommen*, was eigentlich erst zu bestimmen ist, nämlich die Bewegung der erwähnten drei Stationen gegenüber einem Inertialsystem (Rotation der Erde, Polschwankung, Gezeitendeformationen, Plattenbewegung). Erst die beobachtete Richtung gegenüber einem Inertialsystem ist die Information, die wir brauchen. Bei der dynamischen Auswertung von Entfernungs- oder Dopplerbeobachtungen kann somit – zumindest theoretisch – der absurde Fall auftreten, dass alle Beobachtungen durch ein mit der physikalischen Realität nicht konsistentes Erdmodell und die diesem Modell entsprechende Satellitenbahn mit ausreichender «Genauigkeit» dargestellt werden. Ein solcher Fall kann z. B. vorkommen, wenn die Anzahl der zu bestimmenden Unbekannten (Anfangsbedingungen, Stationskoordinaten, Modellparameter der Erde, des Strahlungsdruckes und des Luftwiderstandes) gleich der Anzahl der Beobachtungen wird. Nur wenn das Erdmodell ausser jedem Zweifel steht, sind die Entfernungs- und Dopplerbeobachtungen den astrographischen Richtungsbeobachtungen – im Sinne theoretischer Korrektheit ihrer dynamischen Aus-

wertung – äquivalent. Die Strenge dieser Aussage kann für die praktischen Zwecke allerdings «gemildert» werden, bedenkt man, dass die Anforderungen an die Komplexität der Modelle der Erde, des Strahlungsdruckes und Luftwiderstandes um so kleiner werden, um so kürzere Beobachtungsreihen (d. h. auch Satellitenbahnbögen) voneinander dynamisch unabhängig ausgewertet werden. In diesem Sinne entspricht jedem einfachen Modell der Erde (z. B. Starrkörper, elastischer Körper) eine optimale Länge der Beobachtungsreihe, so dass die aus ihr dynamisch ermittelten Stationspositionen und der entsprechende Bahnbogen im Rahmen der Beobachtungsgenauigkeit mit der physikalischen Realität konsistent werden. Hält man dazu noch die numerischen Werte der Modellparameter fest, wird der entsprechende Auswertungsalgorithmus «semi-dynamisches Verfahren» genannt. Die erwähnte optimale Länge einer solchen Beobachtungsreihe kann durch dynamische Auswertungen sehr dichter Beobachtungsreihen (viele Beobachtungsstationen und Satelliten, verschiedene Beobachtungsmethoden und viele Einzelbeobachtungen pro Station und Tag) verschiedener Länge ermittelt werden.

Wir können also eine Faustregel formulieren:

Längere Bahnbögen → detailliertere Modelle → mehr Richtungsbeobachtungen (neben Laser und Doppler).

3.8 An dieser Stelle sei noch ein mit der sogenannten geometrischen Auswertungsmethode verbundenes Missverständnis aus dem Wege geräumt. Es wird nämlich oft behauptet, dass alle im Absatz 3.7 erwähnten Komplikationen überhaupt nicht auftreten würden, beschränkte man sich nur auf gleichzeitige Beobachtungen. Rein theoretisch stimmt diese Behauptung auch, bieten doch die gleichzeitigen Beobachtungen die Möglichkeit der Verwendung eines rein geometrischen (hypothesenfreien) Auswertungsverfahrens. Abgesehen aber davon, dass eine solche Beschränkung einen völligen Verzicht auf die Erforschung des (zeitlich variablen) Schwerfeldes der Erde bedeuten würde, ist es aus praktischen Gründen kaum möglich, die Gleichzeitigkeit der Beobachtungen auf verschiedenen Stationen mit der erforderlichen Präzision zu erreichen². Man tritt der letzteren Schwierigkeit entgegen, indem die gleichzeitigen «Beobachtungen» mittels eines mathematischen Modells gewonnen werden. Dieses besteht im wesentlichen aus der Darstellung der – den einzelnen Stationen entsprechenden und zeitlich sich überlappenden – *kurzen* Beobachtungssequenzen durch Ausgleichsfunktionen der Zeit. Das einzig korrekte Verfahren dieser Art ist aber identisch mit dem in 3.7 erwähnten «semi-dynamischen Verfahren». In der Tat, die Darstellung der Beobachtungssequenzen durch *Ausgleichsfunktionen der Zeit* ist nur dann theoretisch korrekt, wenn folgende elementare geometrische Gegebenheiten mitberücksichtigt werden: Alle Beobachtungssequenzen entsprechen ein und demselben Satellitenbahnbogen und jede einzelne Sequenz noch den Koordinaten der entsprechenden Beobachtungsstation. Ein auf diese Weise ermittelter Satellitenbahnbogen impliziert eine bestimmte Klasse von Erdmodellen, die von der *angenommenen Form* der mathematischen Darstel-

² ausgenommen Dopplerbeobachtungen oder Richtungsbeobachtungen aktiver Satelliten (GEOS A, GEOS B).

lung dieses Bogens abhängig ist (inverses Problem der Dynamik: Bahn → Kraft → Modellklasse). Die erwähnte mathematische Form muss daher *genau dann* als korrekt betrachtet werden, wenn die ihr entsprechenden Erdmodelle *die und nur die* Erdeigenschaften beinhalten, die – *bezüglich der Bogenlänge – relevant und unumstößlich* sind. Die letzterwähnten Modelle werden wir «*optimale Erdmodelle*» nennen. Es resultiert somit, dass die Annahme der *Form* der mathematischen Darstellung des Satellitenbahnbogens durch die Annahme eines *optimalen Erdmodells* ersetzt werden muss. Übrigens wird dann auch die Anzahl der zu bestimmenden Parameter optimal, womit wir sagen wollen, dass eine kleinere oder grössere Anzahl der physikalischen Begründung entbehrlich. Darüber hinaus liefert dann auch jeder Punkt der Beobachtungssequenzen eine für die Auswertung physikalisch gleichberechtigte Information. Diese Information geht bei der sogenannten «geometrischen Methode» grösstenteils verloren. Für ein *angenommenes optimales Modell der Erde* – samt den numerischen Werten der Modellparameter (semi-dynamisches Verfahren) – ist somit jede Beobachtung eine *bekannte* Funktion f folgender weiterer Parameter: sechs Anfangsbedingungen, Modellparameter des Strahlungsdruckes und des Luftwiderstandes und die drei entsprechenden Stationskoordinaten. Die oben erwähnten Ausgleichsfunktionen sind dann identisch mit den Funktionen f und die dabei zu bestimmenden Unbekannten mit den zuletzt erwähnten Parametern. Die «geometrische Methode» gibt es also wörtlich genommen in praxi überhaupt nicht, ausser wir benutzen diese Bezeichnung als ein Synonym für das «semi-dynamische Verfahren».

3.9 Wir haben bis jetzt die Möglichkeiten der Satellitengeodäsie nur von der Seite der Beobachtungsstationen her besprochen. Gemäss den Darlegungen in 3.6 und 3.7 setzt sich die Standardausrüstung einer geodätischen Satellitenstation aus folgenden Komponenten zusammen: einem Riesenpulsar-System für Entfernungsbeobachtungen, einem Beleuchtungslaser-System und einer photographischen Kamera (Fokuslänge ≥ 1 m) für Richtungsbeobachtungen und schliesslich einer Dopplerempfangsstation für Distanzifferenzbeobachtungen. Die von Satellitentypen oder Satellitensystemen herrührenden Möglichkeiten werden hier nicht näher betrachtet, da die künftige Entwicklung in diesem Gebiet kaum abzusehen ist. Um wenigstens ein Beispiel zu zeigen, erwähnen wir nur das «GEOS C / ATS 6 satellite-to-satellite range and range rate tracking system». Mit diesem System werden Entfernung und zeitliche Entfernungänderungen zwischen GEOS C und dem sich in synchroner Umlaufbahn befindenden Satelliten ATS 6 gemessen und an die zuständige Bodenstation radioelektrisch übermittelt. Diese Messdaten bedürfen keiner troposphärischen Korrektion und sind somit frei von dem an dieser Grösse haftenden Fehler. Die kleine restliche ionosphärische Korrektion wird darüber hinaus durch hohe Arbeitsfrequenzen sehr gut erfasst. Die geodätischen Satellitenstationen besorgen die Beobachtung des GEOS C mit den drei erwähnten herkömmlichen Methoden. Man hofft, mittels des erwähnten Satellitensystems die Feinstruktur des Gravitationsfeldes besser als bisher erfassen zu können.

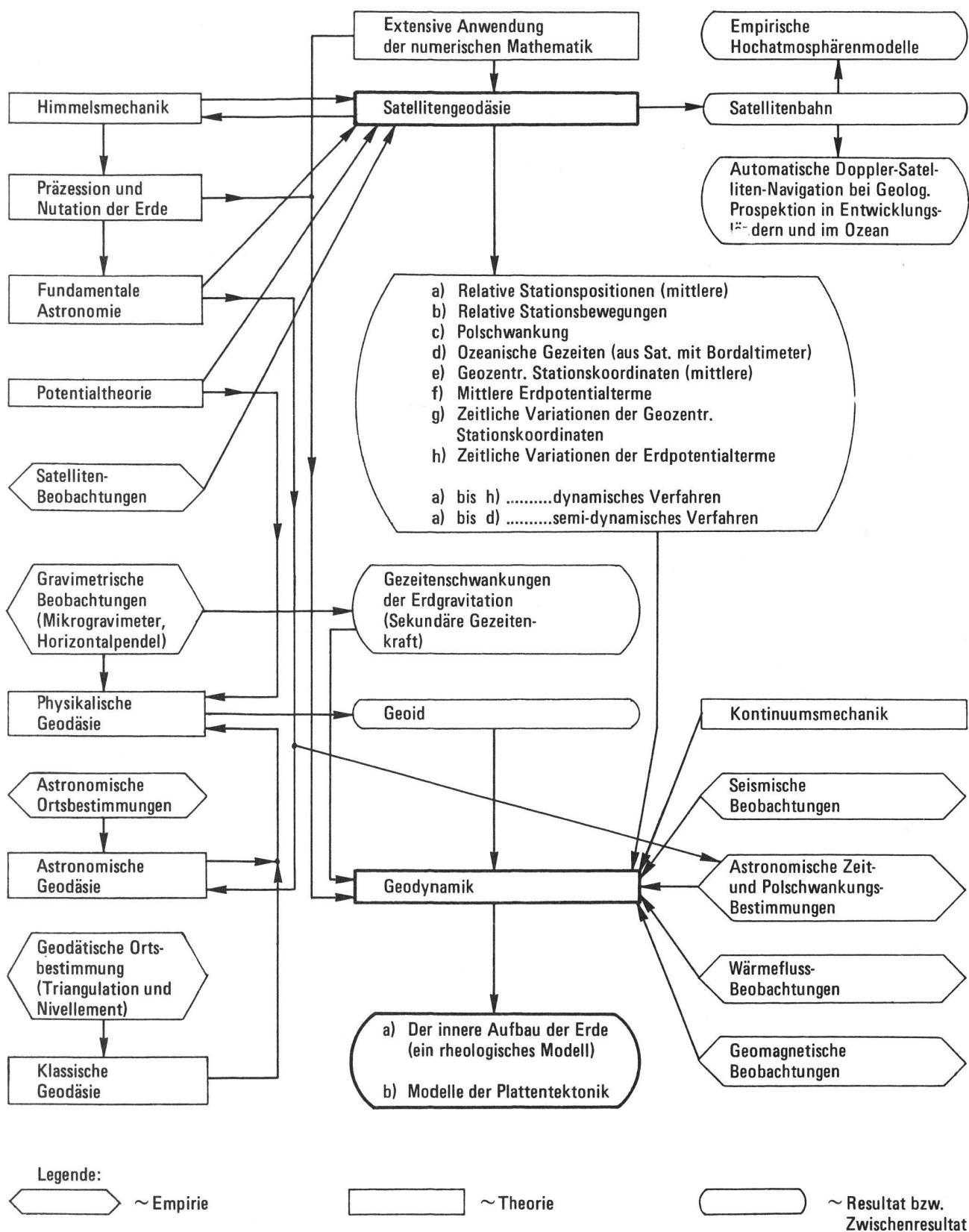


Abb. 2 Organigramm

4. Schlussbemerkungen

Der Satellitengeodäsie stehen bereits heute – zumindest potentiell – Beobachtungsgeräte und Satellitensysteme zur Verfügung, mittels deren das Gravitationsfeld der Erde und die relativen Stationspositionen als *zeitvariable Größen* – mit überzeugender Signifikanz – bestimmt werden können. Kurzum, wir stellen eine Wende von rein geodätischen zu geodynamischen Fragestellungen fest.

Man denke nur an die Laser-Entfernungssysteme der sogenannten 3. Generation (siehe 3.6 c) und an die speziell für genaue Laser-Entfernungsbeobachtungen konzipierten Satelliten STARLETTE und LAGEOS. Selbst die Bezeichnung des letzteren, als Abkürzung für LAser GEodynamic Satellite, deutet auf die geodynamische Mission dieses Satelliten hin. Die Kugelgestalt und das sehr geringe Oberfläche-/Masse-Verhältnis der zwei oben erwähnten Satelliten (mittlere Dichte $\approx 19 \text{ g/cm}^3$) erlauben dabei eine zuverlässigere Berücksichtigung des Luftwiderstandes und des Strahlungsdrucks.

Die geodynamischen Probleme können aber nicht allein durch den Start geeigneter Satelliten und einen zeitlich begrenzten Einsatz einiger weniger Beobachtungsstationen befriedigend gelöst werden. Es muss vielmehr ein Netz international koordinierter *permanenter GEOSTATIONEN* errichtet werden, durch dessen Gestalt und Dichte die schon heute erkannte Vielfalt des dynamischen Verhaltens der Erde optimal erfasst wird. Der bereits eingebürgerte Begriff GEOSTATION umfasst dabei nicht nur die Standardausrüstung einer geodätischen Satellitenstation, sondern auch einige Geräte der klassischen Geodynamik wie z. B. ein Astrolabium zur Kontrolle der Lotrichtung und ein Mikrogravimeter zur Kontrolle des Schwerebetrages.

In Anbetracht der neuesten Erkenntnisse im Bereich der endogenen Dynamik geologischer Prozesse im allgemeinen und der Plattentektonik im speziellen (5) müssen die bestehenden Triangulationsnetze als zeitlich deformierbare Gebilde angesehen und die künftigen Aufgaben der messenden Geodäsie dementsprechend erweitert werden. Es müssen also genaue und insbesondere schnelle Messverfahren entwickelt werden, die es erlauben, die Konfigurationen der Triangulationsnetze in geodynamisch interessanten Regionen wiederholt zu bestimmen.

Die erwähnten GEOSTATIONEN werden dann logischerweise zu Hauptpunkten kontinentaler Triangulationsnetze. Die permanente Kontrolle der Konfiguration des Welt-Geostations-Netzes unterliegt dabei den Methoden der Satellitengeodäsie. Somit ist die Stellung der Satellitengeodäsie und der Geodäsie im allgemeinen innerhalb der Geowissenschaften – im Sinne des Absatzes 1.1 – umrissen worden.

Literatur

- (1) Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals, Readings with Introductions by Allan Cox, 1973.
- (2) P. Melchior: Physique et Dynamique planétaires, vol. 1-4.
- (3) M. Schneider: Satellitengeodäsie, Sterne und Weltraum 11/75.
- (4) B. R. Brown: DMATC Doppler Determination of Polar Motion, Proc. International Geodetic Symposium 1976: Satellite Doppler Positioning.
- (5) H.-G. Wunderlich: Einführung in die Geologie, Band 2, Endogene Dynamik 1968.

Adresse des Verfassers:

Ivo Bauersima, Astronomisches Institut der Universität Bern,
Sidlerstrasse 5, 3012 Bern

Der Tischcomputer HP 9830 als Terminal zur Nachführung einer Koordinatendatei

U. Bucher und F. Hermann

Résumé

Au cours des Journées d'information (SSMAF) sur la mise à jour de mensurations cadastrales du 1 et 2 mars 1974, Monsieur J. Kaufmann a présenté le système de mise à jour par terminal élaboré par DIGITAL S. A. et Monsieur J. Hippenmeyer a expliqué les possibilités d'emploi de l'ordinateur de table Hewlett-Packard 9830 comme terminal. Ces exposés ont donné lieu à un projet de recherche de l'Institut de Géodésie et Photogrammétrie de l'EPF Zurich de traitant les problèmes qui résultent de l'emploi combiné d'un grand ordinateur et d'un ordinateur de table. Les programmes élaborés dans le cadre de ce projet permettent à un géomètre une mise à jour des données qu'il administre par un grand ordinateur en utilisant un ordinateur de table comme terminal. Le grand ordinateur fournit les coordonnées nécessaires à l'ordinateur de table qui exécute les calculs, puis celui-ci renvoie les résultats au premier.

1. Einleitung

An der Informationstagung des SVVK über die Nachführung von EDV-Grundbuchvermessungen vom 1./2. März 1974 wurden von J. Kaufmann ein «Nachführungskonzept der Digital AG» (1) und von J. Hippenmeyer «Der Tischcomputer Hewlett-Packard 9830 als Terminal» (2) vorgestellt. Die Programme, die zur Demonstration des Konzeptes (2) an dieser Tagung notwendig waren, wurden durch das Ingenieur- und Vermessungsbüro Sennhauser, Werner & Rauch (Büro S) und das Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich (IGP) erstellt.

Seither hat das IGP im Rahmen eines Forschungsprojektes die Probleme, welche sich bei einer kombinierten