

GEODESIA

Enciclopedia Italiana - IV Appendice (1979)

di Antonio Marussi

GEODESIA (XVI, p. 589).

Sguardo generale. - Se la conoscenza delle fondamentali proprietà geometriche dello spazio tridimensionale nel quale hanno sede i fenomeni studiati dalla g.¹ già era patrimonio dell'antichità classica, il riconoscimento che questo spazio è permeato da campi di forze, l'identificazione del campo di forze gravitazionali sperimentabile sulla superficie della Terra con quello che vincola i corpi celesti, infine l'applicazione dell'analisi matematica allo studio della struttura di questi campi, sono tutti l'apporto del razionalismo post-rinascimentale e moderno.

Il possesso concettuale dello spazio ambiente nelle sue proprietà geometriche e fisiche fondamentali era dunque da tempo acquisito; ma tale acquisizione era il frutto di geniali intuizioni, di astrazioni, di pura speculazione matematica basate su pochi fatti naturali, assai più che della sperimentazione metodica. Dobbiamo giungere all'era attuale per assistere all'effettiva esplorazione dello spazio secondo i metodi della moderna ricerca sperimentale, mediante l'invio di radiazioni artificiali che l'attraversano, e con il lancio in esso di strumenti quali sonde spaziali e satelliti.

Come già all'inizio dell'evo moderno la conquista di nuovi spazi a seguito delle grandi scoperte geografiche preludeva allo sviluppo della moderna g., così ora la conquista materiale dello spazio tridimensionale, che possiamo far iniziare con il lancio, il 4 ottobre 1957, del primo *Sputnik*, segna un radicale rinnovamento di molti dei fondamenti teorici e di gran parte delle tecniche operative di questa disciplina fra le più antiche. Contribuiscono a questo rinnovamento gli enormi progressi tecnologici nei campi della ricerca spaziale, dell'elettronica, delle telecomunicazioni, della strumentazione, degli elaboratori elettronici, come vi contribuiscono gli accresciuti interessi per la conoscenza dell'ambiente terrestre e non ultimi quelli strategici.

Fa parte di questo rinnovamento l'estensione del campo di studi della g. ad altri corpi celesti, ai quali vengono applicati ove possibile i metodi di osservazione e di studio che le sono propri; particolare attenzione è rivolta alla Luna per la sua vicinanza e per la sua relativa accessibilità. La disciplina che applica i metodi geodetici alla Luna prende il nome di *selenodesia*.

Geodesia intrinseca. - Lo spazio tridimensionale della g. si differenzia da quello della geometria per la presenza in esso di un campo di forze che caratterizza in ogni punto una direzione privilegiata, quella della verticale, e uno scalare, l'intensità della gravità. Ne viene la scomposizione delle tre dimensioni dello spazio in due orizzontali e una verticale, che ha avuto un'influenza determinante della g. operativa classica dando luogo alle distinte operazioni della planimetria e dell'altimetria. Le necessità della cartografia e delle applicazioni all'ingegneria hanno condotto dopo ciò a rappresentare o a ridurre a un'unica superficie, quella del geoide o dell'ellissoide le grandezze osservate sulla superficie fisica della terra, e a trattare indipendentemente la dimensione verticale. Con l'avvento dell'era spaziale un siffatto procedimento che subordina una delle dimensioni dello spazio alle altre due, non è più rispondente e dev'essere sostituito anche nella g. operativa da altri, nei quali le tre dimensioni siano trattate unitariamente e a pari diritto.

Come già nel passato della g. la pura speculazione aveva percorso le realizzazioni sperimentali, anche in questo caso i principi teorici sono stati in notevole anticipo sulle possibilità della sperimentazione. Basti ricordare che la teoria del potenziale è antica di oltre due secoli, e che quasi altrettanto antico è il metodo delle perturbazioni della meccanica celeste, che ha consentito i maggiori risultati nello studio del campo gravitazionale terrestre dal moto inerziale dei satelliti artificiali. Notiamo tuttavia che la teoria del campo potenziale era basata sull'impiego di coordinate di natura geometrica, e perciò prive di realtà fisica e non accessibili alla misurazione diretta. Anticipando

¹ g. = Geodesia

l'avvento ormai imminente dell'era spaziale, fu presentata all'assemblea generale dell'Associazione internazionale di g. riunita a Oslo nel 1948 una teoria denominata *geodesia intrinseca*, nella quale il campo di gravità viene studiato facendo esclusivamente uso di coordinate definite intrinsecamente mediante grandezze fisiche insite nel campo stesso, e mediante l'uso di terne astronomiche ortonormali di riferimento aventi parimenti realtà fisica e accessibili perciò almeno in principio all'osservazione e alla misura (A. Marussi). Il sistema basato sull'uso delle coordinate intrinseche, latitudine e longitudine astronomiche Φ e Λ , e potenziale W , è olonomo, mentre il sistema basato sull'uso delle terne ortonormali di riferimento astronomiche Nord-Est-Zenit è anolonomo.

I principi e le applicazioni della g. intrinseca hanno dato luogo a una serie di studi e di ricerche oltre che da parte di A. Marussi, da parte di M. Hotine, autore di un trattato sull'argomento ormai divenuto classico, e da parte di E. Grafarend, F. Bocchio ed E. Livieratos, ai quali ultimi si deve in particolare lo studio dei sistemi anolonomi di coordinate geodetiche.

Il campo potenziale ellissoidale normale. - I principi della g. intrinseca possono essere applicati in particolare al campo potenziale ellissoidale U di P. Pizzetti - C. Somigliana assunto quale campo normale di confronto. Tale campo è univocamente determinato da un ellissoide di rotazione assunto quale una delle sue superfici equipotenziali, dalla massa gravitante GM in esso totalmente racchiusa, e dalla velocità angolare ω di rotazione. I classici problemi della g. ellissoidica, quale il problema di Legendre del trasporto delle coordinate, e il suo inverso, possono essere estesi immediatamente allo spazio tridimensionale con ciò che ora gli archi di geodetica ellissoidica saranno sostituiti da segmenti diretta, o da traiettorie ottiche o inerziali; e può venire istituito un diretto confronto fra grandezze geometriche e fisiche proprie del campo potenziale terrestre attuale W , e le omologhe grandezze del campo potenziale ellissoidico normale U , evitando così la complicazione delle riduzioni della g. classica. Il campo potenziale ellissoidico normale è stato definito dall'Associazione internazionale di g. nel corso dell'Assemblea generale di Lucerna nel 1967, ed è caratterizzato dai seguenti valori che lo determinano univocamente: $a = 6.378.160$ m; $GM = 398.603 \cdot 10^9$ m³ sec⁻²; $J_2 = 10.827 \cdot 10^{-7}$; $\omega = 7,292 115 1467 \cdot 10^{-5}$ rad sec⁻¹; ove a è il semiasse dell'ellissoide di base (ottenuto essenzialmente da triangolazioni e trilaterazioni terrestri), GM il prodotto della costante G della gravitazione per la massa totale M della Terra (ottenuto essenzialmente da misure di gravità), J_2 è il coefficiente della seconda armonica nello sviluppo del potenziale U in serie di funzioni sferiche: (ottenuto dal moto dei

satelliti artificiali), ω è la velocità angolare di rotazione della Terra (ottenuta da misure astronomiche) e finalmente θ è la colatitudine geometrica (Ass. intern. de géodésie, *Geodetic reference system 1967, 1970*). Notiamo che in M è compresa anche la massa dell'atmosfera; ma la definizione non tiene conto delle masse della Luna e del Sole che pure generano termini indipendenti dal tempo, invero assai piccoli, nel potenziale di marea lunisolare (A. Marussi e M. Bozzi Zadro). Sono grandezze derivate le seguenti:
 $b = 6.356.774,516$ m; $1/s = 298,247 167 427$; $U_0 = 6.263.703;052 3$ kgal•m; $\gamma_e = 978,031 845 58$ gal; $\gamma_p = 983,217 727 92$ gal; ove b è il semiasse polare dell'ellissoide e U_0 il potenziale di questo, $S = (a - b)/a$ lo schiacciamento, γ_e e γ_p la gravità all'equatore e al polo, rispettivamente.

Rappresentazione del campo potenziale attuale su quello normale. - Per istituire un confronto fra grandezze geometriche e fisiche effettivamente misurate nel campo attuale di gravità W e le omologhe grandezze del campo normale U al fine di utilizzare successivamente, com'è necessario nelle applicazioni, la metrica semplice di quest'ultimo, occorre stabilire una corrispondenza biunivoca fra i punti dei due campi; questa generalizza nello spazio a tre dimensioni i procedimenti classici usati in cartografia per la rappresentazione di superfici su superfici. Una siffatta corrispondenza può realizzarsi in maniera operativa per tutta la Terra, grazie all'impiego dei satelliti artificiali, imponendo che il centro di figura del campo ellissoidale venga a coincidere con il centro di gravità della Terra, e il suo asse di figura con l'asse di rotazione di questa. Dopo ciò si fanno corrispondere ai punti P del campo reale i punti Q del campo normale che hanno lo stesso potenziale e le stesse coordinate geodetiche di P . In questa corrispondenza la superficie fisica della Terra si trasforma nella superficie del "telluroide" (Hirvonen, 1961). La metrica del campo ellissoidale U è caratterizzata dalla forma quadratica che fornisce il quadrato dello spostamento elementare: in cui ρ e v sono rispettivamente il raggio di curvatura della sezione meridiana e la gran normale della superficie equipotenziale, γ il valore della gravità normale, $f = \partial \ln \gamma / \partial \varphi$, e φ e λ sono la latitudine e la longitudine normali o geodetiche. Indicando con ξ ed η le componenti della deviazione della verticale, con Δg e con ζ rispettivamente l'anomalia assoluta e relativa della gravità g , con T e con τ rispettivamente l'anomalia assoluta e relativa del potenziale W , si hanno le relazioni (cfr. XVI, p. 595; con simboli talora diversi): $\xi = \Phi - \varphi$, $\eta = (\Lambda - \lambda) \cos \varphi = \varepsilon \cos \varphi$, $\Delta g = g - \gamma$, $\zeta = \Delta g / \gamma$, $T = W - U$, $\tau = T / U$. Allora sussistono le seguenti cinque relazioni:
 Le relazioni b) e c) estendono allo spazio quella classica a) di Villarceau; la d) lega le anomalie di

potenziale alle anomalie di gravità, e rappresenta perciò l'equazione fondamentale della *g.* fisica, la *e)* infine esprime l'armonicità dell'anomalia di potenziale *T*.

Determinazione del campo potenziale attuale per mezzo delle misure di gravità. -

Parallelamente a quest'ordine di studi che, come si vede, tende a svincolare localmente le operazioni geodetiche da ogni riferimento fittizio, hanno fatto grandi progressi gli studi intesi a determinare con metodi integrali il campo potenziale attuale della Terra da misure di gravità sulla superficie di questa, utilizzando la già ricordata equazione fondamentale della *g.* fisica che lega le anomalie di potenziale alle anomalie di gravità.

La teoria istituita nel 1849 da G. G. Stokes dava la soluzione di questo fondamentale problema per il geoide, supposto poco differente da una sfera, nell'ipotesi che tutte le masse gravitanti fossero preventivamente trasferite nell'interno di esso; ma M. S. Molodenskii e la sua scuola hanno svincolato il problema da questa ipotesi, proponendosi di determinare l'anomalia *T* di potenziale non già a partire da valori fittizi assegnati sulla superficie del geoide, ma da valori effettivi misurati sulla superficie fisica della Terra. Importanti contributi a questa teoria sono stati portati da A. Bjerhammar, J. de Graaf Hunter, V. F. Eremeev, T. Krarup, J. J. Levallois, R. S. Mather, H. Moritz, L. P. Pellinen, M. I. Yurkina.

La necessità di una precisa determinazione dell'anomalia di potenziale è oggi in particolare sentita in relazione al problema di determinare la topografia della superficie oceanica. La superficie oceanica si scosta infatti da una superficie equipotenziale per valori che possono superare il metro, in conseguenza di variazioni di temperatura e di salinità nelle acque, e di effetti idrodinamici, barometrici e meteorologici. Diviene perciò critico il problema di conoscere la forma del geoide con l'esattezza di qualche decimetro, pari a quella con la quale ci si attende di poter determinare in futuro la topografia oceanica mediante satelliti; ciò anche perché dalla soluzione di questo problema discende la corretta definizione del livello medio dei mari, dalla quale alla loro volta dipendono le quote di tutti i caposaldi di livellazione su terraferma.

Poiché l'applicazione dei metodi integrali comporta la conoscenza di grandezze fisiche o geometriche estesa a tutta la Terra, conoscenza che è ben lontana dall'essere acquisita, l'attenzione dei geodeti si è rivolta in tempi recenti ai metodi statistici d'interpolazione e di estrapolazione (predizione) dei dati osservati. Quando nell'ipotesi della stazionarietà e dell'isotropia sia possibile valutare statisticamente le correlazioni esistenti fra le grandezze in esame, la predizione dei valori mancanti può essere fatta secondo il metodo detto della "collocazione" che

minimizza la varianza dei valori stimati nel senso della teoria dei minimi quadrati.

Recenti sviluppi della strumentazione geodetica. -

Agli sviluppi concettuali della *g.* verificatisi negli ultimi trent'anni si associano rilevanti sviluppi delle tecniche della misurazione, dell'acquisizione dei dati, della strumentazione; in particolare, sono apparse tecniche per la misurazione diretta delle distanze lungo traiettorie ottiche, e si è in conseguenza sviluppato il metodo della trilaterazione che viene ad aggiungersi al metodo classico della triangolazione e in parte lo sostituisce. La misura di distanze geodetiche spaziali viene espressa in termini di multipli e sottomultipli di lunghezze d'onda di radiazioni elettromagnetiche modulate comprese fra lo strumento emittente e un risponditore situato all'altro estremo della geodetica da misurare (metodo a confronto di fase); oppure in termini del tempo impiegato da un impulso elettromagnetico o ottico a percorrere la doppia distanza fra lo strumento emittente e il riflettore posto all'altro estremo (metodo a impulsi o radar). In ambedue i casi è determinante la conoscenza della velocità di propagazione della radiazione. (Per altre notizie si rinvia a telemetria elettronica, in questa Appendice).

Ancora nel campo delle grandezze geometriche è da ricordare la costruzione presso l'Istituto geografico militare di Firenze del prototipo operativo di una camera fotografica zenitale portatile che consente la determinazione simultanea della latitudine e della longitudine astronomiche con una sola ripresa fotografica (G. Birardi).

Notevolissimi sono stati gli sviluppi delle strumentazioni atte alla misurazione assoluta e d'interpolazione della gravità. Nella misurazione assoluta della gravità il classico metodo del pendolo reversibile, che comporta errori sistematici ben superiori a quelli accidentali, è stato completamente sostituito da quello della "caduta libera", reso oggi attuale dalla grande facilità ed esattezza con la quale si è in grado di misurare intervalli di tempo brevissimi.

Sono ormai classiche le esperienze effettuate in Inghilterra al *National physical laboratory* di Teddington da A. H. Cook con il lancio verticale di una sfera di vetro e la determinazione dei tempi di passaggio di questa in salita e in discesa rispetto a due soglie a distanza nota, e così le esperienze effettuate da A. Sakuma al *Bureau international des poids et mesures* di Parigi, registrando i tempi di salita e di caduta libere di un prisma retroriflettore che costituisce l'estremo mobile del braccio di un interferometro a luce coerente. J. E. Faller e J. A. Hammond negli SUA hanno costruito uno strumento portatile nel quale vengono parimenti registrati mediante il conteggio di frange d'interferenza i tempi di caduta di un prisma retroriflettore; ed è poi

ultimata presso il laboratorio di metrologia "G. Colonnetti" del CNR a Torino la costruzione di un gravimetro assoluto portatile che ripete l'esperienza di Sakuma. Tenuto conto dell'elevatissima precisione raggiungibile con questo strumento, valutabile a pochi miliardesimi del valore della gravità, il gravimetro potrà essere usato sia per stabilire riferimenti assoluti e per perfezionare i valori della gravità nelle stazioni fondamentali della rete gravimetrica mondiale, sia per ripetere periodicamente le misure in località opportunamente scelte al fine di mettere in evidenza variazioni della gravità nel tempo.

La misurazione relativa della gravità mediante pendoli è stata a sua volta resa obsoleta dalla misurazione d'interpolazione mediante gravimetri statici.

In questi strumenti il sensore è costituito da un bilanciere incernierato a un suo estremo, mantenuto in posizione orizzontale da una forza di richiamo elastica. Per ottenere la sensibilità voluta, il sistema è astatizzato, cioè portato in prossimità dell'equilibrio indifferente. La misura avviene riportando il bilanciere in una posizione prefissata applicando una forza elastica suppletiva controllata da una vite micrometrica, per mezzo della quale si ha la misura. Gravimetri statici muniti di registratore continuo sono largamente impiegati nella misura delle maree gravimetriche.

La necessità di coprire con misure di gravità le distese oceaniche e aree terrestri di difficile accessibilità, ha portato allo sviluppo di tecniche particolari per l'impiego di gravimetri statici a registrazione continua su navi e su aerei. Il gravimetro viene montato su di una piattaforma stabilizzata giroscopicamente; i dati in uscita dallo strumento vengono filtrati allo scopo di eliminare parte dei disturbi dovuti alla navigazione, e vengono corretti per le accelerazioni orizzontali sperimentate nel corso di questa, registrate da appositi accelerometri. I sistemi di navigazione a radio-onde, inerziali e mediante satelliti oggi disponibili consentono poi la determinazione continua della posizione, indispensabile fra l'altro per conoscere il moto relativo della nave o dell'aereo; questo moto interagisce infatti con quello di rotazione della Terra dando origine all'accelerazione complementare di Coriolis (effetto Eötvös) che si compone con l'accelerazione della gravità.

Impiego dei satelliti artificiali geodetici. - I satelliti artificiali hanno reso insostituibili servizi nella ricerca geodetica, per il fatto che, percorrendo orbite che inviluppano tutta la Terra, i loro contributi sono essenzialmente di carattere globale; i satelliti artificiali forniscono per questo quelle inquadrature a livello mondiale che sarebbero in pratica precluse con l'impiego dei soli metodi della g. classica. L'impiego dei satelliti artificiali in g. è duplice:

dinamico e geometrico.

Impiego dinamico

vengono studiate le perturbazioni del moto dovute agli scostamenti dalla simmetria sferica della distribuzione di densità nell'interno della Terra. Nell'ipotesi della simmetria sferica, l'azione gravitazionale sarebbe infatti identica a quella di tutta la massa concentrata nel centro, e il moto del satellite sarebbe kepleriano: l'orbita, di forma ellittica con il centro in uno dei fuochi, starebbe in un piano di giacitura fissa nello spazio. Per descrivere il moto del satellite in questo caso ideale occorrono cinque parametri indipendenti dal tempo, gli elementi kepleriani, che caratterizzano la geometria dell'orbita, oltre a uno dipendente dal tempo che fissa la posizione del satellite sull'orbita stessa. Per studiare il moto di un satellite intorno alla Terra reale conviene esprimere il potenziale gravitazionale di questa mediante una sommatoria di armoniche sferiche: dove $P_n(\cos \theta)$ e $P_{n,m}(\cos \theta)$ sono i polinomi di Legendre e funzioni ad essi associate, θ è la colatitudine, l la longitudine geometriche. I termini con coefficiente J_n rappresentano le armoniche zonali di grado n , che si annullano lungo le linee nodali costituite da n paralleli; esse descrivono le componenti del campo con simmetria di rotazione intorno all'asse polare: con n pari quelle con ulteriore simmetria rispetto al piano equatoriale, quelle con n dispari con antisimmetria rispetto a questo. I termini con coefficiente $J_{n,n}$ e $K_{n,n}$ rappresentano le armoniche settoriali le cui linee nodali sono costituite da n meridiani. Infine, i termini con coefficiente $J_{n,m}$ e $K_{n,m}$ ($0 < m < n$) rappresentano le armoniche tesserali di grado n e ordine m , le cui linee nodali sono costituite da $n-m$ paralleli e m meridiani.

Il termine principale, GM/r , nell'espressione del potenziale V rappresenta il contributo di tutta la massa della Terra supposta concentrata nel suo baricentro assunto quale origine, e corrisponde dunque all'ipotesi della simmetria sferica; gli altri termini della sommatoria descrivono gli scostamenti da tale simmetria. Il termine preponderante fra questi è quello con coefficiente J_2 , che descrive la parte maggiore dello schiacciamento polare della Terra: esso dà un contributo che, valutato sulla superficie della Terra, è di poco superiore a un millesimo del termine principale. Il contributo di ciascuno degli altri termini è assai più piccolo, dell'ordine del milionesimo.

Quando, come nel caso in esame, gli scostamenti del campo potenziale attuale rispetto a un campo centrale sono piccoli, conviene seguire nella descrizione del moto del satellite il metodo delle perturbazioni, trattando ancora il moto come se questo fosse kepleriano con elementi peraltro funzioni del tempo anziché fissi. I valori di questi elementi a ogni istante caratterizzano il moto

kepleriano osculatore.

Le armoniche zonali di grado pari, dovute allo schiacciamento della Terra, generano moti secolari del nodo e del perigeo; quelle di grado dispari, variazioni periodiche a lungo periodo dell'inclinazione e dell'eccentricità dell'orbita. Assai più complessi sono gli effetti indotti nel moto dalle armoniche settoriali e tesserali che possono venir studiati dall'osservazione di perturbazioni su singoli tratti dell'orbita, o valendosi di "risonanze" che si verificano quando il satellite compie un numero intero di rivoluzioni nel corso di un giorno siderale e ripassa quindi periodicamente sulle stesse regioni.

Impiego geometrico

I satelliti artificiali hanno qui la funzione di vertici trigonometrici osservati simultaneamente con varie tecniche da più stazioni fisse a terra. Nel metodo della "triangolazione stellare" proposto dal geodeta finlandese Y. Väisälä, l'osservazione avviene fotografando il satellite sullo sfondo del cielo stellato, con che risultano eliminati gli effetti della rifrazione atmosferica; il confronto fra posizione dell'immagine del satellite sulla lastra fotografica e quella delle stelle vicine consente di determinare nel riferimento astronomico la direzione assoluta secondo la quale il satellite era visto all'istante della ripresa.

L'osservazione simultanea dello stesso satellite da due stazioni a terra determina dunque una giacitura assoluta. Ripetendo l'operazione per una posizione diversa del satellite, si determina una seconda giacitura la cui intersezione con la precedente fornisce la direzione assoluta della congiungente le due stazioni di osservazione. Applicando il procedimento a più stazioni a due a due fra di loro collegate, è così possibile inscrivere nel corpo della Terra un poliedro avente le stazioni per vertici, i cui spigoli hanno direzioni assolute note. Il dimensionamento di tale poliedro è poi ottenuto con misure geodetiche eseguite sulla superficie della Terra.

Se le operazioni di triangolazione stellare corrispondono in qualche modo alle classiche operazioni di triangolazione, il metodo della trilaterazione trova il suo parallelo nella misurazione diretta delle distanze fra stazioni a terra e satelliti muniti di retroriflettori mediante litar (radar ottico a laser). Poiché il fascio laser trasmesso ha un'apertura ridottissima allo scopo di concentrare l'energia disponibile, questo metodo richiede un inseguimento del satellite con precisione molto spinta. Di fronte alle notevoli difficoltà di realizzazione del telemetro in sé e della torretta d'inseguimento, sta l'elevata esattezza conseguibile nelle misure, che rende il sistema particolarmente adatto allo studio dei moti propri della Terra, della deriva dei continenti, dei moti relativi di blocchi tettonici, nonché alla telemetria di alta precisione dei satelliti destinati, per es., allo studio della topografia oceanica. Il potere

risolutivo dei telemetri a laser è attualmente dell'ordine del metro, ma è previsto che esso giunga nel prossimo futuro a pochi centimetri. Crescente applicazione in g., perché operante indipendentemente dalle condizioni di luce e meteorologiche e perché totalmente automatizzato e autonomo, è il metodo basato sull'effetto Doppler. Allo scopo il satellite è munito di un'emittente continua di onde elettromagnetiche a frequenza rigorosamente stabilizzata, che vengono ricevute dalle stazioni a terra. L'effetto Doppler consente la misura diretta della velocità radiale del satellite che, integrata nel tempo, fornisce istante per istante la distanza fra stazione e satellite lungo un arco della sua orbita, a meno di una costante additiva. L'osservazione di più passaggi del medesimo, o di più satelliti, consente dopo ciò di ottenere le coordinate spaziali della stazione a terra riferite a un sistema geocentrico, nell'ipotesi che le effemeridi del satellite siano conosciute con il necessario rigore. Apparecchiature che utilizzano l'effetto Doppler sono state realizzate anche in Italia dall'Istituto ricerche onde elettromagnetiche del CNR, a Firenze. Le precisioni conseguibili sono dell'ordine di pochi metri nelle tre coordinate, e ciò a meno di un'incertezza di una parte su di un milione che sussiste tuttora nella scala delle orbite dei satelliti.

Stato e Prospettive della ricerca in geodesia.

- Al fine di unificare su scala mondiale i valori della gravità, l'Associazione internazionale di g. ha istituito nel 1971 la *rete gravimetrica internazionale normale* (IGSN 71) che fornisce il valore della gravità per 473 stazioni fondamentali distribuite su tutto il globo. Tale rete deriva da 25.000 collegamenti gravimetrici effettuati con pendoli e con gravimetri, e si appoggia a 8 stazioni dove è stata effettuata la misura assoluta della gravità. A seguito delle più recenti misure il valore fondamentale della gravità a Potsdam deve essere diminuito di 14,0 mgal e portato quindi a 981,260 gal (C. Morelli).

Lo sviluppo dei gravimetri ha consentito una vasta e dettagliata copertura di molte aree con misure di gravità. La Commissione geodetica italiana ha pubblicato la Carta gravimetrica d'Italia alla scala di 1:1.000.000, che deriva da misure effettuate con la densità minima di una stazione per 100 km²; l'Osservatorio geofisico sperimentale di Trieste ha coperto con misure di gravità effettuate su nave i bacini dei mari italiani e di tutto il Mediterraneo da Gibilterra al meridiano 27° E.

Acquista crescente interesse lo studio delle variazioni secolari della gravità, che si prevedono nell'ordine di alcuni microgal per anno, anche in conseguenza di variazioni nella velocità di rotazione della Terra (Yu. D. Boulanger).

Nel campo delle livellazioni, le reti di livellazione dell'Europa centro-occidentale sono state unificate in un solo sistema che consente fra l'altro il confronto

fra i livelli marini sulle coste del Mare del Nord, dell'Oceano Atlantico e del Mediterraneo. Sono parimenti progrediti in varie parti del mondo gli studi di dettaglio sul geode. In Italia sono state recentemente osservate oltre 180 stazioni foto-astronomiche per la determinazione delle deviazioni della verticale con l'apparecchiatura astrofotografica di cui si è fatto cenno.

Rientra fra i compiti storicamente assegnati alla g. lo studio dei "movimenti liberi" e delle "deformazioni forzate" del corpo della Terra. Ai primi appartiene il suo moto d'insieme rispetto all'asse istantaneo di rotazione, che dà luogo al fenomeno della variazione delle latitudini o del moto del polo. Tale fenomeno è seguito dal Servizio internazionale delle latitudini istituito verso lo scorcio del secolo scorso su proposta avanzata nel 1883 dall'astronomo italiano E. Fergola, e il cui ufficio centrale fu affidato all'Italia dal 1935 al 1962 sotto la direzione del prof. L. Carnera dapprima e del prof. G. Cecchini poi. Il servizio comprende cinque stazioni astronomico-geodetiche disposte lungo il parallelo di $39^{\circ} 08' N$, delle quali una si trova a Carloforte (Sardegna), una nell'URSS, una in Giappone, due negli SUA. Compito di queste stazioni è di determinare giornalmente mediante strumenti astronomici visuali o fotografici la latitudine, al fine di studiarne le variazioni nel tempo; ma oggi il servizio è integrato da osservazioni su satelliti artificiali effettuate mediante il metodo Doppler o mediante telemetri a laser.

Alle deformazioni forzate del corpo della Terra appartengono le maree terrestri, il cui studio ha avuto grande impulso dall'Anno geofisico internazionale 1957-58, seguito dal Progetto del mantello superiore (1962-70) e dal Progetto geodinamico tuttora in atto, promossi dall'Unione internazionale di g. e geofisica. In Italia ha trovato particolare sviluppo lo studio delle flessioni della crosta terrestre causate dai carichi variabili delle acque oceaniche, che rappresenta un capitolo particolare nel quadro delle maree terrestri (M. Bozzi Zadro e C. Chiaruttini).

Storicamente furono le misure geodetiche della gravità e delle deviazioni della verticale a permettere la formulazione della teoria isostatica e una prima ipotesi quantitativa sulla struttura profonda della crosta terrestre e quindi sul meccanismo dell'orogenesi. A questi interessi della g. nel campo della geodinamica viene ad aggiungersi lo studio dei movimenti recenti della crosta terrestre, che possono essere seguiti con i metodi geodetici delle livellazioni, delle triangolazioni, delle trilaterazioni ed eventualmente in futuro mediante l'impiego della telemetria di precisione su satelliti artificiali. Questi studi vengono condotti anche al fine più immediato della previsione dei terremoti; ricordiamo che in essi rientra lo studio del fenomeno della subsidenza di Venezia e del delta padano.

Mediante i satelliti artificiali, si sono realizzati tre fra i maggiori progetti di studi geodetici. Il primo (fig.1) è quello svolto fra il 1966 e il 1973 dalla *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) degli SUA, applicando i principi della triangolazione stellare, e utilizzando il satellite a pallone PAGEOS (*Passive Geodetic Satellite*) posto in orbita a un'altezza media di 4200 km. La rete di triangolazione spaziale realizzata, che copre la Terra, comporta 45 vertici di cui uno si trova in Italia, presso Catania. Il dimensionamento della rete è ottenuto dalla misura di 6 dei suoi lati mediante poligoni telemetrici, di cui quella Tromsø (Norvegia) - Catania interessa in tutta la sua lunghezza l'Italia. La Commissione geodetica italiana ha patrocinato la misura del tratto italiano di questo lato, eseguita dall'Istituto geografico militare di Firenze.

La Commissione geodetica italiana ha del pari patrocinato la partecipazione dell'Italia al programma di raffittimento di questa rete spaziale sull'Europa centro-occidentale. I vertici italiani sono quelli di Villa Opicina (Trieste), Oria, Cagliari e Catania. Le misure ottenute in Italia con il metodo stellare sono state integrate da misure con il metodo Doppler di cui si è fatto cenno, da parte dell'Istituto ricerche onde elettromagnetiche di Firenze.

Gli altri due progetti consistono nella formulazione di modelli matematici del campo di gravità terrestre espressi mediante coefficienti numerici di armoniche sferiche. Questi modelli sono ottenuti avvalendosi dell'impiego combinato dei metodi dinamico e geometrico, con il completamento di dati derivanti da misure gravimetriche al suolo.

Il primo modello, denominato Smithsonian Standard Earth III fu pubblicato dallo *Smithsonian Astrophysical Observatory* nel 1973; esso è frutto di 15 anni di osservazioni di 25 satelliti geodetici.

Il secondo modello, denominato GEM 6, fu pubblicato nel 1976 dal *Goddard Space Flight Center* e si basa sull'osservazione di 27 satelliti; esso include anche le osservazioni fatte dalla NOAA di cui è detto.

La fig. 2 rappresenta il geode con curve di livello distanziate di 2 m, ottenuto dalla combinazione del modello GEM 6 con le ondulazioni geoidiche locali calcolate mediante la formula di Stokes dalle anomalie della gravità a terra.

Assegnato un modello, è viceversa possibile ottenere da esso i grandi lineamenti del campo gravimetrico. La fig. 3 rappresenta, con curve equidistanti 10 mgal, i valori delle anomalie della gravità in superficie ottenuti dal modello Smithsonian Standard Earth III. La scarsa correlazione fra morfologia della crosta e le anomalie della gravità così ottenute prova che l'origine di queste è da ricercare nel mantello terrestre, e non nella crosta.

Pur lasciando una larga arbitrarietà nelle possibili distribuzioni di densità che lo generano, la

conoscenza del potenziale esterno della Terra permette tuttavia di determinare univocamente un'estesissima classe di parametri comuni e tali distribuzioni, parametri detti "stokesiani". Fra questi sono le coordinate del baricentro, la massa gravitazionale GM , le differenze fra i momenti principali d'inerzia, i prodotti d'inerzia. Nel caso della simmetria di rotazione, detti C e A rispettivamente i momenti d'inerzia polare ed equatoriale, si ha $J_2 = (C - A)/(Ma^2)$. La determinazione dei momenti d'inerzia separatamente richiede in più la conoscenza del moto della Terra intorno al proprio baricentro, causato da sollecitazioni dinamiche esterne conosciute; tale è il moto di precessione degli equinozi dovuto alla coppia gravitazionale che la Luna e il Sole esercitano sul rigonfiamento equatoriale. La precessione è infatti proporzionale al rapporto $H - (C - A)/C$, detto "schiacciamento dinamico". Nella teoria dell'equilibrio dei pianeti fluidi rotanti, i cui fondamenti risalgono ad A. C. Clairaut (1713-1765), si dimostra che nell'ipotesi dell'equilibrio idrostatico questo rapporto è quasi-stokesiano. Ciò consente di dedurre dallo schiacciamento dinamico H lo schiacciamento geometrico s , e di confrontare il valore così calcolato con quello che si ottiene dalle perturbazioni nel moto dei satelliti artificiali. Mentre quest'ultimo valore è $s = 1/298,25$, l'omologo valore dedotto da H è $s = 1/299,67$. La differenza, per quanto piccola, è significativa, e deve perciò attribuirsi a difetto di equilibrio idrostatico nell'interno della Terra. Ciò comporta scostamenti dell'ordine di 50 m fra superfici di ugual pressione e di ugual densità, e la presenza in essa di sforzi di taglio valutabili a un massimo di $2 \cdot 10^7$ dine/cm². È attualmente allo studio da parte dell'Associazione internazionale di g. e di quella di sismologia e fisica dell'interno della Terra un modello della Terra nel quale la distribuzione della densità e dei parametri elastici sia in accordo con il potenziale ellissoidale normale all'esterno, con lo schiacciamento dinamico, con la distribuzione in profondità della velocità delle onde sismiche, e con le frequenze osservate nelle oscillazioni libere della Terra eccitate dai maggiori terremoti. È evidente che quanto più è bassa l'orbita di un satellite, tanto più questo risente delle anomalie del campo e può fornire informazioni su queste; ma è altresì evidente che le orbite basse sono anche quelle maggiormente disturbate dalla resistenza al moto opposta dall'atmosfera terrestre. Ci si attendono per questo progressi nelle conoscenze della struttura fine del campo potenziale terrestre dall'impiego di satelliti con orbita bassa sottratti alla resistenza dell'atmosfera (*drag free satellites*), in combinazione con l'impiego della telemetria radar e Doppler fra satellite e satellite. Questa, avendo luogo nel vuoto, può infatti assicurare precisioni elevatissime nelle

misure.

Fra i programmi futuri è previsto il lancio da parte degli SUA entro il 1985 di tre satelliti atti a determinare fra l'altro mediante radioaltimetri la topografia della superficie oceanica con una precisione dell'ordine di qualche decimetro; il primo satellite di questo tipo denominato GEOS C (*Geodynamics Experimental Ocean Satellite*) è già in orbita dall'aprile 1975 nel quadro del programma EOPAP (*Earth and Ocean Physics Application Program*).

Le precisioni raggiunte dopo l'avvento dell'era spaziale, e quelle molto più spinte prevedibili nel futuro, pongono il problema di definire in modo operativo un sistema assoluto di coordinate terrestri alle quali riferire il moto della Terra nel suo insieme, quello dei satelliti artificiali, e gli spostamenti relativi dei continenti e delle unità tettoniche.

Un capitolo nuovo della g. è quello della g. *cinematica* che si propone di separare gli effetti dovuti ad accelerazioni di origine cinematica da quelli dovuti all'accelerazione gravitazionale. Tale capitolo ha un'importanza del tutto particolare nella navigazione inerziale, e nell'applicazione allo studio del campo potenziale terrestre di strumenti quali i gradiometri i quali, misurando le derivate spaziali del vettore di gravità, sono insensibili alle accelerazioni di origine cinematica (H. Moritz).

Risultati di grande interesse geodetico sono attesi da tecniche nuovissime quali la telemetria lunare e la radiointerferometria stellare (*Very Long Base Interferometry*).

La telemetria lunare mediante laser a impulsi è resa ora possibile dalla presenza sulla superficie lunare di 3 retroriflettori deposti dalle missioni americane *Apollo*, e di uno deposto dalla missione *Lunakhod* sovietica. Dalle misure di distanza, che attualmente vengono effettuate con una precisione di 50 cm circa, ci si attendono risultati d'interesse geodetico quali la determinazione di coordinate geocentriche terrestri, della velocità di rotazione della Terra, delle maree terrestri, del moto del polo.

Nella radiointerferometria stellare i segnali emessi da ben individuate radiosorgenti stellari vengono osservati simultaneamente da più radiotelescopi situati a grande distanza reciproca, e le osservazioni vengono fra di loro correlate. Ciò fornisce la proiezione della corda che unisce le stazioni, sulla perpendicolare al fronte d'onda dei radiosegnali, fronte che per la grande distanza della sorgente può considerarsi piano. Precisioni dell'ordine di 20 cm su distanze di 4000 km già sono state realizzate, ma ci si attendono in futuro precisioni molto superiori che renderebbero il metodo applicabile anche a basi più corte.