

5 Geodätischer Raumbezug

Bernhard HECKMANN und Cord-Hinrich JAHN

Zusammenfassung

Der geodätische Raumbezug dient der eindeutigen Bestimmung von Objektpositionen an der Erdoberfläche und deren Darstellung in Koordinatensystemen. Der Bezugsrahmen wird heute global bzw. regional festgelegt und als einheitliche Grundlage für die Georeferenzierung von Geobasis- und Geofachdaten aller Art verwendet. Damit wird insbesondere die Vernetzungsfähigkeit von Geoinformationen in Geodateninfrastrukturen gewährleistet. Im kontinentalen Bereich sind dazu das Europäische Terrestrische Referenzsystem 1989 (ETRS89) und das Europäische Vertikale Referenzsystem 2007 (EVRS2007) verfügbar.

Die Darstellung von räumlichen Objektpositionen wird aus praktischen Erwägungen meist nach Lage und Höhe differenziert. Lagebezugssysteme werden rein geometrisch definiert und auf ein mittleres Erdellipsoid bezogen. Höhenbezugssysteme sind am Schwerefeld der Erde orientiert und physikalisch über Äquipotentialflächen definiert, wobei das Geoid als Referenzfläche dient. Der Übergang zwischen den geometrischen und physikalischen Raumbezugssystemen für moderne satellitengestützte Positionierungsverfahren wird durch hochgenaue Geoid- bzw. Quasigeoidmodelle ermöglicht.

Die Realisierung des Geodätischen Raumbezugs erfolgt über dauerhaft vermarkte Festpunkte an der Erdoberfläche, zu denen auch die aktiven Referenzstationen des amtlichen Satellitenpositionierungsdienstes SAPOS[®] gehören. Durch das dynamische Verhalten der Erde sind die geodätischen Raumbezugssysteme zeitlich nicht stabil und müssen kontinuierlich überwacht und nachgeführt werden. Die Bereitstellung des geodätischen Raumbezugs erfolgt weitgehend über SAPOS[®], der im ETRS89 nach bundeseinheitlichen Standards betrieben wird. SAPOS[®] nutzt die vorhandenen globalen Satellitennavigationssysteme (GNSS) und stellt Korrekturdaten zur Positionierung in den amtlichen Bezugssystemen zur Verfügung. Physikalische Höhen können dabei nur im Kontext mit einem Geoid- bzw. Quasigeoidmodell bestimmt werden.

Dauerhaft vermarkte Festpunkte werden soweit vorgehalten, wie dies zur Ergänzung, Sicherung und unabhängigen Kontrolle von SAPOS[®] erforderlich ist. Sie stellen gleichzeitig die Ausfallsicherung für SAPOS[®] dar. Neben einem bundeseinheitlichen Festpunktfeld als übergeordnetes Rahmennetz gibt es in den Ländern bedarfsorientierte Verdichtungen.

Die Geodätischen Grundnetzpunkte (GGP) bilden eine neue Säule des bundeseinheitlichen Festpunktfeldes. In ihnen werden die geometrischen und physikalischen Raumbezugssysteme mit hoher Genauigkeit auf einer Messmarke zusammengeführt. Die GGP sind damit die Basis für ein zukunftsweisendes integriertes Festpunktfeld. Die Nachweise des geodätischen Raumbezugs werden in das System AFIS[®] überführt. Damit können die relevanten Daten zu den Festpunkten nutzergerecht und bundesweit einheitlich in standardisierter Form bereitgestellt werden.

Die Arbeiten im Geodätischen Raumbezug konzentrieren sich zukünftig auf die Unterhaltung des Festpunktfeldes sowie auf den Betrieb und die Qualitätssicherung von SAPOS[®].

Die Aufgaben entwickeln sich dabei zum zielgerichteten Monitoring der geodätischen Raumbezugssysteme und zum Bereitstellen zeitlicher und räumlicher Veränderungen in den amtlichen Nachweisen weiter. In diesem Zusammenhang ist der Stabilität der Erdoberfläche als Trägerin des Geodätischen Raumbezugs ein besonderes Augenmerk zu widmen, wobei den Festpunkten die Funktion von „Geosensoren“ zukommt.

Summary

Spatial geodetic reference systems have to be defined with global objectives. Three-dimensional cartesian coordinate systems are well-suited tools to describe positions on the Earth's surface. In Europe, the European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS89) was introduced as a unified geodetic reference system for high accurate applications and localisation of objects to be presented in geographic information systems (GIS) or in maps. A unique geodetic reference system is necessary to combine geoinformation from different sources in common presentations and for interoperable data analysis. For unique height information, the European Vertical Reference System 2007 (EVRS2007) is available.

For mainly practical purposes three-dimensional positions are separated by the components two-dimensional (plane) position and height. The two-dimensional position can be defined geometrically on the Earth's regular ellipsoid. The height component has to be defined physically on irregular potential surfaces in the Earth's gravity field. The connection between geometrical and physical reference systems, which is necessary for positioning procedures with modern satellite navigation systems, is given by accurate models for the geoid and the quasi-geoid.

The geodetic reference systems are realised in geodetic reference frames, represented by permanent delimited reference points on Earth's surface. The active reference stations of the official German satellite positioning service SAPOS[®] are part of this realisation. The Earth's surface is not fixed but shows dynamical effects; therefore it is necessary to supervise its stability continuously. The geodetic reference system is mainly provided by SAPOS[®]. SAPOS[®] uses all available Global Navigation Satellite Systems for determining three-dimensional positions in official German reference systems. For determination of physical defined normal-heights an accurate model of the quasi-geoid is also needed.

Permanent delimited geodetic reference points are necessary for the security, completion and independent control of SAPOS[®]. A unique frame of reference points has been defined by the Working Committee of the Surveying Authorities of the States of the Federal Republic of Germany (AdV). In this context the new geodetic basic points are to be remarked on especially. Here, the geometrical and physical reference systems are connected in the same gauge mark this is the first step to a precise integrated geodetic reference system in Germany. All essential data of geodetic reference points will be available in the new data model named the "Authoritative Control Point Information System" (AFIS[®]). Extracts of AFIS[®] can be given to all users in unique and standardised form.

Future tasks of the official geodetic reference systems are the operating and quality management of SAPOS[®]. A second important task is the maintenance of the remaining geodetic reference points and the monitoring of the Earth's surface. Movements in vertical and horizontal directions are to be determined in geodetic reference points as "Geosensors", and these changes have to be documented in the official data of the geodetic reference systems.

5.1 Allgemeine Grundlagen

5.1.1 Definitionen

Die Geodäsie definiert den Raumbezug als Gesamtheit von *Bezugssystemen* und deren Realisierungen (*Bezugsrahmen*), die über kinematische Datumparameter miteinander verbunden sind. Das Geoinformationswesen definiert den Raumbezug (DIN EN ISO 19111) durch Koordinatenreferenzsysteme einschließlich deren Transformation in andere Systeme ohne zeitliche Komponenten. Beide Aspekte werden durch den Begriff „*Raumbezugsinfrastruktur*“ zusammengeführt, mit dem der Grundlagencharakter des Raumbezugs für die Geodateninfrastrukturen prägnant bezeichnet werden soll.

Der geodätische Raumbezug dient der eindeutigen Bestimmung von Objektpositionen an der Erdoberfläche und deren Darstellung in Koordinatensystemen. Er beinhaltet neben der Definition und Realisierung auch die Bereitstellung der dazu erforderlichen Bezugssysteme. Der geodätische Raumbezug wird global, zumindest aber europa- oder bundesweit in einem einheitlichen Rahmen festgelegt. Nur so kann er seiner Grundlagenfunktion für die Georeferenzierung von Geobasis- und Geofachdaten gerecht werden und damit deren Vernetzungsfähigkeit im Sinne der Geodateninfrastrukturen gewährleisten (HECKMANN 2009). Der geodätische Raumbezug beinhaltet die drei klassischen Komponenten Lage, Höhe und Schwere. Durch die Satellitenvermessung sind seit etwa 1960 die globalen räumlichen 3-D-Bezugssysteme hinzugekommen.

Die Bestimmung der Objektpositionen an der Erdoberfläche erfolgt über Koordinatensysteme. Für die Erde als räumlich ausgedehnten Körper wird primär ein globales dreidimensionales kartesisches Koordinatensystem verwendet. Lagerung und Orientierung werden dabei so festgelegt, dass der Koordinatenursprung im Massenschwerpunkt der Erde (Geozentrum) liegt und eine der 3 Koordinatenachsen mit der mittleren Rotationsachse der Erde zusammenfällt (Z-Achse). Diese ist definiert durch das Geozentrum und einer international festgelegten mittleren Lage des Nordpols (Conventional Terrestrial Pole – CTP). Die beiden anderen Koordinatenachsen (X und Y) spannen die Äquatorebene auf. Die X-Achse wird durch die Schnittgerade der Meridianebene von Greenwich (0. Längengrad) mit der Äquatorebene gebildet, und die Y-Achse liegt zur X-Achse um 90° nach Osten verdreht (siehe Abb. 5.1). Als Längenmaß dient das internationale Meter.

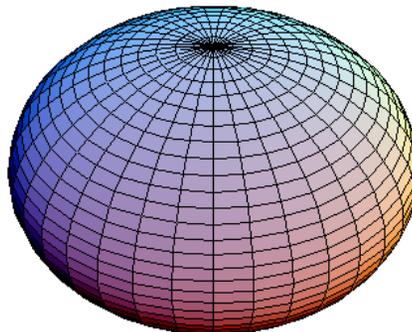
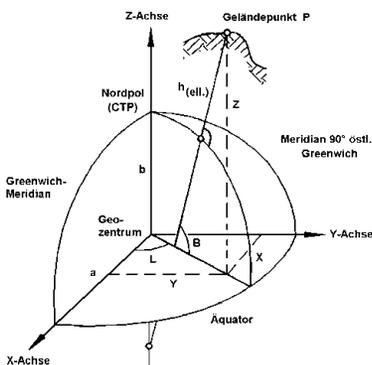


Abb 5.1: 3-D-Position (HECKMANN 2009) Abb. 5.2: Rotationsellipsoid (WIKIPEDIA 2009)

Die Bestimmung von Positionen an der Erdoberfläche über geozentrische kartesische 3-D-Koordinaten (X, Y, Z) ist zwar aus mathematischer Sicht recht einfach, aber für den praktischen Gebrauch (z. B. im Liegenschaftskataster) ungeeignet. Durch die Schwerkraft ist man gewohnt, räumliche Positionsangaben an der Erdoberfläche in die Kategorien Lage und Höhe zu unterteilen. Deshalb werden die geodätischen Raumbezugssysteme so festgelegt, dass die Objektpositionen weiterhin nach Lage und Höhe getrennt angegeben werden können.

Lagebezugssysteme

Die Erdfigur wird zunächst geometrisch durch ein an den Polen abgeplattetes Rotationsellipsoid angenähert (Abb. 5.2). Ein mittleres Erdellipsoid ist dabei im Massenschwerpunkt der Erde (Geozentrum) gelagert und seine Figurenachse fällt mit der Erdrotationsachse zusammen. Die Oberfläche dieses Ellipsoides ist mathematisch beherrschbar und dient als Rechenfläche für Lagebezugssysteme sowie als Abbildungsfläche für verebnete Darstellungen der Erde in Karten (z. B. für topographische Karten oder für die Liegenschaftskarte).

Die weltweit gebräuchlichste Realisierung des mittleren Erdellipsoides ist das „*Geodetic Reference System 1980 (GRS80)*“, welches von der „International Association of Geodesy (IAG)“ im Jahr 1979 empfohlen wurde. Es hat folgende Parameter:

- Große Halbachse a : 6.378.137 m
- Kleine Halbachse b : 6.356.752,3141 m
- Abplattung $f = (a - b)/a$: 1:298,257 222 101

Abbildung des Ellipsoids in die Ebene

Die Lagedarstellung eines Punktes auf der Ellipsoidoberfläche erfolgt zunächst in geographischen Koordinaten (Länge L und Breite B). Diese nicht-metrischen Koordinaten sind jedoch für viele Zwecke ungeeignet, sodass man das Erdellipsoid in die Ebene abbildet. Dabei sind die konforme Gauß-Krüger-Abbildung und die Universale Transversale Mercator-Abbildung (UTM) sehr verbreitet. Beide beruhen auf einer transversalen Zylinderabbildung in mehreren Meridianstreifen, bei der die Zylinderachse in der Äquatorebene liegt.

Die Gauß-Krüger-Abbildung besteht aus 3° breiten Meridianstreifen, sodass die gesamte Erde in 120 Streifen dargestellt werden kann. Der Mittelmeridian wird längentreu wiedergegeben, östlich und westlich davon gibt es Verzerrungen. Bildlich kann man sich die Gauß-Krüger-Abbildung als transversalen Berührungszylinder vorstellen (siehe Abb. 5.3).

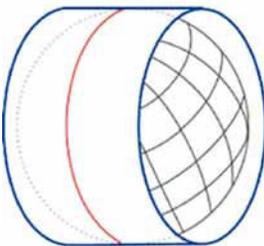


Abb. 5.3: Gauß-Krüger-Abbildung (LGN)

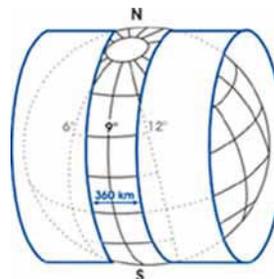


Abb. 5.4: UTM-Abbildung (LGN)

Die Mittelmeridiane der jeweiligen Streifen sind 3° , 6° , 9° , 12° usw. östl. Greenwich. Jeder Meridianstreifen ist nach Westen und Osten um jeweils $1^\circ 30'$ ausgedehnt. Zusätzlich wird zu jedem benachbarten Meridianstreifen noch ein Überlappungsbereich von jeweils $30'$ (Festlegung von 1923) bzw. $10'$ (AdV-Beschluss von 1966) gebildet. Die Nummer des Meridianstreifens ergibt sich aus der Gradzahl des Mittelmeridians dividiert durch 3. Der Koordinatenursprung in einem Gauß-Krüger-Meridianstreifen wird durch den Schnittpunkt des Mittelmeridians mit dem Äquator definiert. Die Ordinate wird als Rechtswert (R) und die Abszisse als Hochwert (H) bezeichnet. Zur Vermeidung negativer Koordinatenwerte wird für den Mittelmeridian der Rechtswert mit 500 km festgesetzt. Zusätzlich wird dem Rechtswert die Meridianstreifennummer vorangestellt (quasi als 1.000-km-Wert).

Die UTM-Abbildung basiert auf denselben mathematischen Grundlagen wie die Gauß-Krüger-Abbildung und unterscheidet sich lediglich durch folgende Festlegungen:

- Die Abbildung erfolgt in 6° breiten Meridianstreifen, die auch als Zonen bezeichnet werden. Damit kann die gesamte Erde in 60 Zonen dargestellt werden.
- Zur Verringerung der durch die breiteren Abbildungsgebiete verursachten Verzerrungen wird der Mittelmeridian um den Faktor 0,9996 verkürzt.
- Die Überlappungsbereiche zwischen den Zonen betragen jeweils $30'$.
- Das Abbildungsgebiet wird auf den Bereich zwischen 84° nördlicher und 80° südlicher Breite begrenzt.

Bildlich kann man sich die UTM-Abbildung als transversalen Schnitzzylinder vorstellen (siehe Abb. 5.4). An den Schnittlinien zwischen Erdellipsoid und Zylinder ist die UTM-Abbildung längentreu. Diese Linien befinden sich ca. 180,5 km westlich und östlich des Mittelmeridians.

Die UTM-Zonen beginnen im Westen an der Datumsgrenze und werden nach Osten hin hochgezählt. Die UTM-Zone 1 liegt zwischen 180° und 174° westlicher Länge von Greenwich, ihr Mittelmeridian ist 177° westlich Greenwichs. Die ebenen UTM-Koordinaten werden mit East (E) und North (N) bezeichnet. Die East-Koordinate des Mittelmeridians wird auf 500 km gesetzt, außerdem wird noch die Zonen-Nummer (quasi als 1.000-km-Wert) vorangestellt.

Höhenbezugssysteme

Bei den Höhen besteht der Anspruch, die natürlichen Effekte an der Erdoberfläche durch das definierte Höhensystem möglichst realitätsnah zu beschreiben. Wasser soll der Schwerkraft folgend bergab fließen und eine stehende Wasserfläche denselben Höhenwert besitzen. Die Höhenbezugssysteme müssen deswegen physikalisch definiert werden, wobei die Höhenwerte auf sog. „Äquipotentialflächen“ oder „Flächen gleicher Schwerebeschleunigung“ bezogen sind. Letztlich sollen die physikalischen Höhenunterschiede die Potentialunterschiede im Erdschwerefeld darstellen.

Potentialunterschiede können mithilfe des geometrischen Nivellements unter Hinzuziehung von Schwerewerten an der Erdoberfläche ermittelt werden. Die daraus ableitbaren Potentialangaben nennt man „Geopotentielle Koten“, die in der Einheit m^2/s^2 angegeben werden und ein widerspruchsfreies, physikalisch definiertes Höhenbezugssystem bilden. Sie lassen sich mit verschiedenen Modellen in metrische Höhen überführen (siehe Abschnitt 5.1.4). Als Höhen- und Schwerebezugsfläche dient diejenige Äquipotentialfläche, die mit dem mittleren Meeresspiegel der Ozeane übereinstimmt. Diese unregelmäßige Fläche wird als „Geoid“ bezeichnet und kann mathematisch nicht exakt beschrieben werden.

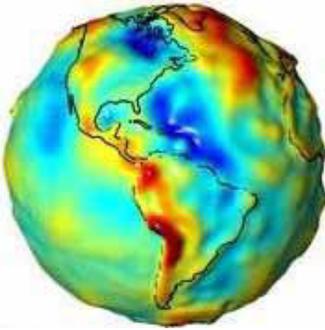


Abb. 5.5: Geoid (NASA 2009)

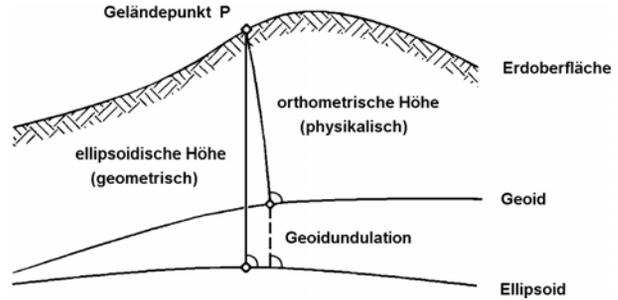


Abb. 5.6: Höhenbezugsflächen (HECKMANN 2009)

Die Höhenabweichungen des Geoides von der geometrischen Rechenfläche GRS80 liegen weltweit zwischen +90 m und –110 m, für Deutschland zwischen +35 m und +51 m. Diesen Abstand bezeichnet man als Geoidundulation, er ist gleichzeitig die Differenz zwischen der geometrisch definierten ellipsoidischen Höhe und der physikalisch definierten orthometrischen Höhe eines Punktes an der Erdoberfläche (siehe Abb. 5.6).

Die geometrischen und physikalischen Bezugssysteme wurden lange Zeit unabhängig voneinander realisiert. Durch die modernen satellitengestützten Positionierungsverfahren lassen sich diese beiden „Welten“ jedoch immer enger miteinander verbinden.

Maßeinheiten

Die für den geodätischen Raumbezug bedeutsamen Maßeinheiten sind nachfolgend kurz zusammengestellt (PERDIJON 1998).

Basiseinheiten

Länge (Meter): Das Meter (m) ist die Länge der Strecke, die Licht im Vakuum während einer Dauer von $1/299\,792\,458$ Sekunden zurücklegt.

Zeit (Sekunde): Die Sekunde (s) ist die Dauer von 9 192 631 770 Perioden der Strahlung, die dem Übergang zwischen den beiden Hyperfeinstruktur-niveaus des Grundzustands des Caesium-133-Atoms entspricht.

Ebener Winkel (Radiant): Der Radiant (rad) ist der ebene Winkel zwischen zwei Radien, zwischen denen auf einem Kreis ein Kreisbogen von der Länge des Radius liegt. Man verwendet auch den Vollwinkel, der 2π rad entspricht, das Gon ($1\text{ gon} = \pi/200\text{ rad}$) und das Grad ($1^\circ = \pi/180\text{ rad}$).

Thermodynamische Temperatur (Kelvin): Das Kelvin (K) ist der 273,16te Teil der thermodynamischen Temperatur des Tripelpunkts von Wasser. Benutzt wird auch die Celsius-Temperatur, die in Grad Celsius ($^\circ\text{C}$) ausgedrückt wird. Sie lässt sich aus der thermodynamischen Temperatur berechnen, indem man von dieser 273,15 subtrahiert.

Masse (Kilogramm): Das Kilogramm (kg) ist gleich der Masse des internationalen Kilogramm-Prototyps.

Abgeleitete Einheiten

Hierzu gehören die Fläche (m^2), das Volumen (m^3), die Geschwindigkeit (m/s), die Winkelgeschwindigkeit (rad/s), die Beschleunigung (m/s^2), die Frequenz (Hertz, $1 \text{ Hz} = 1/\text{s}$), die Kraft (Newton, $1 \text{ N} = 1 \text{ kg} \times \text{m/s}^2$) und der Druck (Pascal, $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$).

Für Schwerewerte (Betrag der Schwerebeschleunigung) ist intern auch die Einheit Galileo (gal) in Gebrauch ($1 \text{ gal} = 0,01 \text{ m/s}^2$). Dazu werden als Untereinheiten das Milligal ($1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ bzw. $10 \mu\text{m/s}^2$) und das Mikrogal ($1 \mu\text{gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$ bzw. 10 nm/s^2) verwendet.

5.1.2 Geodätisches Datum

Geodätische Raumbezugssysteme werden über das geodätische Datum festgelegt, das die relative Lagerung und Orientierung eines Koordinatensystems im Bezug zum Erdkörper bestimmt. Zusätzlich wird auch die Maßeinheit und die Bezugs- bzw. Rechenfläche festgelegt. Bei den physikalischen Bezugssystemen sind weitere Angaben zu den verwendeten Modellen und zur Reduktion der Messwerte erforderlich. Somit setzt sich das geodätische Datum – je nach Art des Bezugssystems – aus verschiedenen Elementen zusammen.

Bei den klassischen Lagebezugssystemen beinhaltet das Datum die Festlegung des Fundamentalpunktes (z. B. astronomisch bestimmte Koordinaten), der Rechenfläche einschließlich deren Lagerung, der Orientierung (z. B. astronomisch bestimmtes Azimut) und der Längenmaßeinheit (z. B. internationales Meter).

Bei den räumlichen 3-D-Bezugssystemen sind der Koordinatenursprung (z. B. das Geozentrum), die Orientierung der Koordinatenachsen (z. B. über die mittlere Erdrotationsachse und den Greenwich-Meridian) und die Längenmaßeinheit Bestandteile des geodätischen Datums. Ggf. kommt noch die Festlegung der Rechenfläche (z. B. mittleres Erdellipsoid GRS80) hinzu.

Bei den physikalischen Höhensystemen gehören zur Datumsfestlegung das Höhenmodell (z. B. Normalhöhen), die Lagerung der Höhenbezugsfläche (z. B. Quasigeoid durch Nullpunkt des Amsterdamer Pegels) und die Längenmaßeinheit.

Beim Schweresystem ist der Begriff „Datum“ nicht gebräuchlich, da die Schwerebeschleunigung an der Erdoberfläche unmittelbar absolut bestimmt werden kann. Allerdings müssen Schwerewerte georeferenziert werden, da sie sonst nicht weiter nutzbar bzw. reproduzierbar sind. Wichtig ist dabei der exakte Bezug auf ein Höhensystem, weil die Schwerkraft direkt vom Abstand zum Geozentrum abhängig ist. Der vertikale Schweregradient beträgt oberhalb der Erdoberfläche etwa $-0,3 \text{ mgal/m}$ (Freiluftgradient). Außerdem unterliegen die an der Erdoberfläche gemessenen Schwerewerte wegen der Erdzeiten periodischen Schwankungen, was bei der Definition des Schweresystems ebenfalls zu berücksichtigen ist.

Ein geodätisches Datum wird grundsätzlich indirekt über vermarktete Festpunkte an der Erdoberfläche realisiert (siehe auch Abschnitt 5.2). Die Definition und Realisierung einheitlicher geozentrischer Koordinatensysteme ist dabei erst durch die geodätische Nutzung globaler satellitengestützter Positionierungsverfahren – d. h. etwa ab 1960 – ermöglicht worden. Dazu gehört auch die Bestimmung eines entsprechend gelagerten mittleren Erdellipsoides als weltweit nutzbare Rechen- und Abbildungsfläche. Dieses wird so definiert,

dass es gleichzeitig als Niveauellipsoid für die Modellierung des Normalschwerefeldes der Erde – also für die geophysikalischen Belange – genutzt werden kann.

5.1.3 Historische Aspekte der Erdmessung

Bestimmung der Erdfigur

Die Bestimmung der Erdfigur ist eine der wichtigsten Voraussetzungen zur Definition des geodätischen Raumbezugs (vgl. Abschnitt 5.1.1). Aus dem Altertum ist die Erdmessung des ERATOSTHENES (um 220 v. Chr.) bekannt, der für die Erde eine kugelförmige Figur annahm und ihren Umfang mit etwa 37.000 km ermittelte. Bahnbrechend für alle späteren Arbeiten war jedoch die Entwicklung des Triangulationsprinzips durch den Niederländer Willibrord SNELLIUS (publiziert 1617). Dieser hatte eine Dreieckskette zwischen Alkmaar und Bergen op Zoom gemessen, die ihren Maßstab aus einer Basismessung mit Vergrößerungsnetz erhielt. Auf den nördlichen und südlichen Endpunkten der Dreieckskette wurde jeweils die astronomische Breite bestimmt. Diese erste klassische Gradmessung lieferte für einen Breitengrad eine Meridianbogenlänge von 107,3 km.

Im 17. und 18. Jahrhundert setzte die wissenschaftliche Diskussion über die Erdgestalt ein. HUYGENS und NEWTON stritten über ein an den Polen abgeplattetes Rotationsellipsoid (Oblatum) oder einen in Polrichtung gestreckten Rotationskörper (Oblongum). Zur Klärung der Frage wurden mehrere Meridianbögen gemessen (PICARD in Frankreich von 1683 bis 1718 sowie die beiden Expeditionen nach Lappland und Peru zwischen 1735 und 1745) mit dem Ergebnis eines an den Polen abgeplatteten Rotationsellipsoids (BIALAS 1982).

Ab 1750 begann die genauere Bestimmung des Erdellipsoids. Etwa 200 Jahre wurde nach dem von SNELLIUS entwickelten Prinzip mit einer immer stärkeren Verfeinerung der Messtechnik gearbeitet. Um 1950 begann die Ära der elektronischen Entfernungsmessung und ab 1960 das Zeitalter der Satellitengeodäsie. Beide Verfahren haben die Geodäsie und die Erdmessung revolutioniert, was sich auch in der Bestimmung immer genauerer Parameter für das Erdellipsoid widerspiegelt.

Tabelle 5.1: Ellipsoiddimensionen

Name	Jahr	a (m)	b (m)	f = (a – b)/a
Laplace	1802	6 376 614,400	6 355 776,500	≈ 1:306
Delambre	1810	6 376 985,000	6 356 323,871 5	1:308,646 5
Bessel	1841	6 377 397,155	6 356 078,962 8	1:299,152 812 85
Clarke	1880	6 378 249,200	6 356 514,998 4	1:293,466
Hayford	1909	6 378 388,000	6 356 911,946 1	1:297
Krassowsky	1940	6 378 245,000	6 356 863,018 8	1:298,3
WGS72	1967	6 378 135,000	6 356 750,520	1:298,26
GRS80	1979	6 378 137,000	6 356 752,314 14	1:298,257 222 101
WGS84	1984	6 378 137,000	6 356 752,314 245	1:298,257 223 563
PZ90	1990	6 378 136,000	6 356 751,361 75	1:298,257 839 303

Die in der Tabelle 5.1 unter WGS72, GRS80, WGS84 und PZ90 genannten Ellipsoide wurden unmittelbar als geozentrisch gelagerte, mittlere Erdellipsoide definiert. Alle davor bestimmten Ellipsoide dienten überwiegend als Rechen- und Abbildungsflächen für Lagebezugssysteme, die nicht auf das Geozentrum bezogen waren.

Vereinheitlichung der Längenmaßeinheiten durch die Meter-Definition

Bis zum Ende des 18. Jahrhunderts herrschte bezüglich der verwendeten Maße und Gewichte nicht nur in Deutschland eine ungeheure Vielfalt. Dies erschwerte neben dem gesamten Wirtschaftsleben auch den wissenschaftlichen Austausch. Durch die berühmte Gradmessung von DELAMBRE und MECHAIN zwischen Dünkirchen und Barcelona (1792-1798) wurde ein neues, aus den Erddimensionen abgeleitetes Längenmaß definiert, das Meter. Dieses Maß sollte dem 10-millionstel Teil eines Meridianquadranten entsprechen (ALDER 2003). Das neue „Meter“ wurde durch das französische Gesetz vom 10.12.1799 auf das dortige Vorgängermaß, die „Peru-Toise“ (auch „Toise de l'académie“ genannt) zu 864 Pariser Linien (P.L.), bezogen:

$$1 \text{ Meter} = 443,296 \text{ P.L.}$$

Damit war das Meter durch das sog. „legale Verhältnis“ auf die „Peru-Toise“ zurückgeführt, d. h.

$$1 \text{ Toise} = 864 \text{ P.L.} = (864/443,296) \text{ legale Meter} = 1,949 \text{ } 036 \text{ } 31 \text{ legale Meter.}$$

Die Bezeichnung „legales Meter“ dient als Unterscheidung zum späteren „internationalen Meter“, das bis 1960 durch einen Prototyp von 1889 repräsentiert wurde.

In der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde festgestellt, dass das internationale Meter signifikant vom legalen Meter der „Peru-Toise“ abwich, obwohl die ursprüngliche Meterdefinition nicht geändert wurde. Eine Ursache ist die materielle Instabilität des aus Platin gefertigten Archivmeters. Außerdem wurden bei verschiedenen in der Landesvermessung eingesetzten Kopien vom Archivmeter spürbare Längenabweichungen zu ihren ursprünglichen Komparatorwerten ermittelt. Aus umfangreichen Maßvergleichen hat HELMERT 1893 das legale Meter der Peru-Toise mit 13,355 ppm länger als das internationale Meter bestimmt. Für eine in legalen Metern ausgedrückte Entfernung ist der Betrag also um 13,355 ppm kleiner als für die Distanz der selben Strecke im internationalen Meter, sodass gilt:

$$1,000 \text{ } 000 \text{ } 000 \text{ Meter (legal)} = 1,000 \text{ } 013 \text{ } 355 \text{ Meter (international).}$$

In der preußischen Landesvermessung wurde dieser Umstand seitdem streng berücksichtigt, und der Logarithmus der Entfernung in der 7. Dezimalstelle um 58 Einheiten verändert. Auch die Dimensionen des Bessel-Ellipsoides von 1841 (siehe Tabelle 5.1) sind in der Längeneinheit „legales Meter“ ausgedrückt (LEDERSTEGGER 1956).

Heute wird das internationale Meter über die Lichtgeschwindigkeit festgelegt. Die aktuelle Meterdefinition der „Conférence Générale des Poids et Mesures (CGPM)“ in Paris vom 20. Oktober 1983 ist in Abschnitt 5.1.1 wiedergegeben. Damit ist die Längenmaßeinheit direkt an die Zeiteinheit gekoppelt; die Definition der Sekunde bildet nunmehr die Basis für die Festlegung des Längenmaßstabs in den geodätischen Raumbezugssystemen.