

سازمان اسناد و کتابخانه ملی
جمهوری اسلامی ایران

جزوه ژئودزی یک کا رشناسی نقشه برداری

دکتر نجفی

ریال

قیمت آزاد

ریال

قیمت بالیست آموزش

انشارات و اسکنده نقشه برداری

قدردانی و تشکر

مجموعه حاضر ترجمه فصول ۱، ۵، ۶، ۷، ۸ و ۹ کتاب مفاهیم ژئودزی نوشته آقایان دکتر

Vanicek و Krakiwsky است که توسط استاد ارجمندم جناب آقای **دکتر نجفی**

بعنوان مرجعی برای درس ژئودزی ۱ دوره کارشناسی نقشه برداری تهیه گردیده است.

از آنجائیکه استفاده از نسخه اصلی موجود این مجموعه که مزین به دست خط جناب آقای مهندس نجفی می باشد در اثر تکثیرهای متوالی عملاً دشوار بود، دو تن از دانشجویان بنامهای آقایان ضرغام بهادری و محمد بابک درودیان تفرشی قبول زحمت فرموده و نسخه اصلی را توسط کامپیوتر حروفچینی و صفحه آرائی نموده اند تا با چاپ جدید در اختیار دانشجویان قرار گیرد. از این جهت اینجانب به سهم خود از آنان صمیمانه تشکر نموده و توفیق ایشان را از خداوند متعال مسئلت دارم.

از کمکهای بی دریغ و خالصانه آقای رحمان تحفه مسئول محترم انتشارات دانشکده عمران دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی در تهیه و تکثیر این مجموعه که در جای جای آن دقت و ظرافت خاص ایشان مشهود است قلباً سپاسگزار بوده و موفقیت ایشان و دیگر همکارانشان را آرزو مندم.

از آنجائیکه در تهیه این جزوه سعی بر آن بوده است که هیچگونه دخل و تصرفی در نسخه اصلی صورت نگیرد، از کلیه عزیزانی که با دقت نظر به اختلافات یا اشکالات احتمالی پی می برند استدعا دارم تا بر بنده منت گذاشته و موارد را جهت تصحیح نسخ بعدی بنحو مطلوب به اطلاع برسانند.

محمد رجبی

آبانماه ۱۳۷۲

فهرست

۱	فصل اول - تاریخچه ژنودزی
۲	۱ - ۱ - شروع تاریخی ژنودزی
۷	۱ - ۲ - شروع علمی ژنودزی
۱۱	۱ - ۳ - ژنودزی در خدمت نقشه برداری
۱۳	۱ - ۴ - ژنودزی دوران اخیر
۱۵	فصل پنجم - زمین و حرکات آن
۱۶	۱ - ۵ - حرکت سالیانه زمین
۱۷	۲ - ۵ - دوران زمین، پرسشن (Precession) و نوتیشن (Nutation)
۲۲	۳ - ۵ - نوتیشن آزاد (Free Nutation) زمین
۲۶	۴ - ۵ - مشاهدات حرکت قطبی و تغییرات سرعت زاویه ای دوران
۳۰	فصل ششم - زمین و میدان ثقل آن
۳۱	۱ - ۶ - میدان ثقل
۳۷	۲ - ۶ - انامولی جاذبه
۴۳	۳ - ۶ - پتانسیل ثقل
۴۹	۴ - ۶ - ژنوتید و انحرافات قائم
۵۸	فصل هفتم - زمین، شکل و اندازه آن
۵۸	۱ - ۷ - شکل واقعی زمین
۶۶	۲ - ۷ - ژنوتید به عنوان شکل زمین
۷۲	۳ - ۷ - بیضوی دورانی (دو محوری) به عنوان شکل زمین
۸۱	۴ - ۷ - اشکال ریاضی دیگر زمین

۸۷ فصل هشتم - زمین و تغییر شکل زمانی آن

۸۸ ۱ - ۸ - پدیده جذر و مد

۹۶ ۲ - ۸ - تغییر شکل حاصل از افزایش یا کاهش بار پوسته زمین (Custal Isidig Deformation)

۱۰۶ ۳ - ۸ - تغییر شکل های تکتونیکی (Tectonic deformation)

۱۱۱ ۴ - ۸ - تغییر شکل ساخت بشر و دیگر تغییر شکل ها

۱۲۰ فصل نهم - زمین و اتمسفر آن

۱۲۰ ۱ - ۹ - بعضی خصوصیات فیزیکی اتمسفر

۱۲۵ ۲ - ۹ - انتشار امواج در اتمسفر و آب

۱۳۴ ۳ - ۹ - تغییرات لحظه ای اتمسفر

۱۳۷ ۴ - ۹ - میدان جاذبه حاصل از اتمسفر

فصل اول

تاریخچه ژئودزی

از زمانی که بشر به صورت موجود متفکری در آمد فراگیری درباره زمین را شروع کرد. پدیده‌های طبیعی مختلف که بشر آنها را با ترس و تعجب مشاهده کرد مسئول طرز رفتار و باورها و عادات آینده وی شد. اینها بنویه خود مشوقی برای تفهیم بهتر آناری شد که از فرهنگ و تمدن‌های خیلی اولیه بجای مانده است. آناری که نشان دهنده درک بسیار عمیق سازندگان آنها از بعضی از پدیده‌های طبیعی است و تا امروز به صورت یادگارهایی نظیر کتیبه‌های سنگی در والت شایر انگلستان جنوبی و اهرام مصر و ساختمان‌ها و شهرهای ساخته شده به وسیله بومیان امریکای مرکزی و تقویم‌ها و غیره باقی مانده‌اند. این پدیده‌های طبیعی اغلب ارتباط بسیار نزدیکی با اندازه، شکل و میدان جاذبه زمین و تغییرات زمانی آن دارند و برای درک این ارتباطات به یک مقدار معلومات ژئودزی احتیاج است.

قرن‌های متمادی در گذشته تنها راه کسب معلومات درباره شکل زمین راه مشاهدات خورشید، ماه، سیارات و ستارگان یعنی راه نجوم بود.

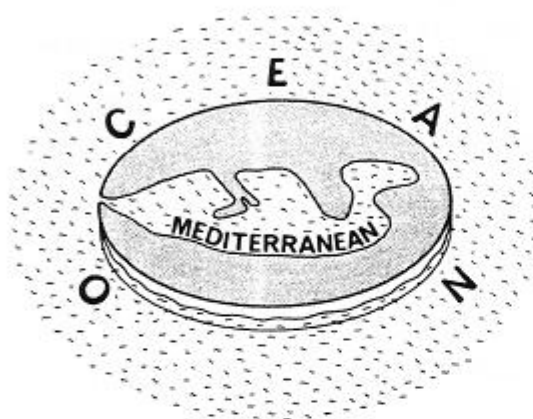
بنابراین با توسعه نجوم دست آوردهای ژئودزی دست به دست گشت. ژئودزی مثل نجوم جزء قدیمی‌ترین علوم است و بدون شک قدیمی‌ترین علوم زمین است.

مدارک کمی از نتایج کارهای ژئودزی قدیمی‌ترین تمدن‌ها نظیر سومری‌ها، مصری‌ها و چینی‌ها بجای مانده است. بنا به شواهد زیادی آنها دست کم مشاهدات خیلی دقیقی از حرکت‌های اصلی زمین داشته‌اند. تاریخچه ژئودزی را از دوران یونان از زمان اولین مفاهیم ثبت شده از کارهای ژئودزی شروع می‌کنیم داستانی که از تاریخچه ژئودزی در زیر بیان می‌شود در بیشتر قسمت‌ها ناچاراً متأثر از تصورات نویسنده است. برای مطالعه بیشتر واقعیات و تاریخ‌هایی که در زیر به آنها اشاره نشده است. می‌توانید به کتاب Asimor [1972] مراجعه کنید. در این فصل برای تشریح حوادث ژئودزی از بیان مدرن استفاده شده است که در زمان خود ممکن بود گمراه کننده باشد. اتخاذ روشی غیر از این موجب صرف صفحات زیادی برای بازگو کردن تاریخچه ژئودزی می‌شود.

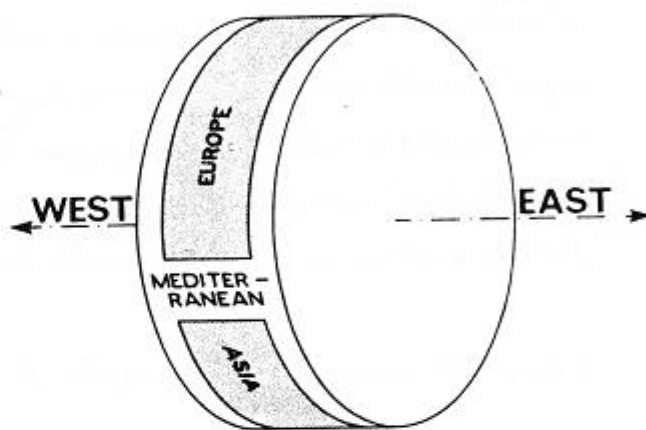
این فصل به چهار قسمت زمان‌بندی شده تقسیم می‌شود. اولین قسمت حوادث ژئودزی را از زمان تالس (Thales) تا سقوط امپراتوری روم بیان می‌کند. قسمت دوم شامل حوادث مربوط به قرون وسطی و دوره رنسانس و شروع دوران استولاسیون تا اواسط قرن هیجدهم مقارن با قبول تئوری جاذبه عمومی نیوتن (Newton) می‌باشد. قسمت سوم حوادث مربوط به دویست سال بعد را تا پایان جنگ جهانی دوم که مقارن با قبول تئوری جاذبه انشتین (Einstein) بود می‌پوشاند. آخرین قسمت، قسمت چهارم، اختصاص به پیشرفت‌های اخیر علم ژئودزی در تقریباً چهل سال گذشته دارد.

۱-۱- شروع تاریخی ژئودزی

در دوران یونان ژئودزی به صورت یک موضوع داغ باب روز شده بود به طوری که تعدادی از بهترین نسخه های زمان تمام انرژی خود را صرف آن کرده بودند. اولین عقیده ثبت شده در زمینه ژئودزی منسوب به تالس (۶۲۵ تا ۵۴۷ قبل از میلاد) بنیانگذار مثلثات از شهر میلئوس (Miletus) می باشد. تصور نامبرده این بود که زمین به شکل یک جسم دیسک مانند و شناور در یک اقیانوس بیکران است. تعبیر نویسنده از تصور فوق در شکل شماره ۱-۱ نشان داده شده است.



شکل ۱-۱



شکل ۱-۲

آناگز ماندنر (Anaximander ۶۱۱ تا ۵۴۵ قبل از میلاد) از شهر میلئوس، هم عصر تالس، باور داشت که زمین مسطح ولی دارای شکل استوانه ای است (شکل ۱-۲)، شکل ۱-۲ نیز نشان دهنده تعبیر نویسنده از عقیده آناگز ماندنر ارائه شده در کتاب [Asimor 1972] می باشد. وی اولین کسی بود که راجع به یک کره سماوی صحبت کرد. این عقیده قرون متمادی در افکار منجمین نفوذ داشته و هنوز هم در نجوم موضعی صحبت از کره سماوی است. آناگز ماندنری، (شاگردان آناگز ماندنر) تغییراتی در طرح تالس دادند بدین صورت که زمین را هم جسم شناوری در دریای محدود که به وسیله هوای فشرده در فضا نگهداشته شده است فرض کردند کتاب (Brown 1949) این عقیده توسط نویسنده در شکل ۱-۳ نشان داده شده است.

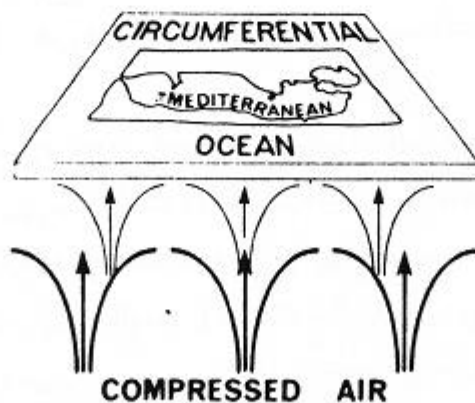


FIG. 1.3. Authors' modification of Brown's interpretation of Anaximenes's earth.

شکل ۱-۳

یاد گرفته بود. هراکلیدس (Heraclides) (۳۸۸ تا ۳۱۵ قبل از میلاد) عنوان کرد که دست کم زمین. مرکوری و ونوس دور خورشید می گردند و بدین وسیله نظریه یک قرن گذشته فیلولاس را تغییر داد. وی همچنین در مورد حرکت زمین بدور محورش فکر می کرد.

اولین اشاره به امکان وجود جاذبه در زمین از طرف ارسطو (Aristotle) (۳۸۴ - ۳۲۲ قبل از میلاد) بود. علاوه بر آن وی اولین بیان مدلل را برای کرویت زمین ارائه داده که تا کنون پابرجاست. علاقه ارسطو به جاذبه مورد علاقه استراتو (Strato) (متولد ۳۴۰ قبل از میلاد) نیز واقع شد ولی بعد از وی تا دوره رنسانس کسی سراغ جاذبه نرفت. پیتاس (Pytheas) (متولد ۳۰۰ قبل از میلاد) به نقش اجرام سماوی در ایجاد جذر و مد دریاها مشکوک شد اما به علت عدم وجود اطلاعات کافی نتوانست آن را به جاذبه مادی ربط دهد.

با مورد قبول واقع شدن کرویت زمین مدتی لازم بود تا یک سیستم مختصات مناسب برای بیان ریاضی شکل مورد قبول معرفی شود. این کار بلاخره توسط دیکارچس (Dicæarchus) (وفات در ۲۸۵ قبل از میلاد) انجام شد. وی سیستم مختصات کروی را در اواسط قرن سوم قبل از میلاد معرفی کرد. وی همچنین یک نقشه جدید از دنیا تالیف کرد. در این نقشه آسیا با اطلاعات جدید که از کشور گشائی های اسکندر به دست آمده بود ترسیم شده بود. بلافاصله بعد از تالیف این نقشه پیتس (Pytheas) اولین عرض جغرافیائی تقریباً دقیق را برای شهر مارسلس (Marseilles) تعیین کرد.

پیشرفت های بیشتر علم نجوم منسوب به کیدنیو (Kiddinu) از اهل بابل (بین ۳۵۰ تا ۲۵۰ قبل از میلاد) است. وی اولین کسی بود که وجود پرسش (Precession) را در محور دوران زمین حدس زد. اریستارچس (Aristarches) (۳۱۰ تا ۲۵۰ قبل از میلاد) سعی کرد فاصله بین ماه و خورشید و ابعاد آنها را تعیین کند. نیم قرن بعد شخصی بنام اراتستنس (Eratosthenes) (۲۷۶ تا ۱۹۴ قبل از میلاد) مایل بودن محور دوران زمین را عنوان کرد. هیپارچس (Hipparchus) (۱۹۰ تا ۱۲۰ قبل از میلاد) اولین نقشه دقیق ستارگان را در یک سیستم مختصات کروی (امروزه بنام سیستم مختصات رایت استشن Right ascension) تهیه کرد. او پرسش زمین را قبول داشت اما هیچ وقت نظریه مرکزیت خورشید را که توسط هراکلیدس (Heraclides)، اریستارچس (Aristarchus) و سلکس (Saleucus) منجم بابلی و همزمان هیپارچس عنوان می شد قبول نکرد. نظریه مرکزیت خورشید برای حرکت زمین بعد از اشخاص فوق به مدت ۱۷۰۰ سال سکوت باقی ماند و به ذهن کسی نیامد.

در اینجا به زمان اراتستنس بر می گردیم. چرا که کار وی از نقطه نظر ژئودزی جالبترین بوده است. اراتستنس حامل عنوان پرافتخار کتابدار موزه اسکندریه (مؤسسه ای معادل دانشگاه امروزی) بوده. وی را می توان بنیانگذار راستین ژئودزی دانست. نتیجه اندازه گیری وی از ابعاد زمین (با فرض اینکه زمین کروی است) در فصل هفتم با بعضی از نتایج مدرن (امروز) مقایسه شده است. برای تعیین شعاع کره زمین اراتستنس اختلاف عرض جغرافیائی بین دو شهر آسوان و اسکندریه را همراه با فاصله آن و شهر اندازه گیری کرد.

تلاش دیگری برای تعیین شعاع کره زمین توسط پوزیدونس (Posidonius) (۱۳۵ تا ۵۰ قبل از میلاد) صورت گرفت. وی تاثیر انکسار نور را نیز در نظر گرفت ولی امروزه مشخص شده است که کار وی در درجه دوم اهمیت

نسبت به اراتستنس بوده است. اراتستنس نظیر بعضی از اسلاف خود عقیده داشت یک اقیانوس سراسری روی کره زمین وجود دارد. هفده قرن طول کشید تا صحت این ادعا ثابت گردد. نظر اراتستنس نسبت به سطح زمین در شکل ۵ - ۱ نشان داده شده است.

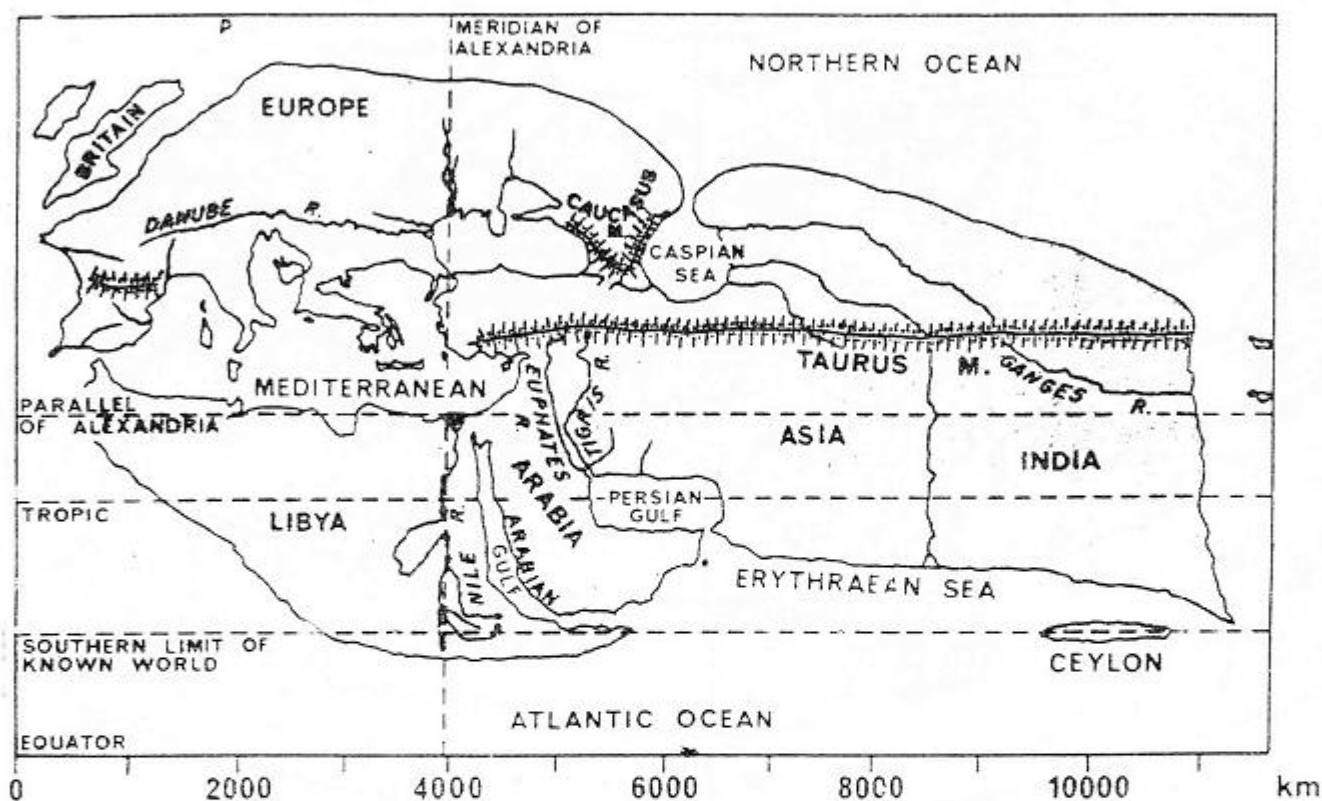


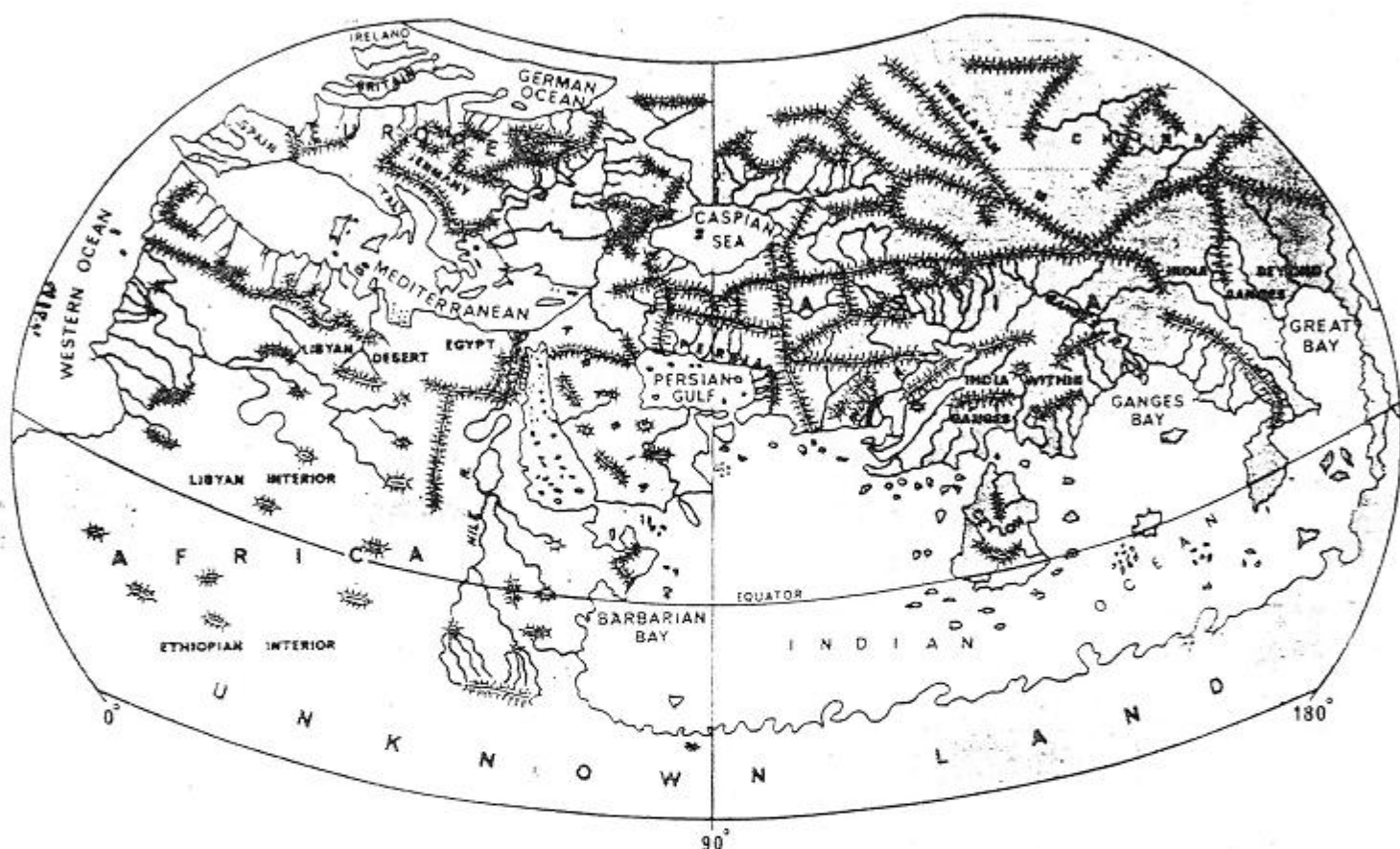
FIG. 1.5. The world according to Eratosthenes.

شکل ۵ - ۱

بعد از پوزیدونس دوران متفکران و محققان واقعی پایان یافت و برای مدتی در حدود یک و نیم هزار سال (۱۵ قرن) ژئودزی به حالت راكد باقی ماند با استثنای چند مورد انگشت شمار که در آن فقط به تألیف و ترکیب دست آوردهای یونان پرداختند، تنها مورد استثنائی قابل ذکر را می توان تألیف تقویم ژولیان (Julian) به دستور ژول سزار امپراتور روم در اواسط قرن اول قبل از میلاد و به وسیله سوزیجنس (Sosigenes) دانست. این تقویم با صرف نظر کردن از تغییر کوچکی که در زمان پاپ گریگوری در سال ۱۵۸۲ میلادی داده شد تا به امروز پابرجا مانده است.

در اواخر دوران یونان تعدادی کارهای مهم تألیفی به وسیله منجم یونانی کلدیوس پتولمی (Claudius Ptolemy) (۷۵ تا ۱۵۱ میلادی) انجام شد. پتولمی یک تألیف یادگاری از نجوم و ژئودزی را که در اسکندریه تکامل یافته بود و تحت نام عربی آن (Almagest) منتشر کرد، هم تراز کار فوق، تألیف جغرافیا بود در

سال ۱۵۰ میلادی توسط پتولمی. وی نقشه جدیدی از دنیا ترسیم کرد که تا چهارده قرن به قوت خود باقی بود. این نقشه در شکل ۶-۱ نشان داده شده است.



شکل ۶-۱ - دنیا از نظر پتولمی

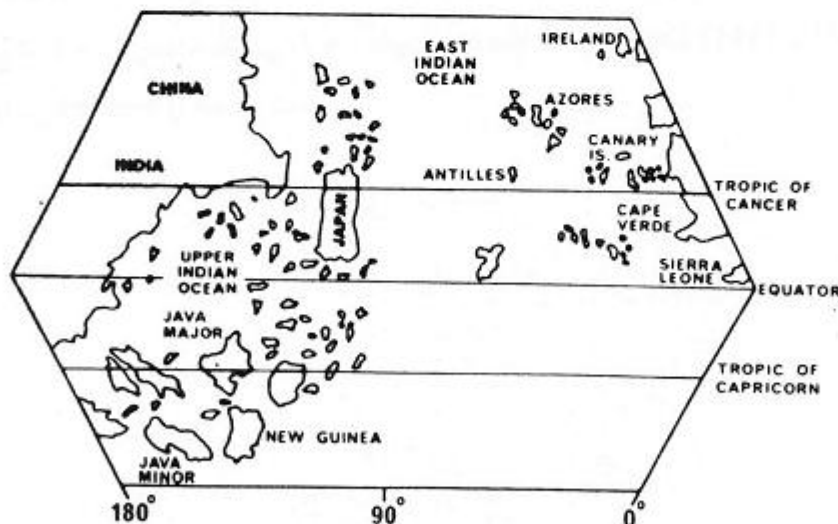
این نقشه به طور وضوح نشان می‌دهد که هیچ نوع اصلاحات اساسی نسبت به نقشه ۳۰۰ سال قدیمتر اراتستنس ندارد. بر عکس در یک مورد نشان دهنده پسروی است چرا که پتولمی از تجربه پوزیدونس، برای نشان دادن شکل زمین، استفاده کرده بود. برای نشان دادن محافظه کاری ذاتی دوران یونان در علوم کافی است بگوئیم که پتولمی هیچ وقت نظریه مرکزیت خورشید را که مورد قبول منجمین قبل از وی بود نپذیرفت و کمتر توجهی به پیشنهادات استرابو (Strabo) سیاح (متولد ۶۳ قبل از میلاد) به اینکه ممکن است قاره‌های هنوز ناشناخته برای بشر وجود داشته باشد نشان داد.

۲-۱- شروع علمی ژنودزی

در قرون بعد از سقوط امپراطوری روم (قرون وسطی) دست آوردهای ژنودزی به همراه سایر علوم تحت الشعاع باورهای فلسفی قرار گرفته و به دست فراموشی سپرده شد. معلومات یونانی به صورت نوشته های عربی از این دوران تاریک جان سالم بدر برده و در قرن دوازدهم از طریق اسپانیا به اروپا راه یافته به زبان لاتین سپس به زبان علمی اروپا ترجمه شد.

به طوری که در زیر مشاهده می شود طی قرون وسطی تعداد فرصت های کوتاهی که در آنها تحقیقات علمی انجام گرفته بسیار کم و ناچیز بوده است. الخوارزمی (Al-Khwarizmi) (متولد ۷۸۰ میلادی) شعاع زمین را دوباره، بعد از اوراتستنس، تعیین کرد. اندازه بدست آمده $1/6$ برابر بزرگتر بوده و قابل مقایسه با شعاع اراتستنس نبود. الخوارزمی نقشه ای شبیه نقشه پتولمی از دنیا ترسیم کرد. وی بخاطر وارد کردن اعداد ۱ و ۲ و ... و ۹ در ریاضیات عربی موقعیت همیشگی در تاریخ دارد. منجم عربی به نام البتگنوس (۸۵۸ تا ۹۲۹ میلادی) طول سال را دقیق تر از سوسجنیس Sosignius، متعلق به ۹/۵ قرن قبل، می دانست. همین طور مرد انگلیسی Roger Bacon (۹۲۰ - ۱۲۱۰ میلادی) تقویم ژولیان را تغییر داده یک روز به ازای هر ۱۲۸ سال به آن اضافه کرد.

در اواسط قرن چهاردهم میلادی معلومات از یاد رفته کم کم به اذهان باز می گشت و حس کنجکاوی بین مردم رشد می کرد. زمان کشفیات بزرگ فرا می رسید و جستجو برای یافتن حقیقت محض آغاز می شد. چهره جدیدی از دنیا، ملهم از کشفیات مارکوپلو (Marco Polo) (در فاصله ۹۵ - ۱۲۷۱)، توسط توسکانلی (Toscanelli) (۱۳۹۷ - ۱۴۸۲ میلادی) ارائه شد. این نقشه در شکل ۸ - ۱ نشان داده شده است.



شکل ۸ - ۱ - عقیده توسکانلی درباره نیمکره غربی

این نقشه و برآورد بیکن (Bacon) از کوتاهترین فاصله بین ساحل شرقی آسیا تا اروپا بود که کلمبو

(Calumbus) را تحریک کرد تا برای یافتن راه جدید به هندوستان، فقط ۵۰۰۰ کیلومتر، سفر دریا را به طرف غرب در پیش گیرد.

با عبور کلمبو از اقیانوس اطلس در سال ۱۴۹۲ و دور زدن آفریقا توسط Vasco da Gama در سال ۱۴۹۷ و سفر دور دنیای مازلان (Magellan) بین سال‌های ۱۵۱۹ تا ۱۵۲۲، کشفیات بزرگی در اواخر قرن چهاردهم انجام شد. گسترش معلومات جغرافیائی باعث ایجاد حرفه‌ای به نام تهیه نقشه یا کارتوگرافی شد.

کارتوگرافی هنر نشان دادن آخرین محصول ژئودزی است. از بهترین و مشهورترین تهیه کنندگان نقشه در دنیا می‌توان یکی امریگو و سپرسی Amerigo Vespucci (۱۴۵۱ - ۱۵۱۲) ایتالیائی نام برد. وی اولین نقشه‌ها را از سواحل امریکای شمالی در اقیانوس کبیر تهیه کرد. دیگر از تهیه کنندگان مشهور نقشه فلیمیش مرکاتور Flemish Mercator (۹۴ - ۱۵۱۲) می‌باشد که وی را پدر کارتوگرافی جدید می‌دانند. نقشه‌های وی به نحو بهتری جوابگوی خواسته‌های دریانوردان بود چرا که دارای کمترین دیستورشن بود.

شکل ۹ - ۱ یکی از نقشه‌های جهان‌نمای وی را نشان می‌دهد این نقشه اصلاحات بی سابقه‌ای را در اطلاعات بشر از سطح زمین، در دوره رنسانس نسبت به گذشته خود نشان می‌دهد. عدد اراتستنس برای شعاع کره زمین سرانجام پس از سفر مازلان مورد تائید و قبول واقع شد. عادات کهنه از بین رفت و نقشه‌هائی نظیر شکل ۱۰ - ۱ در اواسط قرن شانزدهم به زیر چاپ رفت.

نشانه‌های دوباره جان گرفتن ژئودزی را می‌توان در اواسط قرن پانزدهم یافت موقعی که یک عده منجم آلمانی راه را برای کپرنیک (Copernicus) و کپلر (Kepler) همراه کردند. در بین آنها می‌توان از کاردینال آلمانی به نام نیکلاس (Nicolaus) از شهر سوزا (Cusa) نام برد. وی در مورد حرکت روزانه زمین نوشت و عقیده دنیای بی نهایت را عنوان کرد. هنرمند ایتالیائی لئونارد داوینچی Leonardo da Vinci (۱۴۵۲ - ۱۵۱۹ میلادی) احتمال وجود ایزوستاسی (isostasy) را متذکر شد.

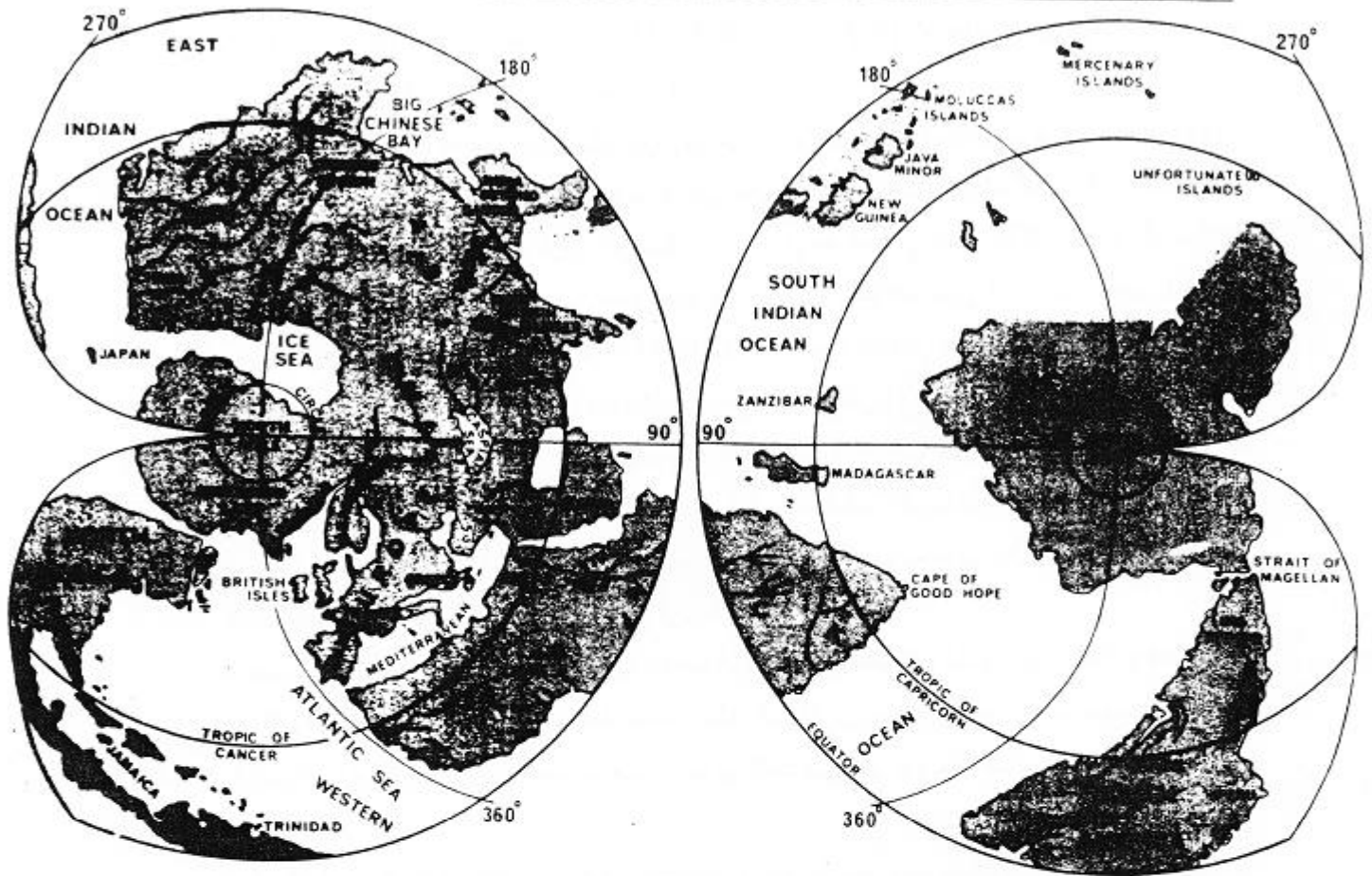


FIG. 1.9. Mercator's map of the world.



FIG. 1.10. Apianus's map of the world.

نقشه دنیا ترسیم شده توسط اپانیوس (Apianus)

سرانجام در سال ۱۵۳۰ میلادی کپرنیک (۱۴۷۳ - ۱۵۴۳ میلادی) از اهل لهستان تئوری مرکزیت خورشید خود را که برای اولین بار تمام سیارات را شامل می شد منتشر کرد.

جدال استدلال با کاتولیک ها هنوز پایان نیافته بود. در سال ۱۶۰۰ سر منجم ایتالیایی برنو (Brono) (۱۵۴۸ - ۱۶۰۰) به خاطر داشتن عقایدی نظیر عقاید نیکلاس و کپرنیک بالای دار رفت. داستان گالیله (Galileo) را که مجبور به انکار عقیده خود، دایر بر مرکزیت خورشید، در ملأ عام شد همه می دانند. ناگفته نماند که سرانجام پاپ پل دوم در نوامبر ۱۹۷۹ میلادی از این عمل عذر خواهی کرد. شواهد عینی ارائه شده به وسیله منجم دانمارکی تیکو براهه Tycho Brahe (۱۵۴۶ - ۱۶۰۱)، اصلاحات انجام شده در متدهای تجربی به وسیله گالیله ایتالیایی (۱۵۶۴ - ۱۶۴۲)، پیشرفت های تئوری در اثر مساعی کپلر آلمانی (۱۵۷۱ - ۱۶۳۰) و اصلاحات اساسی انجام شده در دستگاه های مشاهداتی نظیر تلسکوپ دست به دست هم داده ثابت کردند که نظریات کاتولیک ها درباره ساختمان دنیا با اساس می باشد. با وجود این در ممالک کاتولیک کتاب های کپرنیک، کپلر و گالیله و دیگران که دارای عقاید مرکزیت خورشید بودند ممنوعه اعلام شدند. ولی سرانجام در سال ۱۸۲۲ کتاب های فوق از لیست کتاب های ممنوعه خارج شده در اختیار عام قرار گرفتند.

در آن حین، عدم وجود حالت پایدار در عقاید باعث شروع واقعی تحقیقات علمی درباره جاذبه شد. تجربه استیون Stevin (۱۵۴۸ - ۱۶۳۰) از اهالی هلند نشان دادند که تقارنی بین جاذبه مادی اجرام سماوی و تعبیر گالیله از قوانین اولیه مکانیکی موجود است هر چند که تا برداشت نیوتن از جاذبه به عنوان یک نیرو هنوز فاصله زیادی بود.

در سال ۱۶۱۵ اسنل Snell از اهالی هلند اولین مثلث بندی دقیق را انجام داده پدیده انعکاس را برای اولین بار به طور جدی مورد مطالعه قرار داد.

در سال ۱۶۷۰ مرد مذهبی فرانسوی پیکارد Picard اولین اندازه گیری مدون را از شعاع زمین انجام داد. نتیجه اندازه گیری وی (۶۲۷۵ کیلومتر) برای شعاع زمین اولین تغییر (اصلاح) عدد اراتستنس بعد از ۱۹ قرن بود. روش پیکارد را، در اندازه گیری شعاع زمین، در فصل هفتم مطالعه کنید.

زمینه آماده برای مهمترین کشفیات دوران شده بود. از جمله آن کشفیات قانون جاذبه عمومی نیوتن در سال ۱۶۸۷ می باشد. کارهای بورلی Borelli (۱۶۰۸ - ۷۹) و هوروکس Horrox (۴۱ - ۱۶۱۹) انگلیس در تکوین قانون نیوتن موثر بوده اند. ریاضیات لازم، برای فرموله کردن قانون نیوتن، توسط دکارت (۱۶۵۰ - ۱۵۹۶) Descartes و لاپنیتز Leibnits (۱۷۱۶ - ۱۶۹۶) و خود نیوتن (۱۷۲۷ - ۱۶۴۲) که استاد ریاضیات از دانشگاه کمبریج بود آماده شد. تلاش برای درک قانون نیوتن خود موجب دو کشف دیگر شد. در اواخر قرن هفدهم هویگنس Huygens هلندی اولین دستگاه زمان سنج دقیق را با استفاده از پاندول اختراع کرد و براولی Bradley (۱۷۶۳ - ۱۶۹۳) نوتیشن (nutation) را کشف کرد.

تئوری جاذبه نیوتن یک شبه مورد قبول واقع نشد. معروفترین مخالف تئوری نیوتن، همتای فرانسوی وی و منجم سلطنتی ایتالیایی الاصل به نام کاسینی Cassini (۱۷۱۲ - ۱۶۲۵) بود. موقعی که تئوری نیوتن پیش بینی کرد که، به علت وجود نیروی گریز از مرکز حاصل از دوران زمین، زمین در قطبین خود فشرده است کاسینی اعلام کرد که زمین باید در قطبین خود کشیده باشد.

ولی این نظریه را مشاهدات ریشر فرانسوی Richer در سال ۱۶۷۱ تأیید نکرد. بنا به آن مشاهدات مقدار جاذبه در استوا ضعیف از سایر جاها در روی زمین بوده آنچه که تنوری نیوتن نیز نشان می‌دهد. در سال‌های ۱۷۳۵ تا ۱۷۴۳ آکادمی علوم فرانسه دو گروه نقشه‌برداری را سازمان داد تا دو قوس نصف النهاری را همراه با اختلاف عرض جغرافیائی مربوطه یکی در منطقه استوائی و دیگری در منطقه قطبی زمین اندازه‌گیری کنند. گروهی، که مأموریت استوائی یافت، به رهبری بوگه Bouguer به پرو (اکوادور) رفت. گروه دیگر به رهبری میپرتس Maupertuis (۱۷۵۹ - ۱۶۹۸) و کلرو Clairaut (۱۷۶۵ - ۱۷۱۳) جوان به لاپلند Lapland رفت. نتایج اندازه‌گیری دو گروه ارزش تنوری نیوتن را ثابت کرد. علاوه بر آن کلرو بعداً رابطه ساده‌ای را بین تغییرات جاذبه در امتداد یک نصف النهار و فشردگی زمین پیدا کرد.

۳-۱ - ژئودزی در خدمت نقشه‌برداری

کار اسنل (Snell) و پیکارد (Picard) و دو کاشف فرانسوی دیگر نشان داد که اندازه‌گیری‌های زمینی ژئودزی (زوایا و فواصل) وسیله ارزشمندی برای تعیین موقعیت نسبی هست. ایجاد شبکه‌هائی از نقاط به منظور تعیین موقعیت افقی آنها، با اندازه‌گیری زوایا و گاهی طول‌ها، بنام شبکه‌های مثلث‌بندی در تمام قسمت‌های اروپا شروع شد. امکان تهیه نقشه‌های دقیق برای ارتش و استفاده عامه فراهم گردید چرا که هر وسعتی از سطح زمین را بیشتر به سادگی با شبکه‌ای از مثلث‌ها پوشاند. دستگاه‌های اندازه‌گیری زوایا (تئودولیت‌ها) و اندازه‌گیری طول باز (نوار و سیم) به تدریج دقیق‌تر و قابل حمل‌تر شدند. بین سال‌های ۱۷۵۰ و ۱۹۵۰، تعیین موقعیت با مشاهدات زمینی و نجومی (مثلث‌بندی) کار روزانه و ممر درآمد روزانه ژئودزین‌ها بود، به طوری که حتی امروز، خیلی از مردم ژئودزی را صرفاً به عنوان نقشه‌برداری ژئودزی (مثلث‌بندی) می‌شناسند. تکنیک‌های مثلث‌بندی و تکنیک‌های نجومی برای تعیین موقعیت نقاط و آزمایشات امتدادها و همچنین تکنیک‌های ترازبایی تکمیل شده بودند.

فعالیت‌های ژئودزی آن زمان یکباره علاقه‌ای نظیر آنچه که باعث به حرکت درآمدن ژئودزی در شروع تمدن ما شده بود. در بین سفرهای متفکر آن دوره ایجاد کرده، باعث رقابت علمی آنها شد. برای مثال می‌بینیم که گوس (۱۸۵۵ - ۱۷۷۷) J. K. F. Gauss بزرگترین ریاضی‌دان اوایل قرن نوزدهم آئینه نوری را اختراع می‌کند. دستگاه‌ای که از اشعه نور خورشید استفاده کرده و برای قراوال روی نقاط ژئودزی به کار می‌رود.

گوس از این دستگاه استفاده کرده یک شبکه ژئودزی را در قلمرو هانور (Hannover) اندازه‌گیری کرد. در امریکای با جمعیت کم و مساحت زیاد زمان بایستی تکنیک‌های بخصوصی برای برقراری شبکه ژئودزی بکار می‌رفت. اولین نقشه‌های رضایت بخش کشور بریتانیا و فرانسه و امریکای شمالی تا به سال ۱۷۵۵ آماده نبود.

به همراه توسعه تکنیک‌های تعیین موقعیت ژئودزی کشفیات دیگر ژئودزی نیز دست به دست گشت. در سال ۱۷۹۸ کاوندیش (Cavendish) انگلیسی با استفاده از دستگاه تورشن بالانس (torsion balance) میشل (Michell) موفق به "توزین زمین" شد. لاپلاس (Laplace) (۱۸۲۷ - ۱۷۴۹) ریاضیدان فرانسوی مکانیک سماوی مدرن و تئوری جذر و مدها را پایه‌گذاری کرد. وی همچنین تلاش زیاد در توسعه تئوری احتمالات بکار برده است. بسل (Bessel) (۱۸۴۶ - ۱۷۸۴) منجم آلمانی اولین عدد دقیق را برای فشردگی زمین، با استفاده از

موقعیت های ژئودزی تعیین شده تا آن زمان به دست آورد. گوس ژئوئید را تعریف کرده و متد کمترین مربعات را به همراه لژاندر (Legendre) اختراع کرد. کار وی در بنیانگذاری تنوریک ژئودزی باعث شد که ژئودزین های زمان او را پدر ژئودزی لقب دادند. گوس ژئودزی را تا سال های تکاملش رهبری کرد در حالی که در سایر علوم نیز سرآمد همگان بود.

از اواخر قرن هیجدهم تا اواخر قرن نوزدهم ریاضیات فرق شایانی کرد. بیشترین ابزار لازم ریاضی کاربردی در ژئودزی امروز در آن زمان اختراع گردید در اینجا بجاست یادی از ریاضیدان بزرگی که سهم عمده ای در ساختمان ژئودزی دارند شده باشد.

از جمله آنها می توان اولر (Euler ۱۷۰۷ - ۱۷۸۳) را نام برد که در زمینه مکانیک اجسام فیزیکی کار کرده است. دیگری لاگرانژ (Lagrange ۱۷۳۶ - ۱۸۱۳) فرانسوی - ایتالیایی خالق مکانیک تحلیلی است که کمک کرد تا سیستم متریک در فرانسه در سال ۱۷۹۵ درست شد. یک فرانسوی دیگر به نام فوریر (Fourier ۱۷۶۸ - ۱۸۳۰) بخاطر کاوش در تئوری پتانسیل یاد آوری می شود. گوس و ریمان (Riemann ۱۸۶۶ - ۱۸۲۶) آلمانی به خاطر کارشان در هندسه دیفرانسیل و هامیلتون (Hamilton ۱۸۶۵ - ۱۸۰۵) ایرلندی بخاطر کارهای تکمیلی اش در مکانیک تحلیلی شایان تجلیل می باشند.

طبیعتاً به همراه علم ژئودزی سایر علوم نزدیک به ژئودزی نیز مسیر ترقی را طی کردند. برای ذکر چند نمونه می توان علم ژئو فیزیک را در نظر گرفت که با تئوری زمین شناسی اسکاتلندی هوتن (Hutton ۱۷۹۶ - ۱۷۲۶) بنام تئوری تکامل سطح زمین و مطالعات فیزیکی زمین به وسیله هامبولت (Humboldt ۱۸۵۹ - ۱۷۶۹) آلمانی و با تئوری ژئو فیزسین آلمانی واگنر (Wagner ۱۹۳۰ - ۱۸۸۰) به نام تئوری حرکت قاره ای شروع شد. قله شیمبورازو (Chimborazo) در امریکای جنوبی بلندترین قله شناخته شده و اندازه گیری شده به وسیله هامبولت آلمانی بود تا زمانی که اورست (Everset) ژئودزین ارتشی انگلیس بلندترین قله را در سلسله جمال هیمالیا اندازه گیری کرد که بعداً آن قله به نام وی نامیده شد. اوشناگرافی (Oceanography) به همت کاشف انگلیسی کوک (Cook ۱۷۷۹ - ۱۷۲۸) با ایجاد اولین صدا در آب شروع شد و بوسیله اوشناگراف امریکائی ماری (Maury ۱۸۷۳ - ۱۸۰۶) که نقشه ای از ته دریا و جریان های آب تهیه کرد و کاشف سویسی پیکارد (Piccard ۱۹۶۲ - ۱۸۸۴) که مشاهداتی از داخل اجسام غوطه ور در آب انجام داد پیشرفت کرد. تئوری انتشار امواج الکتروماتیکی توسط فیزیکدان اسکاتلندی ماکسول (Maxwell ۱۸۳۱ - ۱۸۷۹) تکوین یافت و سرعت انتشار امواج الکتروماتیکی برای اولین بار توسط یک شخص فرانسوی بنام فیزو (Fizeau ۱۸۹۶ - ۱۸۱۹) در آزمایشگاه اندازه گیری شد. فیزیکدان آلمانی - امریکائی مایکلسن (Micheison ۱۸۵۲ - ۱۹۳۱) امواج الکترومغناطیس را در اندازه گیری طول های بلند بکار برد. وی اولین کسی بود که یک طول ژئودزی را با دقت بسی بهتر از ۱۰^{-6} اندازه گیری کرد.

تمام این گسترش ها، در علوم دیگر، باعث تسریع پیشرفت علم ژئودزی شد. فیزیکدان فرانسوی کوریلیس (Ceriolis ۱۸۴۳ و ۱۷۹۲) شتاب کل یک جسم متحرک در سطح زمین را تشریح کرد. در اواسط قرن نوزدهم اولین اندازه گیری زاویه انحراف قائم نسبی و اولین تلاش برای تعیین ایزوستاسی Isostasy توسط دو فیزیکدان انگلیسی به اسامی ایری Airy و پرت Pratt صورت گرفت. تقریباً در همان زمان فیزیکدان فرانسوی بنام فوکو

Foucault با ژیرسکپ اختراع خودش نشان داد که زمین بدور خودش می چرخد. بعداً اسپری (۱۹۳۰ - ۱۸۶۰ Sperry) امریکای از پدیده ژیرسکپ استفاده کرد. عقربه ژیرسکپی gyrocompass را ساخت. در سال ۱۸۸۳ فیزیکدان انگلیسی استکس (Stokes) راه حل مسئله مشهور ژنودزی بنام B.V.P لین Baundary Valru Prahlem را به صورت فرمول های بسته (نه سری های بی نهایت) منتشر کرد. اسکات کلون (۱۹۰۷ - ۱۴۲۸) Scott Kolvin و داروین انگلیسی (۱۹۱۲ - ۱۸۴۵) Darwin) پسر چارلز داروین و پوانکره (۱۹۱۲ - ۱۸۵۴) Poincare) فرانسوی تئوری جذر و مد زمین را گسترش دادند و منجم کانادائی نیوکمب (۱۹۰۹ - ۱۸۳۵) Newcomb) حرکت ژیرسکپی محور دورانی زمین را مطالعه کرد.

با شروع قرن بیستم تغییرات عمده ای در افکار فیزیکدانان ایجاد شد. و این دو اثر تئوری فضا - زمان مینکوسکی Minkewski و البته دو اثر تئوری نسبیت عام و خاص انشتین (Einstein) که حالت عمومی تر تئوری جاذبه عمومی نیوتن می باشد اتفاق افتاد. عقیده "جاذبه هندسه فضا و زمان است" سرعت در علم فیزیک نفوذ کرد هر چند که کاربرد مستقیم در بعضی مسائل ژنودزی نداشت ولی تأثیر زیادی در علم ژنودزی داشت و محققاً تأثیر زیادی دست کم در نظریات مؤلفین این کتاب داشته است.

نیمه اول قرن بیستم شاهد تلاش جدی ژنودزین آلمانی هلمرت Helmert برای یکی کردن و فرموله کردن بنیان های ریاضی و فیزیکی ژنودزی در کتاب وی بنام تئوری ریاضی و فیزیکی ژنودزی می باشد. فیزیکدان لهستانی اتوش (Eötvös) تغییرات جاذبه را مطالعه کرد و ژئوفیزیسین هلندی ونینگ مانیز (Vening Meinesz) تئوری ایزوستاسی را به نحو قابل توجه ای اصلاح کرد. ژئوفیزیسین انگلیسی بنام جفری Jeffreys مبحث تلوروئید را که فصل جدیدی را در ژنودزی ایجاد کرد معرفی نمود. تلوروئید جای والائی در طریقه بسیار جدی فیزیکدان روسی مالودنسکی Molodenski برای حل مسئله B.V.P. ژنودزی دارد. سرانجام کار ریاضیدانان ایتالیائی با اسامی پیرو (Pizzeti) و سومیگلیانا (Somigliana) را در تئوری میدان جاذبه نرمال باید یاد آور شد.

۴ - ۱ - ژنودزی دوران اخیر

اواسط قرن بیستم شاهد طلوع انقلاب تکنولوژی بود. نیاز شدید به اسلحه های مدرن و وسایل دفاعی در جنگ جهانی دوم به موجب اختراع دستگاه های کشف و فاصله یاب رادپوئی بنام رادار شد و این خود تأثیر عمیقی در طرح و ایجاد دستگاه های مورد نیاز ژنودزی داشت. تقریباً در همان زمان اولین کامپیوترهای الکترونیکی به بازار آمدند و افق های جدیدی را برای محاسبات ریاضی غیر قابل تصور در گذشته باز کردند. معرفی کامپیوترها به بازار باعث دگرگونی اساسی در محاسبات ژنودزی شده از طرف دیگر افکار ژنودزین ها را منقلب کرد. حل مسائلی که قبلاً غیر ممکن و خارج از سؤال می نمود نه تنها ممکن بلکه ساده گردید.

کمی بعد از جنگ ساختمان دستگاه های دقیق فاصله یاب الکترونیکی شروع شده به تعداد کافی برای مصرف ژنودزی به بازار عرضه شد. این دستگاه ها اول با استفاده از امواج نوری سپس امواج الکترومغناطیسی و بعداً اشعه لیزر تغییرات اساسی در طراحی های مربوط به تعیین موقعیت ژنودزی دادند.

مدت ها قبل از دستگاه های فاصله یاب الکترونیکی زوایای افقی تنها مشاهداتی بودند که به آسانی تا دقت کافی قابل اندازه گیری بوده و به فاصله ها ترجیح داده می شدند.

علت توسعه بسیار سریع روش های غیر زمینی (فضائی) در ژئودزی اولین تجربیاتی بودند که در نجوم رادیویی با کشف پولسارها Pulsars و کوازارها Quasars به دست آمده بودند. این اجسام رادیویی بسیار دور نسبت به زمین از خود علائم رادیویی با فرکانس پایدار و بالا صادر می کنند و امروزه در روش ها رادیو - اینترفرومتری به کار گرفته می شوند.

پرتاب اولین سفینه مصنوعی گام بلند دیگری برای ژئودزی بود. برای اولین بار ژئودزین ها توانستند به کمک یک جسم غیر زمینی موقعیت دقیق نقاطی را از سطح زمین که دید مستقیم آنها از همدیگر الزامی نبود به دست آورند. سفینه یا ماهواره های با ارتفاع کم امکان مطالعه هندسه میدان جاذبه زمینی را، با مشاهده مطالعه حرکت سفینه در میدان، فراهم کردند. ماهواره ها همچنین پروژه جدیدی را پیش پای ژئودزی گذاشتند و آن گسترش میدان جاذبه بالای زمین به منظور پیش بینی مدار ماهواره ها. عمده ترین مشتری های این نوع اطلاعات ارتش ها بودند که می خواستند با استفاده از هندسه میدان جاذبه مسیر موشک های خود را دقیقاً محاسبه کنند.

محصول دیگری از برنامه های فضائی سیستم های تعیین موقعیت اینرشیال inertial می باشد ساختمان این سیستم های پیچیده بعد از اصلاحات وسیع در دقت شتاب سنج ها و دستگاه های تعیین امتداد عملی گردید پیشرفت غیر قابل وصف در میکرو الکترونیک را می توان تنها عامل ایجاد این دستگاه ها دانست.

افزایش دقت و سادگی در روش های تعیین موقعیت و تعیین پارامترهای میدان جاذبه باعث ایجاد کاربردهای جدید و همچنین مشکلات جدید شد. ناگهان عواملی که همیشه قابل صرف نظر کردن محسوب می شوند یکباره مهم جلوه گر شده و لازم شد که اثر آنها (noise) به حساب آورده شوند. در پسیپلین های (علوم) دیگر و نتایج آنها مورد توجه تکنیک های ژئودزی شدند. از جمله این علوم می توان ژئو فیزیک علوم فضائی، نجوم و آبنگاری (occamography) را نام برد.

ارتباط ژئودزی با ژئو فیزیک بعد از سال ۱۹۶۰ یعنی بعد از اینکه فرضیه پلیت تکتونیک (plate tectonics) در سطح جهانی پذیرفته شد به مراتب بیشتر شد. چرا که در بعضی از قسمت های زمین حرکت های نسبی پوسته خارجی آن بقدری سریع شد که قابل اندازه گیری مستقیم، روش های ژئودزی گردید. بنابراین ژئودزی یک منبع اصلی تهیه اطلاعات در مورد این حرکت ها شد. موفقیت ژئودزی در تحقیقات تکتونیک با اثر کاربرد بیشتر آن در سایر شاخه های ژئو دینامیک گردید.

آخرین پیشرفت مهم ژئودزی را که باید از آن نام برد. مربوط به دریا است. نیاز به کشف و استخراج منابع زیردریاها باعث توسعه قلمرو دریانوردی و همچنین باعث ایجاد محیط کار جدید با تعیین موقعیت اجسام متحرک و یا ثابت روی دریا، برای ژئودزین ها شد. قسمتی از نقش ژئودزی در دریاها کمک به ارضای خواسته های روزافزون دریانوردی دقیق می باشد.

بطوری که می بینید ژئودزی هر روز جوان تر شده ابعاد جدیدی در آن ایجاد شده و با مسائل جدیدی روبرو می شود. بدین جهت تکنیک ها و ابزار جدیدی در آن فراهم می گردد. چندین ژئودزینی است که ما قصد معرفی آن را در این کتاب داریم.

فصل پنجم

زمین و حرکات آن

از آنجائی که انواع مشاهدات زمین به فضا نظیر مشاهدات نجومی (اپتیکی و رادیوئی) و مشاهدات ماه و ماهواره های مصنوعی رُل عمده در ژنودزی دارند بنابراین لازم است که حرکات های مختلف زمین در میان اجرام سماوی دیگر را مورد مطالعه قرار دهیم. تاکنون معلوم شده است که زمین انواع حرکات های زیر را به طور همزمان انجام می دهد.

الف - حرکت زمین به همراه کهکشان ما نسبت به سایر کهکشان ها

ب - دوران زمین به همراه منظومه شمسی در داخل کهکشان ما

ج - گردش زمین به همراه دیگر سیارات منظومه شمسی حول خورشید

د - دوران زمین حول محور دوران لحظه ای خود

دو حرکت اول مورد توجه منجمین می باشد که می خواهند پدیده های داخل و خارج کهکشان ما را مورد مطالعه قرار دهند. موقعی که زمین تنها و اجرام سماوی مورد مشاهده از زمین که اکثراً داخل کهکشان ما واقع هستند مورد نظر باشند دانستن مکانیزم در حرکت اول لزومی نخواهد داشت. بنابراین در اینجا تنها مورد نظر ما دو حرکت اخیر یعنی حرکت سالیانه (گردش زمین بدور خورشید) و حرکت روزانه (دوران زمین حول محور خودش) می باشند.

برای بیان دو حرکت فوق الذکر از دو مبحث مختلف فیزیکی استفاده می کنیم. حرکت سالیانه زمین را می توان با استفاده از مبحث مکانیک سماوی که در آن اجرام سماوی به شکل نقاط کوچک مادی فرض می شوند تشریح نمود. برای بیان حرکت روزانه زمین و دیگر حرکات های ناشی از آن بنام های Precession و nutation لازم است که زمین به صورت یک جسم وزین بزرگ ژیرسکوپ در نظر گرفته شود. دو مدل مکانیکی فوق برای زمین در دو بخش تحت این فصل مورد بحث قرار می گیرند. در دو بخش آخر این فصل حرکت قطبی محور دوران زمین ناشی از دوران زمین معرفی می گردد. این حرکت اخیر از اهمیت خاصی در ژنودزی برخوردار می باشد. برای بیان کامل این حرکت ترکیب درونی زمین و خاصیت سیالی آن و اتمسفر و اقیانوس ها بایستی مورد مطالعه قرار گیرند.

۱-۵- حرکت سالیانه زمین

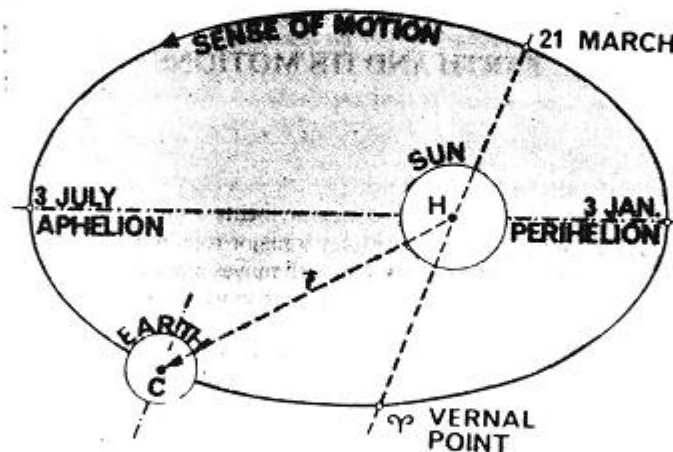
برای بیان حرکت سالیانه زمین و قوانین آن ابعاد زمین و سایر اجرام سماوی را در مقایسه با ابعاد منظومه شمسی بسیار کوچک (قابل صرفنظر کردن) تلقی می‌کنیم. با این فرض قوانین کپلر [KOVALEVSKY 1967] برای تفسیر این حرکت به صورت زیر می‌باشند.

الف - مسیر حرکت (مدار) هر سیاره بدور خورشید یک بیضی است که خورشید (H) در یکی از کانون‌های آن قرار دارد.

ب - هر سیاره در مسیر خود با سرعت سطحی ثابت حرکت می‌کند. منظور از سرعت سطحی ثابت یعنی مساحتی که بردار وضعیت سیاره (f) در فاصله زمانی ثابت Δt جارو می‌کند در طول مسیر ثابت است.

ج - نسبت مجذور پریود حرکت (m) به مکعب نصف قطر اطول مسیر (a) برای تمام سیارات مقدار ثابتی است.

$$m^2 / a_0^3 = \text{const.} \quad (۱-۵)$$



شکل ۱-۵ - حرکت سالیانه زمین

صفحه مسیر زمینی مدور خورشید را اقلیپتیک (Ecliptic) می‌نامند. بنابه قانون دوم کپلر سرعت خطی زمین در مسیرش وقتی نزدیک خورشید باشد بیشتر از جاهای دیگر می‌باشد. زمین یک گردش کامل (نسبت به

ستارگان) را در یک سال نجومی انجام می دهد. در واقعیت یعنی در حضور سیارات دیگر و حتی ماه شکل مسیر (بیضی) حرکت دستخوش تغییرات کوچکی می گردد به طوری که نه کاملاً بیضی است و نه مسطح می باشد. ولی تغییرات در مقایسه با ابعاد مسیر بسیار کوچک و در بعضی موارد قابل صرفنظر کردن می باشد. نزدیکترین نقطه مسیر به خورشید (شکل ۱ - ۵) بنام نقطه حضیض (Perihelion) بوده که در یک انتهای قطر اطول مسیر قرار دارد. دورترین نقطه مسیر بنام نقطه اوج (aphelion) در انتهای دیگر قطر اطول واقع شده است. نقطه مهم دیگری از مسیر نقطه γ (Vernal point) می باشد که در بخش بعد تعریف خواهد شد. چرا که درک آن مستلزم آشنایی و یا حرکت روزانه زمین می باشد.

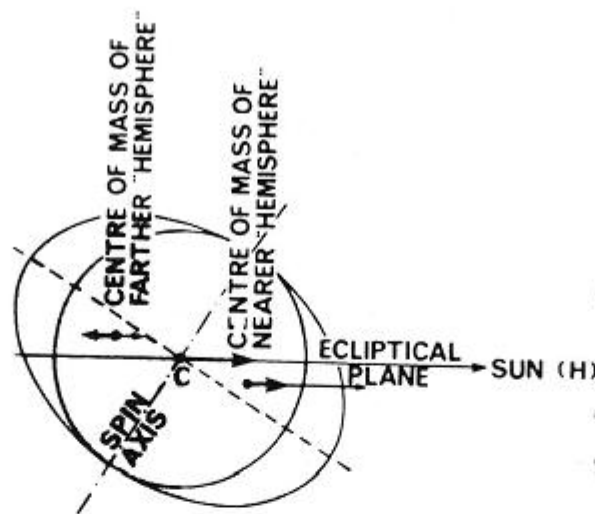
در حال حاضر زمین در روز سوم ژانویه به نقطه حضیض و در روز سوم جولای به نقطه اوج در مسیرش می رسد [NASSAU 1998]. تمام بیضی مسیر نسبت به ستارگان کهکشان حرکت می کند ولی این حرکت آنقدر آرام است که در اکثر موارد قابل صرفنظر کردن می باشد.

۲ - ۵ - دوران زمین، پرسشن (Precession)، و نوتیشن (Nutation)

برای بیان حرکت دورانی زمین نمی توان ابعاد آن را نادیده گرفت. در اینجا به عنوان مدل دینامیکی زمین را به صورت یک جسم صلب در نظر می گیریم که حین گردش بدور خورشید حول محوری از خودش بدور خود می چرخد. در مکانیک چنین جسمی را ژیرسکوپ می نامند.

به طوری که در زندگی روزمره مشهود است حرکت دورانی زمین پدید آورنده روز و شب می باشد. زمین در یک دور گردش خود بدور خورشید (سال نجومی) به تعداد $366/2564$ دوران نسبت به ستاره ها (روز نجومی) و یا $365/2564$ دوران نسبت به خورشید (روز خورشید) انجام می دهد. تا حدود دقت زیادی می توان محور دوران زمین (محور دوران لحظه ای زمین) را منطبق بر محور اصلی ماکزیمم اینرشایای زمین که بر مرکز ثقل زمین (C) می گذرد دانست. به طوری که بعداً معلوم خواهد شد اختلاف این دو محور از نظر ژنودزی قابل اهمیت بوده و جزئیات آن تشریح خواهد شد.

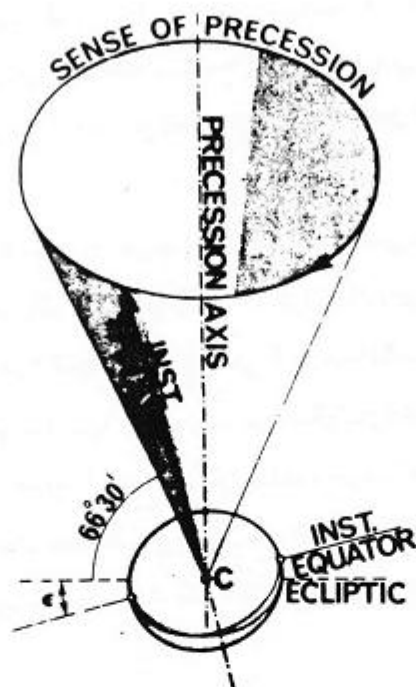
وقتی یک ژیرسکوپ تحت تأثیر یک ممان خارجی (جفت نیرو) قرار گیرد محور دوران آن در یک امتداد ثابت باقی نمانده بلکه یک مخروطی را که رأس آن در مرکز ثقل ژیرسکوپ قرار دارد طی می کند. این حرکت محور را رقص محوری (Precession) می نامند. در مورد ژیرسکوپ زمینی اجرای سماوی هستند که ممان خارجی را بر آن اعمال می کنند. قسمت عمده این ممان توسط خورشید بر زمین اعمال می گردد. (شکل ۲ - ۵).



شکل ۲ - ۵ - ممان حاصل از خورشید

اگر مطابق شکل زمین را با خط عمود بر اقلیتیک به دو نیمکره نزدیک و دور به خورشید تقسیم کنیم بدیهی است که نیمکره نزدیک با نیروی بیشتری نسبت به نیمکره دور از طرف خورشید جذب می گردند. تفاضل این دو نیرو از نیروی جاذبه وارد بر مرکز ثقل زمین ایجاد جفت نیرو می کنند که باعث رقص محوری زمین می گردد. ناگفته نماند که نیروی جاذبه وارد بر مرکز ثقل زمین باعث گردش زمین به دور خورشید می باشد. تورم زمین بیضوی در استوا به موجب بروز جفت نیرو و در نتیجه یک ممان چرخشی می گردد. اگر زمین کروی می بود جفت نیروی مزبور در یک امتداد (امتداد C-H) قرار گرفته همدیگر را خنثی می کردند یعنی اینکه ممان چرخشی برای محور وجود نداشت.

اگر مرکز ثقل ژیرسکوپ دارای حرکت انتقالی در یک صفحه باشد در این صورت محور حرکت پرسش (محور مخروط پرسش) عمود بر این صفحه خواهد بود. این حالت در مورد زمین نیز صادق است. قسمت اعظم ممان چرخشی وارد بر زمین از طرف خورشید و ماه می باشد. بنابراین جهت محور دوران زمین در فضا ثابت نبوده و به آرامی روی مخروط پرسش عمود بر اقلیتیک حرکت می کند (شکل ۳ - ۵).



شکل ۳ - ۵ - مخروط پرسشن

محور دوران زمین مخروط پرسشن را در مدت ۲۶۰۰۰ سال به نام سال پلتونیک (Platonic year) طی می کند. یعنی یک سال پلتونیک طول می کشد تا محور دوران زمین یک دور کامل مخروط پرسشن را طی کند. میل محور دوران زمین نسبت به اقلیتیک تقریباً ثابت و برابر ۶۶.۵ درجه می باشد. بنابراین زاویه بین صفحه اقلیتیک و صفحه استوا حدود $\epsilon = 23.5^\circ$ می باشد.

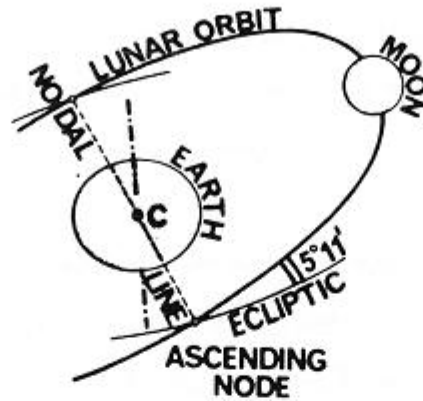
اگر محور زمین زاویه میل ϵ را نداشت یعنی عمود بر اقلیتیک بود طول شب و روز در همه جا و در هر زمان مساوی یعنی هر کدام دوازده ساعت بود. بخاطر وجود زاویه میل ϵ است که طول روزها در نیمی از سال در نیمکره شمالی و در نیمی دیگر در نیمکره جنوبی طولانی تر است.

دو نقطه در مسیر گردش زمین به خورشید وجود دارند که وقتی زمین به آن نقاط می رسد طول شب و روز، هر دو مساوی دوازده ساعت خورشیدی می گردد. تاریخ رسیدن زمین به این دو نقطه را equinoxes به معنی شب های مساوی می نامند. تاریخ رسیدن به این دو نقطه ای که یکی از آنها موقعی که بهار به نیمکره شمالی می آید می آید

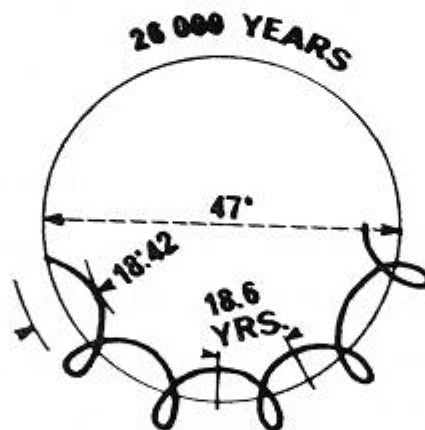
اندازه گیری مختلف در اکلیپتیک می باشد. خط و اصل مرکز ثقل خورشید و زمین وقتی زمین به این نقطه می رسد همان فصل مشترک صفحات اکلیپتیک و استوای سماوی می باشد. امتداد این فصل مشترک در میان ستاره ها تقریباً امتداد ثابتی می باشد. بنابراین برای یک مشاهده کننده روی زمین خورشید در لحظه equinoxes در نقطه تقریباً ثابتی در میدان ستاره ها ظاهر می گردد. این نقطه را نقطه ورنال Vernal point و یا Vernal equinox می نامند (شکل ۱)

بدیهی است که نقطه ورنال به همراه پرسش پیشرفت می کند. یعنی نقطه ورنال نیز یک دور کامل از مسیر گردش زمین به دور خورشید را در یک سال پلتونیک (۲۶ هزار سال) طی می کند. به عبارت دیگر نقطه ورنال در هر سال باندازه $0/014$ درجه در اکلیپتیک حرکت می کند. مشاهدات دقیق نجومی نشان می دهند که سرعت این حرکت $50/3$ ثانیه در سال می باشد. با این حساب طول سال پلتونیک (پریود حرکت پرسش) به طور دقیق ۲۵۷۶۵ سال می باشد. خطانی در حدود $0/1$ ثانیه در مشاهده سرعت حرکت نقطه ورنال مترادف با خطانی در حدود ۵۰ سال در محاسبه طول سال پلتونیک می باشد. با مقایسه اشکال ۱ - ۵ و ۳ - ۵ معلوم می شود که جهت حرکت نقطه ورنال در مسیر اکلیپتیک در جهت عقربه های ساعت می باشد. یعنی در خلاف جهت گردش زمین بدور خورشید می باشد.

حضور ماه به عنوان قمر طبیعی زمین حرکت های زمین را پیچیده تر می کند. نخستین واقعیت مهم این است که ماه در مسیری بدور زمین حرکت می کند که با اکلیپتیک زاویه ای در حدود 11° و 5° می سازد [MUELLER, 1969]. فصل مشترک بین صفحه مسیر ماه به دور زمین با صفحه اکلیپتیک به نام خط نودال (Nadal line) معروف است (شکل ۴ - ۵). این خط هر $18/6$ سال یکبار می چرخد. این حرکت ایجاد یک تغییر پریودیک در ممان چرخشی وارد بر زمین می کند. بنابراین ماه علاوه بر مخدوش ساختن مسیر حرکت زمین به دور خورشید باعث تغییرات کوچکی نیز در پرسش می باشد. حرکت اضافی محور دوران زمین، علاوه بر پرسش، را در اثر ماه نوتیشن Nutation می نامند. مخروط نوتیشن خیلی باریکتر از مخروط پرسش می باشد. زاویه راس این مخروط فقط $18/42^\circ$ ثانیه، در مقایسه با 47° درجه زاویه مخروط پرسش، می باشد. همین طور نوتیشن خیلی سریعتر از پرسش بوده یعنی یک دور کامل را در $18/6$ سال، خیلی کمتر از ۲۶ هزار سال تکمیل می کند.



شکل ۴ - ۵ - مدار ماه



شکل ۵ - ۵ - پرسشن و نوتیشن محور دوران زمین

حرکت ترکیبی محور دوران زمین نسبت به اقلیتیک (پرسشن و نوتیشن) در شکل ۵ - ۵ نشان داده شده است. بدیهی است که نوتیشن نیز موجب تغییر محل نقطه ورنال (۲) شده ولی این تغییر خیلی کوچک است. بیان دو حرکت ژیرسکوپی پرسشن و نوتیشن به زبان ریاضی خیلی مشکل است. چرا که معان چرخشی حاصل از خورشید و ماه (عامل پرسشن و نوتیشن) نایع موقعیت‌های ماه و خورشید بوده و به طور دائم در حال تغییر

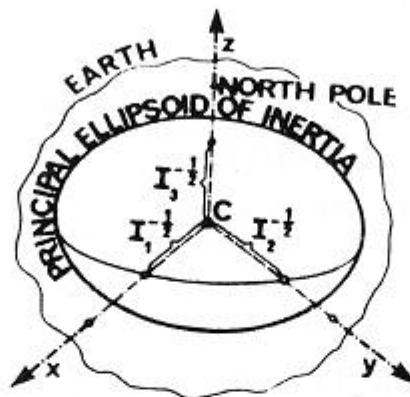
می باشد. در ترکیب حرکت محور زمین (حرکت ناشی از پرسش و نوشتن ماه و خورشید) حرکت های پریودیک دیگری ناشی از موقعیت های پریودیک ماه - خورشید وجود دارند. در میان این حرکت ها حرکت های با پریودهای $18/6$ و 26 هزار سال فقط حرکت های عمده بوده و دارای بزرگترین دامنه های $23/5^\circ$ درجه و $9/21^\circ$ ثانیه می باشند. حرکت های پریودیک دیگری به ترتیب اهمیت نظیر حرکتی با پریود نیم ساله و دامنه $0/5^\circ$ ثانیه و حرکت با پریود 14 روزه و دامنه $0/1^\circ$ در حرکت محور زمین وجود دارند. بعضی از این پریودها در ترکیب پتانسیل جذر و مد نیز وجود دارند.

موقعیت و میل زمین در فضا در هر لحظه نتیجه حرکت های فوق الذکر می باشد بنابراین تمام این حرکت ها تأثیر مستقیم در مشاهدات نجومی و ماهواره ای که از زمین انجام می گیرند دارند و لازم است که این تأثیرات در مشاهدات مورد ارزیابی قرار گیرند. روش ارزیابی تأثیرات حرکت های فوق در مشاهدات نجومی و ماهواره ای در کتاب هائی نظیر [KAULA 1966] و [MUELLER 1969] کتاب های سال و جداول نجومی مورد استفاده ژنودزی آمده است. و همچنین تئوری حرکت های فوق به تفصیل در کتاب های مکانیک سماوی نظیر NENVOMB [1906] و MELCHIOR [1923] وجود دارند. حرکت محور دورانی لحظه ای زمین نسبت به خود زمین حرکتی است جدا از حرکت های فوق. عامل این حرکت خود زمین و ساختمان درونی آن می باشد. این حرکت با جزئیات آن در دو بخش آینده بررسی خواهد شد.

۳-۵ - نوتیشن آزاد (Free nutation) زمین

برخلاف هر حرکت ژیرسکوپی که نیروئی در ایجادش دخالت دارد. در ایجاد نوتیشن آزاد هیچ نیروئی شرکت نمی کند. برای بیان این حرکت معادله دیفرانسیل آن را در سیستم مختصات طبیعی زمین مورد بحث قرار می دهیم. منظور از سیستم مختصات طبیعی این سیستم که بر اساس خصوصیات فیزیکی زمین تعریف شده باشد. سیستم طبیعی مورد استفاده در اینجا یک سیستم ژئوسنتریک (مبداء آن منطبق بر گرانیگاه زمین) بوده و متکی بر محورهای ماکزیمم اینرشای زمین می باشد یا به عبارت دیگر محورهای آن منطبق بر بردارهای ویژه تانسور اینرشای زمین (I) می باشد مطابق شکل ۶-۵ سیستم مختصات کارتزین دست راستی (x, y, z) که مبداء آن منطبق بر گرانیگاه (C) زمین و سه محور z, y, x در امتداد سه محور بیضوی اصلی اینرشای زمین، غیر از بیضوی مقایسه، می باشد برای یک جسم صلب این سه محور دارای موقعیت ثابت نسبت به خود جسم می باشد. و برای یک جسم غیر صلب با شکل و توزیع جرم متغیر جهت این محورها نسبت به زمان متغیر و تابع توزیع لحظه ای جرم در داخل جسم خواهند بود.

اگر سه ممان اینرسی ماکزیمم زمین را نسبت به محوره‌های x و y و z به ترتیب با I_1 و I_2 و I_3 نشان دهیم به معادله دیفرانسیل اولر برای حرکت نوشتن آزاد [Macmillan 1936] به صورت زیر خواهد بود.



شکل ۶ - ۵. بیضوی اصلی اینرسیای زمین

$$J\dot{\vec{\omega}} + \vec{\omega} \times J\vec{\omega} = \vec{0},$$

(۲ - ۵)

و یا

$$\begin{bmatrix} I_1 & 0 & 0 \\ 0 & I_2 & 0 \\ 0 & 0 & I_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \dot{\omega}_1 \\ \dot{\omega}_2 \\ \dot{\omega}_3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & -\omega_3 & \omega_2 \\ \omega_3 & 0 & -\omega_1 \\ -\omega_2 & \omega_1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} I_1 & 0 & 0 \\ 0 & I_2 & 0 \\ 0 & 0 & I_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_1 \\ \omega_2 \\ \omega_3 \end{bmatrix} = \vec{0}.$$

در معادله فوق ω_1 و ω_2 و ω_3 سه مؤلفه بردار سرعت زاویه‌ای دوران زمین $\vec{\omega}$ (در امتداد محور دوران لحظه‌ای زمین) در امتداد سه محور x و y و z و ω_1 و ω_2 و ω_3 سه مؤلفه بردار $\frac{d\vec{\omega}}{dt}$ در سیستم (x, y, z) می‌باشد. منظور از بردار در سیستم (x, y, z) یعنی مشتق بردار $\vec{\omega}$ نسبت به زمان. بردار $\vec{\omega}$ یک بردار تابع زمان می‌باشد. امتداد بردار $\vec{\omega}$ در هر لحظه‌ای نشان دهنده امتداد محور دوران لحظه‌ای زمین در سیستم مختصات (x, y, z) می‌باشد.

معادله ۲ - ۵ یک معادله دیفرانسیل برداری از درجه اول می‌باشد. مشاهدات نشان داده‌اند که دو ممان

اینرسی استوانی زمین یعنی I_1 و I_2 تا حدود دقت زیادی مساوی هم بوده ولی به اندازه قابل ملاحظه ای از I_3 ممان اینرسی قطبی زمین متفاوت می باشند.

با قرار دادن $I_2 = I_1$ در معادله ۲ - ۵ سه معادله دیفرانسیل زیر نتیجه می شود.

$$\dot{\omega}_1 + \frac{I_3 - I_1}{I_1} \omega_2 \omega_3 = 0, \quad \dot{\omega}_2 - \frac{I_3 - I_1}{I_1} \omega_1 \omega_3 = 0, \quad \dot{\omega}_3 = 0. \quad (5-3)$$

از معادله سوم فوق نتیجه زیر حاصل می گردد.

$$\omega_3(\tau) \doteq \text{const.} \quad (5-4)$$

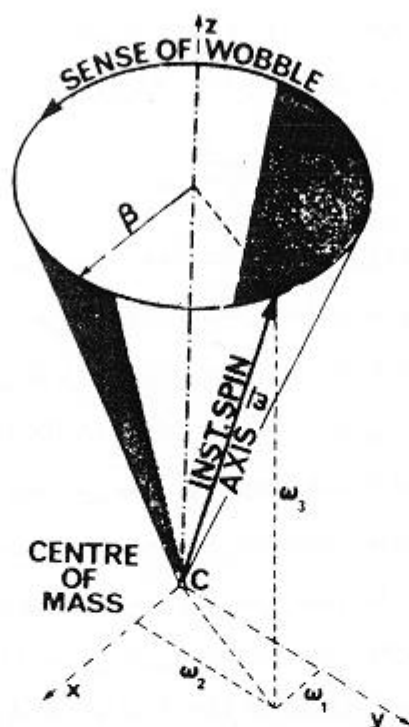
اگر مقدار ثابت فوق را μ بنامیم از مشتق گیری معادلات (۳ - ۵) دو معادله دیفرانسیل درجه دوم زیر حاصل می گردند

$$\dot{\omega}_1 + \left(\frac{I_3 - I_1}{I_1} \right)^2 \mu^2 \omega_1 = 0, \quad \dot{\omega}_2 + \left(\frac{I_3 - I_1}{I_1} \right)^2 \mu^2 \omega_2 = 0. \quad (5-5)$$

ملاحظه می کنید که در دو معادله فوق متغیرها تفکیک شده اند یعنی هر معادله متغیر مخصوص بخود را دارا می باشد. معادلات فوق بیان کننده حرکت های هارمونیک ساده می باشند. از حل معادلات فوق و با در نظر گرفتن معادلات (۵ - ۵) نتایج زیر به دست می آیند.

$$\begin{aligned} \omega_1(\tau) &= \beta \cos\left(\frac{I_3 - I_1}{I_1} \mu \tau + \psi\right), \\ \omega_2(\tau) &= \beta \sin\left(\frac{I_3 - I_1}{I_1} \mu \tau + \psi\right), \end{aligned} \quad (5-6)$$

در جواب های عمومی فوق β و ψ دو ثابت انتگرال می باشند که می توانند مقادیر اختیاری داشته باشند. با در نظر گرفتن سه مؤلفه w_1 و w_2 و w_3 به دست آمده از معادله دیفرانسیل اولر ملاحظه می شود که محور دوران لحظه ای زمین (امتداد بردار $\vec{w}$) باز یک مخروط دایروی را حول محور ماکزیمم اینرشای قطبی زمین طی می کند (شکل ۷ - ۵)



شکل ۷ - ۵ - محور دوران لحظه‌ای در سیستم مختصات طبیعی زمین

با توجه به فرمول‌های (۶ - ۵) معلوم می‌گردد که جهت حرکت محور زمین در خلاف جهت عقربه‌های ساعت می‌باشد وقتی که از قطب شمال نگاه کنیم. در حقیقت محور دوران لحظه‌ای زمینی است که حرکت‌های پرسش و نوشتن (بخش ۲ - ۵) را انجام می‌دهد. حرکت پرسش نیز با معادله اولر وقتی طرف ثانی آن مساوی نیروی خارجی وارد بر زمین (نیرویی ایجاد کننده پرسش) باشد تفسیر می‌گردد. معادله اولر و جواب‌های آن اطلاعاتی درباره مقادیر ثابت β (دامنه حرکت) و φ زاویه فاز حرکت نمی‌دهد. این مقادیر بایستی از طریق مشاهده تعیین گردند. مشاهدات نشان می‌دهند که مؤلفه‌های ω_1 و ω_2 سرعت زاویه‌ای ω در مقایسه با ω_3 خیلی کوچک هستند. به عبارت دیگر محور دوران لحظه‌ای زمین دارای انحراف بسیار کوچکی (β) نسبت به محور ماکزیمم اینرشای قطبی می‌باشد. بنابراین می‌توان مؤلفه ω_3 را عملاً مساوی قدر مطلق بردار $\vec{\omega}$ ، مقدار سرعت زاویه‌ای دوران، دانست.

$$\omega_3 = \mu = \omega = 2\pi/1 \text{ sidereal day.} \quad (5-7)$$

اگر پریود حرکت نوتیشن آزاد (حرکت قطبی) را با P نشان دهیم با در نظر گرفتن اینکه سرعت زاویه‌ای این حرکت طبق فرمول‌های (۵-۶) برابر $\mu(I_3 - I_1)/I_1$ می‌باشد خواهیم داشت.

$$P = 2\pi \frac{I_1}{(I_3 - I_1)\mu} \quad (5-8)$$

از مشاهدات پرسشن و نوتیشن معلوم شده است که فشردگی دینامیکی زمین $(I_3 - I_1)/I_1$ مساوی 1/305 می‌باشد. با قرار دادن آن در فرمول فوق پریود حرکت قطبی مساوی 305 روز نجومی (پریود اولر) خواهد بود. اما پریود واقعی حرکت قطبی که برای اولین بار در اواخر قرن گذشته مشاهده گردید حدود چهل درصد از پریود اولر بزرگتر است [CHANDLER 1891]. این اختلاف در دو پریود اولر و چندلر ناشی از غیر صلب بودن زمین واقعی است [NEWCOMB 1892]. غیر صلب بودن زمین باعث افزایش پریود حرکت قطبی شده و امروزه این پریود برابر 435 روز خورشیدی بوده و بنام پریود چندلر (chandler) معروف است.

اگر زمین به صورت یک جسم غیر صلب یعنی قابل تغییر شکل عمل کند در آن صورت اصطکاک‌های درونی بوجود آمده و موجب اتلاف انرژی درونی زمین خواهد شد و این اتلاف انرژی بایستی در حرکت قطبی تأثیر داشته باشد. اگر یک سیستم دینامیکی مواجه با تحلیل انرژی درونی خود باشد ظاهراً حرکت‌های آن نیز رو به تحلیل خواهد رفت. در مورد زمین نیز با وجود اصطکاک‌های درونی به نظر می‌رسد که دامنه β به فرم یک منحنی نمائی نقصان پیدا می‌کند.

۴-۵ - مشاهدات حرکت قطبی و تغییرات سرعت زاویه‌ای دوران

به منظور تعیین پارامترهای مجهول حرکت قطبی (نوتیشن آزاد) اتحادیه بین‌المللی نجوم IAU برنامه‌ای تحت عنوان سرویس بین‌المللی تعیین عرض جغرافیائی (ILS) تدوین نمود تا حرکت واقعی قطب را تحت مشاهده قرار دهد. به طوری که در بخش ۲-۱۵ خواهید دید هر نوع جابجائی در قطر موجب تغییر عرض جغرافیائی لحظه‌ای یک نقطه و یا نقاط روی زمین خواهد شد بنابراین با اندازه‌گیری تغییرات عرض یک نقطه می‌توان به طور مستقیم پی به جابجائی قطب یعنی حرکت قطب برد بدین منظور پنج ایستگاه مشاهداتی izusawa در ژاپن و Kitab در روسیه و Carlafart در ایتالیا و دو ایستگاه Gaithers-burg و Ukiah در امریکا که هر پنج ایستگاه تقریباً در مدار $39^\circ 08'$ شمالی قرار دارند از سال 1899 شروع به مشاهده پدیده حرکت قطبی نمودند. از آن سال به بعد تعداد ایستگاه‌های مشاهداتی و دائم حرکت قطب افزایش یافته و اکنون یک شبکه‌ای از صد ایستگاه را تشکیل می‌دهند. این ایستگاه اکنون تحت نظارت در سازمان بنام‌های سرویس بین‌المللی حرکت قطب (IPMS) که مرکز

آن در Mizusawa در ژاپن و بیرو بین المللی BIH با مرکزش در پاریس مشغول به کار می باشند. در سال ۱۹۶۹ لایبراتور تسلیحاتی ناوال آمریکا برنامه مشاهدات قطبی خود را تحت عنوان سرویس حرکت قطبی دالگرین (DPMS) شروع کرد. مشاهدات آنها مبنی بر شبکه ای از ایستگاه های ماهواره ای ترانزیت بود.

در حال حاضر اندوخته ای غنی از مشاهدات انجام شده از حرکت قطب موجود می باشد. آنچه که از آنالیز این مشاهدات بر می آید در درجه اول این است که حرکت قطب خیلی پیچیده تر از آن است که تصور می شد. شکل ۵ - ۸ حرکت و مسیر واقعی قطبی را بین سال های ۱۹۶۲-۱۹۷۷ نسبت به مبدأ انتخابی بین المللی (CIO) نشان می دهد. مبدأ مناسب بین المللی CIO متوسط مکان قطب های لحظه ای بین سال های ۱۹۰۵-۱۹۰۰ می باشد. در نگاه اول متوجه می شویم که برخلاف پیش بینی تئوری دامنه حرکت قطب نقصان پیدا نمی کند. در توجیه این مطلب شاید بتوان گفت که با وجود اصطکاک های داخلی زمین که موجب تحلیل حرکت قطب می شود. مکانیزمی نیز وجود دارد که گاه گاهی و یا بطور پیوسته موجب تهییج حرکت قطب می گردد. این فرضیه که تهییج حرکت قطب می گردد. به علت زلزله های تکنونیک است هنوز به قوت یک فرض بوده و به اثبات نرسیده است. ارزیابی کمی پارامترهای تعیین کننده دو حرکت فوق الذکر هنوز غیر دقیق بوده و قابل اعتماد نیستند.

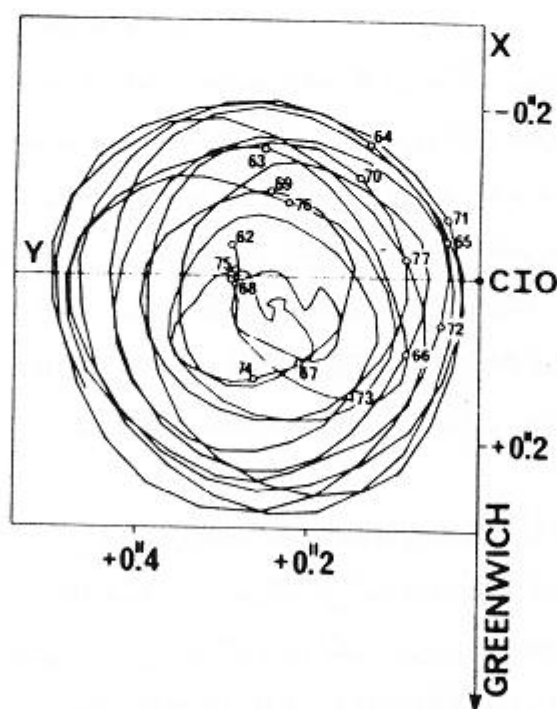


FIG. 5.8. Observed polar motion. (Courtesy of Dr. S. Yumi [1977], Director of IPMS.)

شکل ۵ - ۸

محققین زیادی برای تعیین محکم ترین مقدار پریود چندلر کار کرده اند. نتایج محاسبات آنها در جدول زیر آمده است.

منبع اطلاعات	دوره اطلاعات	پریود چندلر	نام محقق
ILS	1899-1967	433.15	JEFFERYS [1968]
BIH	1951-1966	435.1	VANICEK [1969]
ILS	1890-1969	429.9	YUMI [1970]
DPMS	1967-1970	416.6	ANDERLE [1970]
ILS	1900-1973	432.95	CURRIE [1974]
IPMS	1960-1974	430.8	GRABER [1976]

بدیهی است که تعیین یک عدد واحد برای دامنه β ، به علت نوسان آن در اثر تحلیل و تهییج حرکت قطبی شکل است. اما آنالیز اطلاعات جمع آوری شده β را بین 0.1° - 0.2° نشان می دهند جابجائی نظیر مقادیر مذکور برای قطب روی زمین بین 3 - 6 متر خواهد بود.

آنالیز اطلاعات موجود از حرکت قطبی نشان می دهد که دو حرکت پریود یک مهم دیگر نیز در حرکت واقعی قطب وجود دارند - تغییرات فصلی و تغییرات دائمی. مکانیزیم دقیق کنترل کننده این تغییرات هنوز کاملاً معلوم نیست. تغییرات فصلی با پریود سالیانه موجب تغییر دامنه حرکت چندلر در حدود 0.12° - 0.04° می گردد. این تغییرات مترداف با جابجائی 4 - 1 متر قطب می باشد. این تغییرات ناشی از تغییرات فصلی درجه حرارت، فشار هوا و بارش برف و باران [MUNK AND MACDONALD 1960] می باشد.

بعضی از محققین نظیر VANICEK [1971] و WELLS AND CHINNERY [1973] را عقیده بر این است که یک قسمت از تغییرات فصلی مذکور مجازی است و شاید ناشی از تأثیرات مختلف فصلی در ایستگاه های مختلف مشاهداتی باشد.

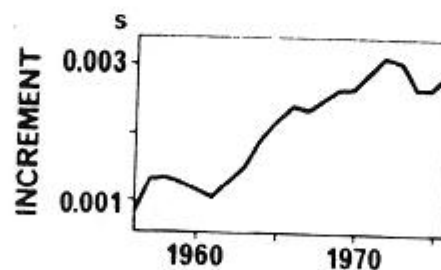
حرکتی از قطب که کمتر قابل درک می باشد تغییرات دائمی قطب می باشد. قطب به طور دائم با سرعتی معادل 0.002° تا 0.003° ثانیه در سال به یک سمت حرکت می کند علت این حرکت را حرکت های تکتونیکی، پوسته زمین می دانند. بعضی از محققین ادعا می کنند که وجود یک تغییر پریودیک با پریود بیست و چهار سال را در حرکت قطبی کشف کرده اند. [MARKOWITZ AND GUINOT 1968] و [VANICEK 1969] در هر حال مشکل است که بتوان میزان وابستگی تغییرات فوق را به حرکت نوتیشن آزاد تشخیص داد.

در بخش ۲ - ۵ گفته شد که زمین در یک دور گردش خود به دور خورشید (یک سال نجومی) به تعداد 366.2564 دوران کامل (روز نجومی) انجام می دهد. در گذشته سرعت دوران زمین را ثابت تصور می کردند طوری ثابت که تا سال 1930 زمین به عنوان دستگاه بین المللی زمان سنج بکار می رفته است. رفته رفته در اثر افزایش دقت مشاهدات و همچنین اختراع ساعت های دقیق معلوم شد که تغییراتی در سرعت دوران زمین وجود دارند. بعد از ایجاد سازمان BIH و اختراع ساعت های اتمی در سال 1955 اطلاعات ما از تغییرات سرعت زاویه ای دوران بیشتر شد.

تا حال حاضر سه نوع تغییرات در سرعت زاویه ای دوران زمین مشاهده شده اند [MARDOWITZ 1972]. این تغییرات دائمی، پریودیک و نامنظم می باشند. به عنوان تغییر اول می توان از کاهش دائمی و پیوسته سرعت زاویه ای در اثر اصطکاک جذر و مد نام برد. این کاهش مترادف با افزایش طول روز و شب به اندازه ۲ میلی ثانیه در قرن می باشد. تغییر دوم تغییر فصلی با پریود یکسال و نیم و سایر تغییرات پریود یک ماهانه ممکن است مقادیری تا چند میلی ثانیه داشته باشند. قسمتی از این تغییرات را ناشی از جذر و مد و قسمت دیگر را ناشی از تأثیرات باد می دانند.

جالبترین پدیده مشاهده شده از دوران زمین تغییرات نامنظم و ناگهانی سرعت دوران زمین می باشد. این تغییرات حتی تا ده میلی ثانیه در روز هم می رسند. این تغییرات ناگهانی نشانه وجود مکانیزم تهییج (شتابنده) باشد. اما برخلاف حرکت قطبی زلزله های نکتونیک را نمی توان عامل تغییرات نامنظم سرعت دوران زمین دانست. [MARKOWITZ 1972].

تغییرات واقعی مشاهده شد بین سال های 1959 - 1976 در شکل ۹ - ۵ نشان داده شده است.



شکل ۹ - ۵ - تغییرات سرعت دوران زمین برحسب طول روز (86400 ثانیه به علاوه تغییرات)

فصل ششم

زمین و میدان ثقل آن

دستگاه‌هایی که اندازه‌گیری‌های ژئودزی را چه در بالا و چه در سطح زمین انجام می‌دهد تحت تاثیر انواع نیروهای فیزیکی می‌باشند. بنابراین لازم است که اثر این نیروها مورد بررسی قرار گیرد. اندازه‌گیری‌های (مشاهدات) ژئودزی در فضای فیزیکی انجام می‌گیرند بنابراین برای تفسیر و استفاده صحیح مشاهدات انجام شده درک صحیح هندسه آن فضا ضروری است.

به طوری که تجربیات روزانه نشان می‌دهند مهمترین نیروی فیزیکی حاضر در سطح زمین نیروی ثقل می‌باشد و ژئودزین‌ها در مطالعه شکل هندسی زمین ناچار به مطالعه میدان ثقل آن می‌باشند. در نتیجه بررسی و مطالعه موارد هندسی میدان ثقل قسمت عمده‌ای از ژئودزی را تشکیل می‌دهد. و از آنجائی که ژئودزی با اجسام ساکن در سطح زمین و یا اجسام با حرکت قطبی سر و کار دارد بنابراین تئوری مورد نیاز آن تئوری جاذبه نیوتنی است و نیازی به پرداختن به تئوری جاذبه انشتین ندارد.

همین طور نظر این فصل بیشتر معرفی موضوع (میدان ثقل زمین) بوده و متدهائی بروی میدان ثقل مورد بحث قسمت دیگری می‌باشد. خواننده با مطالعه این فصل می‌تواند آمادگی لازم برای درک مطالب آن قسمت را کسب نماید. در این فصل تاکید در رفتار میدان ثقل در سطح زمین و بلافاصله بالای آن (مجاور سطح زمین) می‌باشد بررسی میدان ثقل زمین در فضای بیرون آن نیاز به روش‌های پیچیده دارد. در این فصل زمین به صورت یک جسم صلب در نظر گرفته شده است و هر بار که نیاز باشد تاثیر ناشی از غیر صلب بودن زمین واقعی در نتایج مورد بحث قرار خواهد گرفت.

در بخش اول این فصل میدان ثقل زمین از نظر فیزیکی و ریاضی مورد بحث قرار گرفته فرموله می‌گردد. بخش دوم مقدار (قدر مطلق) میدان ثقل را مورد بحث قرار داده و میدان ثقل نرمال (یک مدل ریاضی برای میدان ثقل واقعی) و انگیزه ایجاد آن را بیان می‌کند. در بخش سوم پتانسیل ثقل شرح داده شده و عبارات سطوح هم پتانسیل و خطوط شاقولی تعریف می‌شوند. بخش چهارم (بخش آخر) ژئوئید و انحراف قائم را تعریف می‌کند.

۱-۶- میدان ثقل

به طوری که در تاریخچه ژنودزی ملاحظه کردید، اسحاق نیوتن اولین کسی بود که در قانون مشهور جاذبه عمومی خود به طور ریاضی نشان داد که هر جسم فیزیکی اجسام فیزیکی دیگر را با نیروی بنام نیروی جاذبه به طرف خود جذب می کند.

مطابق این قانون یک جسم فیزیکی بجرم M جسم دیگر فیزیکی بجرم m را با نیروی F که متناسب با حاصلضرب دو جرم و متناسب به معکوس با مجذور فاصله آن دو جسم (Δr) می باشد به طرف خود جذب می کند.

$$F = G \frac{Mm}{\Delta r^2} \quad (۱-۶)$$

نیروی F معروف به نیروی جاذبه و یا کشش جاذبه و یا نیروی جاذبه نیوتنی می باشد ضریب تناسب G که با K هم نشان داده می شود معروف به ثابت جاذبه نیوتنی می باشد. G را می توان بیانگر خاصیت عمومی هر ماده دانست. مقدار ثابت G که از تجربیات مختلف به دست آمده عبارتست از $6,670 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ و یا $6,670 \times 10^{-8} \text{ g}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-2}$. عدد مزبور تا $0,005 \times 10^{-8} \text{ g}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-2}$ دقت دارد.

نیروی جاذبه بین دو جسم در امتداد خط مستقیم و با سرعتی معادل سرعت نور انتشار پیدا می کند. در اینجا می توانیم سرعت فوق را بی نهایت فرض کنیم یعنی اینکه تأثیر جاذبه در هر فاصله بزرگی آنی است. این فرض در مکانیک کلاسیک عنوان شده است.

دو جسم A و B با اجرام m و M را در نظر می گیریم که دارای ابعادی خیلی کوچک (قابل صرفنظر کردن در مقابل فاصله بین آن دو) می باشند. نیروی جاذبه F که جسم B روی A اعمال می کند. از رابطه زیر قابل محاسبه است.

$$\vec{F}_{B \rightarrow A} = G \frac{Mm}{|\vec{r}_B - \vec{r}_A|^3} (\vec{r}_B - \vec{r}_A) \quad (۲-۶)$$

معادله برداری فوق جهت و مقدار بردار نیروی جاذبه F را نشان می دهد. برای بدست آوردن نیروی جاذبه ای که A روی B اعمال می کند کافی است اندیس های A و B را در فرمول فوق جابجا کنید (شکل ۱-۶) اگر بتوانیم از ابعاد یکی از اجسام مثلاً جسم B در مقابل فاصله آن از جسم A صرفنظر کنیم مثل حالت یک جسم کوچک A نسبت به زمین B در این صورت می توانیم جسم B (زمین) را متشکل از اجسام و زمین کوچک با حجم dB در نظر بگیریم (شکل ۲-۶)

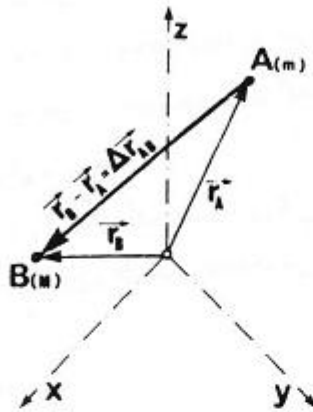


FIG. 6.1. Gravitational attraction between two particles

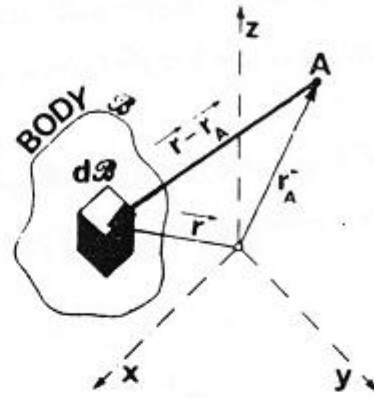


FIG. 6.2. Gravitational attraction of a physical body.

شکل ۱ - ۶

شکل ۲ - ۶

حال می‌توانیم نیروی جاذبه هر کدام از المان‌های وزین با حجم dB را روی جسم A بررسی کنیم. اگر $\vec{r}$ بردار وضعیت المان dB را متغیر مستقل در نظر گرفته و توزیع جرم داخل المان را متشابه و به صورت تابع $\delta(\vec{r})$ قرار دهیم نیروی جاذبه حاصل از المان حجمی dB را می‌توان به شکل زیر نوشت.

$$\vec{F}_{dB \rightarrow A} = G \frac{\sigma(\vec{r}) dV m}{|\vec{r} - \vec{r}_A|^3} (\vec{r} - \vec{r}_A). \quad (6-3)$$

با تجربه ثابت شده است که نیروهای جاذبه دارای خاصیت تجمعی می‌باشند یعنی برآیند نیروهای جاذبه حاصل از المان‌های dB مساوی کل نیروی جاذبه حاصل از طرف جسم حجم B روی A می‌باشد با در نظر گرفتن حجم dB به صورت المان ریاضی حجمی از جسم B نیروی کل F به صورت زیر می‌باشد.

$$\vec{F}_{B \rightarrow A} = \vec{F}(\vec{r}_A) = Gm \int \int \int \frac{\sigma(\vec{r})}{|\vec{r} - \vec{r}_A|^3} (\vec{r} - \vec{r}_A) dV \quad (6-4)$$

از معادله فوق می‌توان در محاسبه نیروی جاذبه حاصل از طرف زمین به اجسام اطراف آن که از نظر ابعاد در برابر زمین قابل صرف‌نظر کردن می‌باشد استفاده نمود. بدیهی است که برای محاسبه انتگرال سه گانه فوق بایستی تابع زیر انتگرال یعنی $\delta(\vec{r})$ تابع توزیع جرم در داخل زمین به صورت تحلیلی برحسب متغیر مستقل $\vec{r}$ مشخص

باشد. اما تابع $\delta(r)$ تنها بطور تقریبی برای زمین مشخص می باشد. در شکل زیر نمونه ای از یک مدل تقریبی برای توزیع جرم را در داخل زمین که باعث مشاهدات لرزه نگاری بدست آمده مشاهده می کنید.

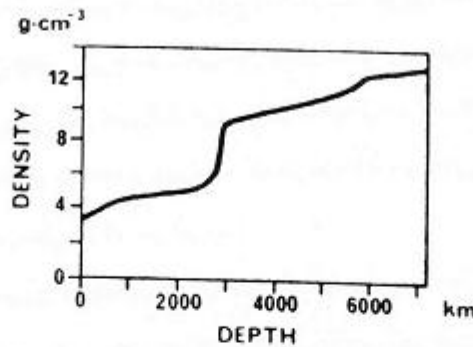


FIG. 6.3. Variation of density with depth.

شکل ۳ - ۶

در تمام مدل های توزیع جرم بدست آمده از لرزه نگاری فرض بر این است که توزیع جرم در داخل زمین دارای تقارن کروی می باشد یعنی δ تنها تابعی از فاصله r از مرکز ثقل و یا به عبارت دیگر تابع عمق می باشد. می توان ثابت کرد که میدان جاذبه حاصل از چنین جسمی یک میدان شعاعی می باشد یعنی نیروهای جاذبه حاصل از این جسم به طور مرکز ثقل آن بوده و مقدار نیرو تنها تابع فاصله از مرکز ثقل می باشد. این بدان معنی است که نیروی جاذبه حاصل از این جسم معادل نیروی جاذبه حاصل از یک نقطه مادی واقع در محل مرکز ثقل جسم با وزن بزرگ M (وزن کل جسم) می باشد.

$$M = \iiint_V \sigma(r) d\mathcal{V}. \quad (6-5)$$

از قبل می دانیم که نیروی جاذبه حاصل از یک نقطه ماده طبق معادله ۲ - ۶ محاسبه می شود. اگر شعاع متوسط زمین (R) را 6371.031 کیلومتر و مقدار GM را $3.98603 \times 10^{20} \text{ cm}^3\text{s}^{-2}$ [IAG 1971] در نظر بگیریم از معادله ۲ - ۶ مقدار نیروی جاذبه زمین در سطح آن محاسبه می شود.

$$|\vec{F}| = F = 982.022 [\text{cms}^{-2}] \times m, \quad (6-6)$$

در فرمول فوق m جرم جسم جذب شونده می باشد. از آنجائی که می دانیم توزیع جرم در واقع نه تنها به طور شعاعی بلکه به طور جانبی نیز نامنظم می باشد و شکل واقعی زمین کروی نیست بنابراین میدان جاذبه زمین نیز در واقع یک میدان شعاعی نخواهد بود و مقدار جاذبه فوق (فرمول ۶ - ۶) تنها یک مقدار تقریبی در سطح جهانی خواهد بود.

به علت فقدان معلومات کافی از توزیع جرم در داخل زمین تا به امروز فرمول ۴ - ۶ از اهمیت محدودی در ژئودزی برخوردار است مگر از آن فرمول برای نشان دادن وابستگی جاذبه به توزیع جرم استفاده شود. معادله ۴ - ۶ همچنین نشان می دهد که اگر دانسیته زمین تابع زمان باشد نیروی جاذبه حاصل از آن نیز با زمان تغییر خواهد نمود. این وصف حال زمین واقعی می باشد. ولی این تغییرات بسیار کوچک و ارزیابی آنها مشکل است. بدین جهت در ژئودزی از ارزیابی این تغییرات در نیروی جاذبه زمین صرف نظر می کنند مگر ارزیابی تغییرات زمانی نیروی جاذبه حاصل از جذر و مد ماه و خورشید که درباره آن در فصل هشتم صحبت خواهد شد. در اینجا توزیع جرم در داخل زمین ثابت در نظر گرفته می شود.

این واقعیت که زمین حول محوری دوران می کند مسئله جاذبه را پیچیده تر می کند اگر چه زمین را صلب هم در نظر بگیریم. دوران زمین موجب یک نیروی اضافه دیگر می باشد. این نیرو (f) بر تمام اجسامی که روی زمین بوده و یا به همراه زمین دوران می کنند وارد می شود.

امتداد این نیرو همیشه عمود بر محور دوران لحظه ای زمین بوده و بنام نیروی گریز از مرکز می باشد. طبیعت این نیرو ظاهری است یعنی به محض اینکه جسم از حرکت به همراه زمین باز ایستد دیگر این نیرو را دریافت نخواهد کرد و یا به عبارت دیگر این نیرو از بین خواهد رفت. مقدار نیروی f وارد بر جسم m به صورت زیر خواهد بود.

$$f = p\omega^2 m,$$

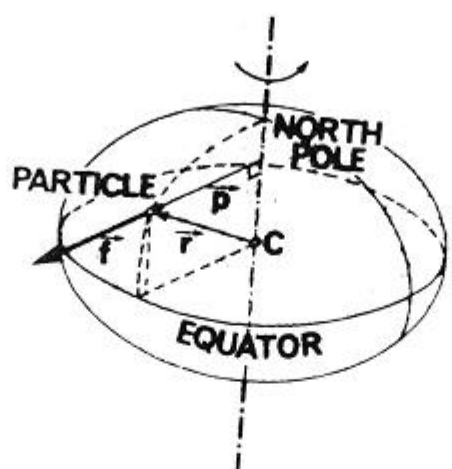
(۷ - ۶)

که در آن P فاصله عمودی جسم از محور دوران زمین و w سرعت زاویه دوران زمین و m وزن جسم می باشد. اگر w را مساوی $w = 72.921151467 \times 10^{-6}$ رادیان در ثانیه و $P = 6378.160$ km باشد مقدار نیروی گریز از مرکز در استوا برابر:

(۸ - ۶)

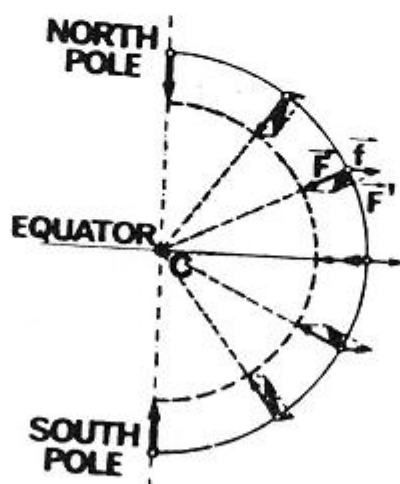
$$f = 3.392 [\text{cm s}^{-2}] \times m,$$

خواهد بود. نیروی فوق در حدود 0.35 درصد نیروی جاذبه می باشد. نیروی گریز از مرکز در قطبین وجود ندارد. جهت و مقدار نیروی گریز از مرکز دارای تغییراتی نسبت به زمان دارند. تغییرات در مقدار سرعت زاویه ای دوران زمین (نسبت به زمان) ایجاد تغییراتی در مقدار نیروی گریز از مرکز و تعویض محور دوران زمین (حرکت قطبی محور دوران زمین) باعث تغییر جهت نیروی گریز از مرکز می گردد. این تغییرات به طوری که در بخش ۳ - ۵ دیده شد خیلی کوچک بود و می توان از آنها در این فصل براحتی صرف نظر کرد. این تغییرات در بخش ۴ - ۲۵ مورد بحث قرار خواهند گرفت.



شکل ۴ - ۶ - نیروی گریز از مرکز

برآیند دو نیروی جاذبه و نیروی گریز از مرکز بنام نیروی ثقل می باشد میدان این نیرو در اطراف زمین در شکل ۵ - ۶ نشان داده شده است. بردار نیروی ثقل با خط درشت نشان داده شده است.



شکل ۵ - ۶ - نیروی ثقل

بطوری که از شکل نیز پیداست نیروی ثقل در قطبین قویتر از آن در استوا است. در واقع اختلاف نیروی ثقل از قطب تا استوا در حدود 0.35 خواهد بود اگر زمین کروی کامل باشد از آنجائی که زمین کروی نبوده بلکه کم و بیش بیضوی می باشد بنابراین اختلاف نیروی ثقل از قطب تا استوا بیش از مقدار فوق یعنی حدود 0.54 درصد می باشد.

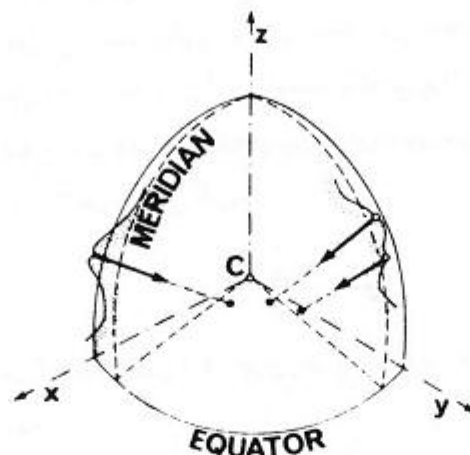
معمول است که بیشتر با بردار شتاب کار می کنند تا بردار نیرو دلیل این انتخاب را می توان در زیر ملاحظه کرد. معادله برداری نیروی ثقل یعنی مجموع معادله ۴ - ۶ و معادل برداری معادله ۷ - ۶ را در نقطه A می توان به صورت زیر نوشت:

$$\begin{aligned} \vec{F}(\vec{r}_A) &= \vec{F}_g + \vec{f}_A \\ &= \left\{ G \iiint_V \frac{\sigma(\vec{r})}{|\vec{r} - \vec{r}_A|^3} (\vec{r} - \vec{r}_A) d\mathcal{V} + \vec{p}_A \omega^2 \right\} m. \end{aligned} \quad (6-9)$$

به طوری که دیده می شود نیروی ثقل $\vec{F}_g$ برابر است با حاصل ضرب عبارت داخل آکولاد و جرم m می باشد. مطابق قانون دوم نیوتن (نیرو برابر است با حاصل ضرب شتاب در جرم) عبارت داخل آکولات بایستی بردار شتاب باشد. این بردار را با $\vec{g}$ نشان داده آن را بردار ثقل می نامیم، یعنی داریم.

$$\vec{F}(\vec{r}_A) = \vec{g}(\vec{r}_A) m. \quad (6-10)$$

در بعضی نشریات $\vec{g}$ را بردار شتاب ثقل نیز می نامند. در مطالعه خصوصیات هندسی میدان برداری $\vec{F}$ کافی است که بردار $\vec{g}$ مد نظر قرار گیرد. چرا که جرم m جسم واقع در میدان به عنوان ضریب ثابت و یا به عبارت دیگر مقیاس میدان عمل می کند. بردار شتاب ثقل $\vec{g}$ تصویر کامل میدان نیروی $\vec{F}$ را نشان می دهد. میدان برداری شتاب ثقل، کاملاً طرز عمل نیروی ثقل را اگر جسمی در آن میدان قرار گیرد نشان می دهد.



شکل ۶-۶ جهت شتاب ثقل

میدان ثقل به عنوان یک میدان برداری مقدار (قدر مطلق) و جهت شتاب ثقل را در هر نقطه معین می کند (شکل فوق) کار با قدر مطلق میدان بخاطر اینکه یک اسکالر می باشد ساده است و واحد آن گال مخفف نام فیزیکدان معروف گالیله (Caldco Galiloi) می باشد (یک گال یعنی یک سانتی متر بر مجذور ثانیه). مقدار شتاب ثقل در سطح زمین به طور متوسط 980.3 گال (gal) می باشد. مطالعه جهت میدان شتاب ثقل از مطالعه مقدار آن مشکل تر است بنابراین قبل از پرداختن به خصوصیات میدان از نظر جهت بایستی مباحثی چند مورد مطالعه قرار گیرند (بخش ۴ - ۶)

۲-۶-۱ نامولی جاذبه

مقدار شتاب ثقل g را در هر نقطه می توان با استفاده از دستگاه های مختلف اندازه گیری شتاب ثقل تعیین نمود. بانک اطلاعاتی از مقدار جاذبه از نقاط مختلف دنیا توسط بیرو بین المللی پاریس (Bureau Graraimetrique International) تشکیل و نگهداری می شود. چندین میلیون مشاهدات جاذبه تاکنون از تمام نقاط دنیا جمع آوری شده است.

این مشاهدات نشان می دهند که مقدار جاذبه چه در سطح جهان بلکه در سطح یک منطقه و حتی در سطح محل متغیر می باشد. دامنه تغییرات جاذبه در سطح جهانی بیش از S گال یعنی حدود بیش از 0.5 درصد توسط g می باشد. این تغییرات با سانی توسط دستگاه های حتی غیر دقیق قابل اندازه گیری است. دستگاه های مدرن اندازه گیری جاذبه می توانند تا کسری از یک میکرو گال ($1 \mu \text{ gal} = 10^{-6} \text{ gal}$) یعنی $10^{-10} g$ را اندازه گیری کنند.

تغییرات جاذبه در سطح و اطراف زمین از سه منبع ناشی می‌شوند. ۱ - ارتفاعات متفاوت نقاط سطح زمین
۲ - غیر کروی بودن زمین ۳ - توزیع نامنظم جانبی جرم در داخل زمین مطالعه تغییرات جاذبه ناشی از منابع فوق
در اطراف زمین (فضای بیرون زمین) مورد بحث در اینجا نیست بلکه می‌پردازیم به تغییرات جاذبه در سطح زمین.
نخست تغییرات ناشی از ارتفاع یک نقطه در سطح زمین را مورد بررسی قرار می‌دهیم. برای این کار مقدار
متوسط شتاب جاذبه را از فرمول ۱ - ۶ در نظر می‌گیریم.

$$g \doteq G \frac{M}{r^2}, \quad (۱۱ - ۶)$$

در فرمول فوق r فاصله از مرکز ثقل زمین و M جرم زمین می‌باشد. دیفرانسیل g از فرمول فوق نسبت به
 r مقدار تغییرات شعاعی g را معلوم می‌کند.

$$\frac{dg}{dr} \doteq -2 \frac{GM}{r^3} \quad (۱۲ - ۶)$$

با تشخیص اینکه نمو dr در جهت شعاع زمین خیلی نزدیک به نمو dH در جهت ارتفاع می‌باشد می‌توان
تغییرات جاذبه در جهت ارتفاع را از فرمول فوق نتیجه گرفت.

$$dg \doteq -2 \frac{GM}{r^3} dH. \quad (۱۳ - ۶)$$

برای به دست آوردن تغییرات ارتفاعی جاذبه در سطح زمین کافی است بجای r شعاع متوسط زمین (R) را قرار
داد. با این جابجائی مقدار متوسط تغییرات ارتفاعی جاذبه در سطح و یا نزدیک سطح زمین به صورت زیر خواهد
بود.

$$dg \doteq -0.308 [mGal m^{-1}] dH. \quad (۱۴ - ۶)$$

اولین چیزی که از فرمول فوق مشهود است این است که تغییرات جاذبه (dg) نسبت به تغییرات مثبت ارتفاعی
(dH مثبت) منفی می‌باشد یعنی مقدار جاذبه با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. این خاصیت را می‌توان از فرمول
۱۱ - ۶ نیز نتیجه گرفت. دومین چیزی که از فرمول فوق نمایان است این است که با افزایش ارتفاع به اندازه ۳۲
کیلومتر شتاب جاذبه فقط باندازه یک درصد (۱۶۰) کاهش پیدا می‌کند و یا با صعود به قله اورست
(مرتفع‌ترین نقطه روی زمین) شتاب ثقل باندازه ۰.۳۶ درصد کاهش پیدا می‌کند.

تصحیح شتاب جاذبه نسبت به ارتفاع برحسب فرمول (۱۴ - ۶) را تصحیح هوای آزاد می‌نامند. در فصل
بیست و یکم روش‌های دیگر برای ارزیابی تأثیر ارتفاع را مورد بحث قرار خواهیم داد. شتاب جاذبه بعد از
تصحیح نسبت به ارتفاع، با هر روشی که انجام گیرد، هنوز نسبت به عرض جغرافیائی (به علت پخی زمین

olclatener) و همینطور به علت توزیع نامنظم جرم از محلی به محل دیگر متغیر می باشد.

قبل از صحبت درباره تغییرات g نسبت به عرض جغرافیائی (ناشی از پخی زمین در قطبین) و بعثت توزیع نامنظم جرم در داخل زمین بایستی نکات زیر روشن شوند. تمام تغییرات شتاب ثقل هر چند که باسانی در سطح زمین قابل اندازه گیری باشند در مقایسه با قدر مطلق شتاب ثقل کوچک می باشند. بنابراین سعی شده است که قسمت اعظم شتاب ثقل را در قالب یک مدل ریاضی تحلیلی بیان کنند بعد اختلاف آن را با مقدار مشاهده شده از شتاب ثقل (مقدار واقعی) مورد مطالعه قرار دهند. روش مرسوم برای این کار این است که نخست شتاب ثقل واقعی را نسبت به ارتفاع تصحیح کرده سپس آن را با یک شتاب ثقل تحلیلی (شتاب ثقل رفرانس) مقایسه می کنند. اختلاف بدست آمده از این مقایسه است که به عنوان تغییرات شتاب ثقل مورد مطالعه قرار می گیرد. برای مقاصد ژئودزی شتاب ثقل رفرانس را چنان انتخاب می کنند که متوسط اختلاف آن با مقدار واقعی تا حد امکان کوچک باشد.

بدیهی است که شتاب ثقل رفرانس می تواند حاصل فرمول (۱۱ - ۶)، یعنی یک میدان شعاعی ثقل انتخاب گردد. با این انتخاب قسمت عمده شتاب ثقل و تغییرات ارتفاعی آن مدوله شده ولی تغییرات اصلی آن (تغییرات حدود ۵ گال ناشی از پخ و یا olilate بودن زمین) باقی خواهد ماند یا به عبارت دیگر از قلم خواهد افتاد. اما این تغییرات را هم می توان حداقل تا دهم مقدار فوق مدوله کرد اگر شتاب ثقل رفرانس بیضوی، بجای کروی (شعاعی)، انتخاب شود. شتاب ثقل رفرانس بیضوی را می توان از تعریف و تعیین یک بیضوی دورانی وزین هم مرکز با مرکز ثقل زمین به طوری که محور اقصر آن منطبق بر محور ماکزیم اینرشیای زمین باشد نتیجه گرفت. شتاب ثقل حاصل از این بیضوی دورانی وزین که به همراه زمین با سرعت دورانی آن (w) دوران کرده و دارای توزیع جرم متقارن نسبت به محور دورانش می باشد بطور تحلیلی قابل محاسبه می باشد. این همان شتاب ثقل بیضوی بوده و بنام شتاب ثقل نرمال معروف است و آن را با بردار $\vec{\gamma}$ نمایش می دهند میدان ثقل نرمال ($\vec{\gamma}$) هم تابع فاصله از مرکز ثقل و هم تابع عرض جغرافیائی ϕ می باشد.

بردار γ بخاطر تقارن محوری توزیع جرم در داخل بیضوی تابع پارامتر λ (طول جغرافیائی) نیست. بطور معمول مقدار γ را بصورت تابعی از ارتفاع h بالای بیضوی و عرض ϕ نشان می دهند.

یکی از اولین تلاش ها در تعریف میدان ثقل نرمال توسط BOWIE AND AVERS [1914] انجام گردیده که پخ بودن زمین را نیز دربر می گیرد. فرمول آنها برای شتاب ثقل نرمال هنوز در بعضی از کارهای ژئودزی مورد استفاده می باشد. این فرمول عبارتست از:

$$\gamma = 980.624(1 - 0.002644 \cos 2\phi + 0.000007 \cos^2 2\phi) - 0.3086 h - 0.0002 h \cos 2\phi + 7.1 \times 10^{-8} h^2 \text{ Gal}, \quad (15 - 6)$$

در فرمول فوق h برحسب متر می باشد.

بطوری که قبلاً نیز گفته شد معمول است که شتاب ثقل واقعی (اندازه گیری شده) در سطح زمین را بعد از تصحیح آن نسبت به ارتفاع با شتاب نرمال مقایسه می کنند. بدین منظور شتاب ثقل نرمال روی بیضوی رفرانس که معمولاً با γ_0 نشان داده می شود مورد استفاده قرار می گیرد. بنابراین شتاب γ_0 مدل BOWIE - AVERS بصورت زیر بیان می شود.

(۶ - ۱۶)

$$\gamma_0 = 980.624(1 - 0.002644 \cos 2\phi + 0.000007 \cos^2 2\phi) \text{ Gal.}$$

فرمول فوق از فرمول (۶ - ۱۵) با احتساب $h = 0$ نتیجه شده است. از محققان دیگر فرمول های دیگری موجود می باشد.

به منظور یکنواخت کردن تعریف شتاب نرمال در سراسر دنیا سازمان بین المللی ژئودزی (IAG) در اجلاسیه عمومی خود در استکهلم در سال ۱۹۳۰ فرمول کاسینی [CASSINIS 1930] را بصورت زیر برقرار و عضو خود توصیه نموده است.

(۶ - ۱۷)

$$\gamma_0 = 978.0490(1 + 0.0052884 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \text{ Gal,}$$

فرمول (۶ - ۱۷) بعداً بنام فرمول بین المللی شتاب ثقل نرمال معروف شد. در سال ۱۹۶۷ سازمان IAG در اجلاسیه عمومی خود در شهر Lucerne پارامترهای جدیدی برای بیضوی رفرانس ژئوستریک بقیق نمود. شتاب نرمال مربوط به این بیضوی با فرمول تقریبی زیر تجزیه گردید.

(۶ - ۱۸)

$$\gamma_0 \approx 978.03185(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ Gal,}$$

فرمول فوق دارای ماکزیمم خطای $4 \mu \text{ gal}$ (چهار میکروگال) می باشد. این فرمول بنام فرمول بین المللی شتاب نرمال سال ۱۹۶۷ نامیده شد.

تفاضل شتاب ثقل نرمال را از شتاب ثقل واقعی روی بیضوی انامولی جاذبه می نامند و آن را با Δg نشان می دهند. برحسب اینکه چه روشی در تصحیح ارتفاعی شتاب واقعی از سطح زمین تا روی بیضوی بکاری رفته باشد انامولی جاذبه مربوطه بنام آن روش نامیده می شود. با بکار بردن تصحیح هوای آزاد در تبدیل شتاب واقعی از سطح زمین تا روی بیضوی انامولی جاذبه هوای آزاد به دست می آید.

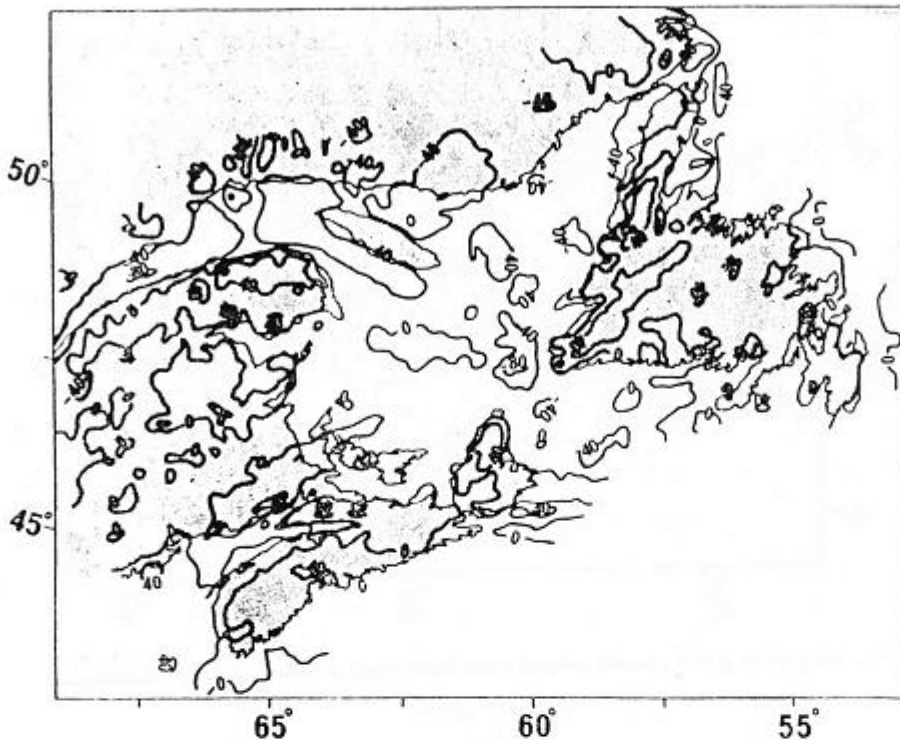


FIG. 6.7. Free air gravity anomaly referred to the 1967 formula in Eastern Canada. Contours in milligals. (Courtesy of the Earth Physics Branch, DEPARTMENT OF ENERGY, MINES AND RESOURCES [1977a], Ottawa, Canada.)

(شکل ۷ - ۶)

برحسب اینکه شتاب نرمال از کدام فرمول حساب شده باشد انامولی جاذبه بنام سال 1930 و یا 1967 نامیده می شود. یک نقشه منطقه ای از انامولی های جاذبه هوای آزاد مربوط به شرق کانادا در شکل ۷ - ۶ نشان داده شده است. شکل ۸ - ۶ نقشه انامولی های جاذبه هوای آزاد را بر مبنای فرمول 1930 برای تمام کشور کانادا [NAGY 1973] نشان می دهد. ملاحظه می کنید که در این نقشه باستانهای مناطق کوچکی که در آنها انامولی جاذبه به 100 mgal (0.01 % gal) می رسد تمام انامولی ها مقادیر کوچکی می باشند. تغییرات عمده حدود 5000 mgal ناشی از alilate بودن زمین در این نقشه دیده نمی شود چرا که جاذبه نرمال خود این تغییرات را دربر گرفته است. این مورد به نحو بهتری در نقشه جهانی از انامولی های جاذبه که توسط ماهواره تهیه شده است [GAPOSHKIN, 1973] در شکل ۹ - ۶ نمایان است. در این نقشه اگر تغییرات ناشی از alilate بودن زمین وجود داشت نشان داده می شد. ولی در هر سه نقشه ای که تا بحال ملاحظه گردید تغییرات منطقه ای و محلی شتاب ثقل بوضوح دیده می شوند. در نقشه جهانی به لحاظ روش اندازه گیری (روش ماهواره ای)، تغییرات محلی قابل اندازه گیری نبوده بنابراین انامولی ها از نظر قدر مطلق کوچکتر از دو نقشه دیگر مثبت شده اند.

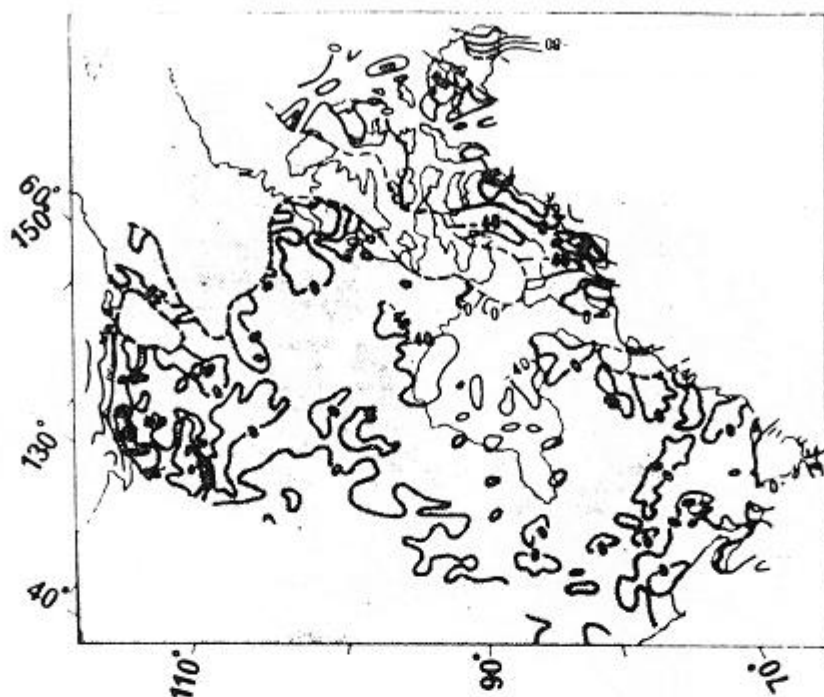


FIG. 6.8. Free air gravity anomaly referred to the 1930 formula in Canada. Contours in milligals.

شکل ۸ - ۶

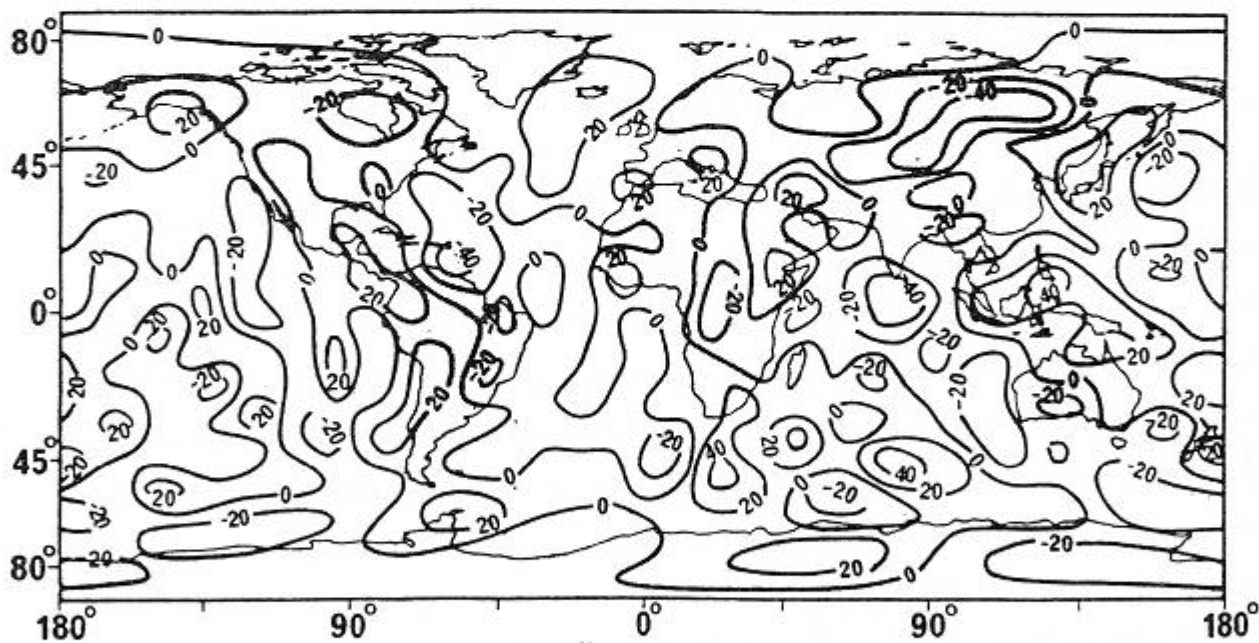


FIG. 6.9. Global free air gravity anomaly referred to the 1967 formula. Contours in milligals.

شکل ۹ - ۶

بعد از مدوله کردن تغییرات ناشی از ارتفاع و پخ (olelate) بودن زمین چیزی که باقی می ماند تغییرات شتاب ثقل ناشی از توزیع نامنظم جرم در داخل زمین می باشد. بخاطر رابطه تغییرات نامنظم شتاب ثقل با توزیع نامنظم جرم در داخل زمین است که مشاهدات جاذبه نزد علوم زمینی دیگر نیز از اهمیت خاصی برخوردار است. یک انامولی مثبت ($g > \gamma$) نشان می دهد که مواد سنگین تر (نسبت به دانسیته مفروض در داخل بیضوی) در محل انامولی موجود است یا به عبارت دیگر در آن زیر انامولی مثبت دانسیته موجود است. و انامولی منفی ($g < \gamma$) دلالت بر وجود انامولی منفی دانسیته در آن محل می باشد. تحقیق برای یافتن فرمول مناسب برای توزیع جرم در داخل زمین بر اساس مشاهدات جاذبه بنا به تفسیر جاذبه معروف است که پرداختن به آن از حوصله این جزوه خارج است. به هر حال این قاعده را می توان عنوان کرد که تغییرات وسیع انامولی جاذبه ناشی از انامولی های دانسیته واقع در اعماق زمین بوده و تغییرات محلی انامولی جاذبه ناشی از شکل سطح زمین و انامولی های دانسیته نزدیک سطح زمین می باشند [CARAND, 1965 ; PICK 1973] به طوری که در بخش ۱ - ۶ گفته شد استفاده از قدر مطلق جاذبه برای محاسبه انامولی های جاذبه یکی از راه های ممکن مطالعه میدان ثقل زمین می باشد. طریق دیگر استفاده از جهت بردار ثقل بجای قدر مطلق آن می باشد. قبل از پرداختن به این روش مبحث پتانسیل را مورد مطالعه قرار می دهیم.

۳ - ۶ - پتانسیل ثقل

میدان ثقل به عنوان یک میدان برداری به هر نقطه اش سه عدد بنام مؤلفه های میدان تعلق می گیرد. کار با یک میدان اسکالر که به هر نقطه آن فقط یک عدد تعلق می گیرد خیلی ساده تر می باشد. حال این سؤال پیش می آید که آیا می توان یک میدان اسکالر را جایگزین میدان برداری کرد به طوری که تمام خصوصیات میدان برداری حفظ شده باشد؟

جواب این سؤال دست کم برای یک سری از میدان ها از جمله میدان ثقل زمین مثبت است. یک مسیر بسته e (منحنی بسته فضائی) را در یک میدان برداری f در نظر می گیریم اگر معادله زیر

$$\oint_C \vec{v}(f) \cdot d\vec{r} = 0. \quad (6-19)$$

که در آن $\vec{v}(f)$ برداری در جهت مسیر e می باشد در مورد هر مسیر اختیاری در میدان f برقرار باشد آن را میدان غیر دورانی (Irrotational) می نامند. برای یک میدان برداری غیر دورانی f اسکالری بنام V وجود دارد به طوری که داریم.

$$\vec{v}(f) = \nabla V(f) = \text{grad } V(f) \quad (6-20)$$

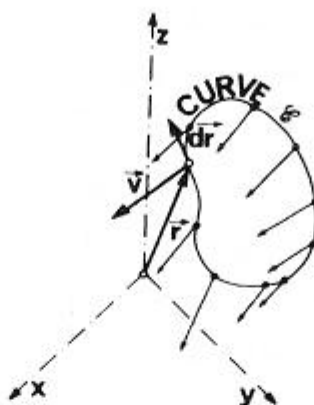


FIG. 6.10. Integration of a vector field along a curve.

شکل ۱۰ - ۶

این میدان اسکالر (V) بنام انرژی پتانسیل می باشد. نیروی $\vec{F}$ گرادیان پتانسیل V می باشد. از نقطه نظر فیزیک V برابر مقدار کاری است که لازم است تا بر نیروی $\vec{F}$ فائق آید. واحد فیزیکی آن $\text{g cm}^2\text{s}^{-2}$ می باشد. می توان نشان داد که میدان ثقل زمین نیز یک میدان غیر دورانی است [MACMILLAN, 1930] بنابراین یک انرژی پتانسیل مترادف میدان ثقل وجود دارد. از آنجائی که میدان ثقل g به نسبت ضریب ثابت m از میدان نیروی ثقل فرق می کند بنابراین در مورد میدان ثقل نیز می توان رابطه زیر را نوشت.

$$\vec{F} = m\vec{g} = \nabla V = m \nabla W. \quad (6-21)$$

یعنی میدان پتانسیل w نیز وجود دارد به طوری که

$$\vec{g} = \nabla W. \quad (6-22)$$

w بنام میدان پتانسیل ثقل معروف است.

بعضی اوقات W را مقدار کار منفی تعریف می کنند که لازم است تا بر نیروی $m\vec{g}$ وارد بر واحد جرم ($m = 1$) قائق آید. واحد فیزیکی آن cm^2s^{-2} می باشد. بنابراین ترجیح داده می شود که w را بصورت کار به مفهوم سینماتیک آن (بدون حضور جرم) در نظر گرفت. از آنجائی که اختلاف پتانسیل W با انرژی پتانسیل V تنها در ضریب ثابت m (جرم جسم جذب شونده) می باشد بنابراین شکل هندسی دو میدان اسکالر W و V یکسان می باشد.

با یک نگاه به فرمول (۹ - ۶) می توان دید که شتاب ثقل برآیند دو شتاب یکی شتاب جاذبه به صورت

انتگرال سه گانه و دیگری شتاب گریز از مرکز می باشد. از آنجائی که اپراتور گرادیان (V) یک اپراتور خطی می باشد می توان نشان داد که پتانسیل ثقل W برابر مجموع دو پتانسیل جاذبه W_g و پتانسیل گریز از مرکز W_c می باشد. اگر شتاب جاذبه را با $\vec{g}_g$ و شتاب گریز از مرکز با $\vec{g}_c$ نشان دهیم خواهیم داشت.

$$\vec{g} = \vec{g}_g + \vec{g}_c = \nabla W_g + \nabla W_c = \nabla (W_g + W_c). \quad (6-23)$$

می توان نشان داد که دو تابع زیر پتانسیل های جاذبه و گریز از مرکز می باشند برای اثبات این مدعا کافی است ثابت کنیم که گرادیان آن توابع به ترتیب شتاب های جاذبه و گریز از مرکز می باشند.

$$W_g(\vec{r}_A) = G \iint \frac{\sigma(\vec{r})}{|\vec{r} - \vec{r}_A|} d\mathcal{V}. \quad (6-24)$$

$$W_c(\vec{r}_A) = \frac{1}{2} \rho_A^2 \omega^2. \quad (6-25)$$

از فرمول های فوق پیداست که پتانسیل جاذبه با فاصله گرفتن از زمین کاهش یافته و برعکس پتانسیل گریز از مرکز به نسبت مجذور فاصله از محور دوران زمین افزایش می یابد. به طور مثال اگر تغییرات دو پتانسیل فوق را در جهت دور شدن از مرکز ثقل زمین و در صفحه استوانی در نظر بگیریم شکلی نظیر ۱۱ - ۶ بدست می آید. در تفسیر این شکل باید در نظر گرفت که پتانسیل ترکیبی ثقل (ترکیب پتانسیل جاذبه و گریز از مرکز) تنها روی اجسام و با اجرامی که به همراه زمین در دوران هستند تاثیر دارد. به محض اینکه جسم از باند زمین خارج شده و از دوران به همراه زمین باز ایستد پتانسیل گریز از مرکز به سمت صفر میل کرده تنها پتانسیل جاذبه روی جسم باقی می ماند.

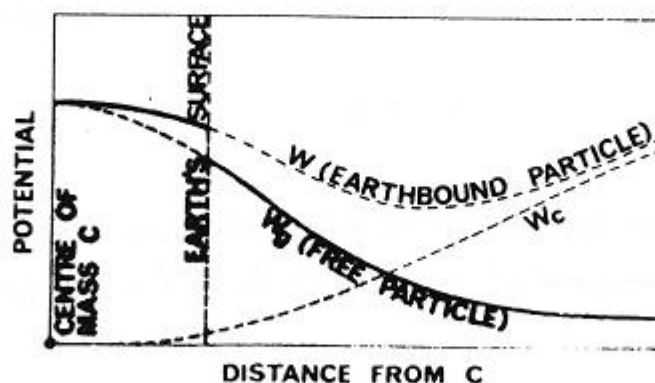


FIG. 6.11. Gravity and gravitational potentials.

شکل ۱۱ - ۶

پتانسیل ثقل W بایستی حاوی تمام خصوصیات میدان ثقل باشد. بنابراین می توان انتظار داشت که یک پتانسیل هموار مترادف با یک میدان هموار و یک پتانسیل نامنظم دلیل بر وجود یک میدان نامنظم می باشد. حال چطور می توان با استفاده از پتانسیل نامنظمی های میدان ثقل را نشان داد؟ ساده ترین راه استفاده از پتانسیل W در نشان دادن نامنظمی های میدان ثقل استفاده از سطوح هم پتانسیل و خطوط نیروی میدان پتانسیل می باشد. یک سطح هم پتانسیل سطحی است که پتانسیل در روی آن مقدار ثابتی است. به طور کلی یک سطح هم پتانسیل با معادله زیر مشخص می شود.

$$(۶-۲۶)$$

$$W(\vec{r}) = \text{const.}$$

بدیهی است که بی نهایت سطح هم پتانسیل بازاء بی نهایت مقدار برای ثابت C می توان یافت. خطوط نیروی منحنی هائی هستند مماس بر امتداد گرادیان پتانسیل (امتداد میدان ثقل $\vec{g}$) در هر نقطه از منحنی. خطوط نیروی میدان ثقل زمین بنام خطوط شاقولی معروف اند (شکل ۱۲ - ۶)

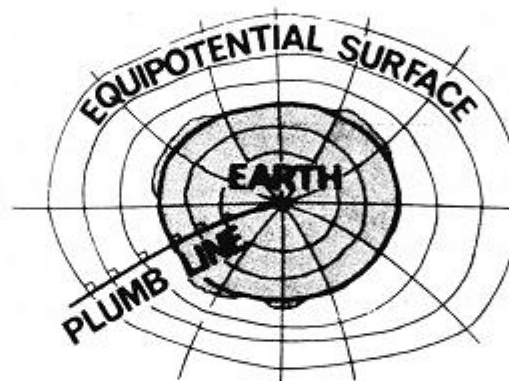


FIG. 6.12. Equipotential surfaces and plumb lines of the earth's gravity field.

شکل ۱۲ - ۶

- سطوح هم پتانسیل دارای خواص متعددی می باشند که از نقطه نظر ژئودزی مهم می باشند.
- الف - سطوح هم پتانسیل هرگز همدیگر را قطع نمی کنند. آنها سطوح بسته می باشند که همدیگر را نظیر پوسته های پیاز در بر گرفته اند.
- ب - سطوح هم پتانسیل سطوح پیوسته بوده و شکستگی ندارند.
- ج - سطوح هم پتانسیل دارای پله و یا لبه های تیز نیستند یعنی صفحات مماس بر آنها در دو نقطه مجاور (دو

نقطه بی نهایت نزدیک بهم روی یک سطح) فوق بی نهایت کوچک با هم دارند.

د - شعاع انحناء یک سطح هم پتانسیل از نقطه‌ای به نقطه مجاور آن باستانی نقاط معدودی که در آنها تغییر دانسیته ناگهانی است نمو بسیار کوچکی دارد. نظیر نقاط استثنا را می توان در سطح زمین جایی که سطح هم پتانسیل از داخل زمین وارد اتمسفر می شود پیدا کرد.

ه - سطوح هم پتانسیل همه جا محدب می باشند. یعنی سطوح هم پتانسیل دارای پستی و بلندی نیستند.

برای مطالعه بیشتر در مورد خصوصیات سطوح هم پتانسیل می توانید به مراجعی نظیر [1930] MACMILLAN و [1972] LANDKOF رجوع کنید.

وقتی روی یک سطح هم پتانسیل حرکت کنیم هیچ نوع کاری چه مثبت و چه منفی از نظر استاتیکی انجام نمی گیرد چرا که در این جابجائی پتانسیل ثابت می ماند. بنابراین این حرکت نمی تواند در جهت و یا خلاف جهت میدان ثقل صورت گیرد. نتیجه اینکه خطوط نیرو بایستی عمود بر سطح هم پتانسیل باشند. از آنجائی که امتداد خطوط شاقولی به امتداد عمود معروف اند امتداد سطوح هم پتانسیل جهات افق را طی خواهند کرد بنابراین سطوح هم پتانسیل را سطوح تراز نیز می نامند. برخلاف تصور عامه امتداد نخ یک شاقول وزین و همچنین مسیر یک جسم در حال سقوط آزاد منطبق بر خطوط نیرو (شاقولی) نیستند.

اگر مقطعی از یک سطح هم پتانسیل (منحنی عمود بر بردارهای $\vec{g}$) را رسم کنیم (شکل ۵ - ۶) ملاحظه می کنیم که یک مقطع پخ *oleate* می باشد. تمام سطوح هم پتانسیل شکل *oleate* دارند (شکل ۱۲ - ۶) شبیه بیضوی های هم مرکز.

سطوح هم پتانسیل به لحاظ نامنظم بودن پخش دانسیته در داخل زمین به صورتی نامنظم می باشند. زیرا که شعاع انحناء آنها از نقطه‌ای به نقطه دیگر دارای تغییرات نامنظم می باشند. خطوط نیرو هم در جهات مختلف منحنی الخط می باشند. آنها نه تنها دارای انحناء بوده بلکه دارای پیچش هم می باشند یعنی منحنی های فضائی هستند. قابل ذکر است که اهم این نامنظمی ها در عین حال کوچک می باشند.

تا به حال معلوم شد که ارتباط مستقیم بین سطوح هم پتانسیل و امتداد میدان ثقل وجود دارد. آنها دوبدو بر هم عمودند. سئوالی که حالا ممکن است بوجود بیاید این است که چه ارتباطی بین سطوح هم پتانسیل و مقدار g موجود است. فاصله بین سطوح هم پتانسیل است که مستقیماً با قدرمطلق جاذبه ارتباط دارد. سطوح هم پتانسیل در جایی که میدان قویتر است به هم نزدیکترند و بر عکس (شکل ۱۳ - ۶) این مطلب را می توان با تشخیص اینکه مقدار g برابر با اختلاف پتانسیل دو سطح هم پتانسیل نزدیک به هم تقسیم بر جدائی آنها می باشد ثابت کرد.

(۲۷ - ۶)

$$g = |\nabla W| = - \frac{\partial W}{\partial h}$$

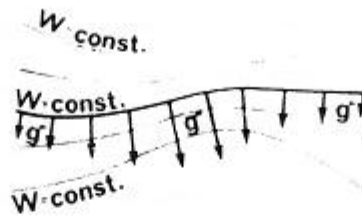


Fig. 6.13. Gravity on an equipotential surface

شکل ۱۳ - ۶

استدلال فوق ضمن اثبات مطلب گذشته می تواند جوابی برای این پرسش نیز باشد که آیا مقدار شتاب ثقل روی یک سطح هم پتانسیل ثابت است؟ مسلم است که با نگاه شکل ۱۳ - ۶ می توان گفت که به طور کلی شتاب ثقل از نقطه ای به نقطه دیگر روی یک سطح هم پتانسیل تغییر می کند.

با نگاه دیگر به شکل ۱۲ - ۶ معلوم می شود که سطوح هم پتانسیل در قطبین بهم نزدیکتر و در استوا از هم دورند علت این امر قویتر بودن میدان ثقل در قطبین نسبت به استوا می باشد. برای نشان دادن این مطلب از فرمول بین المللی ۱۹۶۷ که با دقت کافی شتاب ثقل را در سطح جهانی نشان می دهد استفاده می کنیم. طبق این فرمول اختلاف بین شتاب ثقل در قطب g_p ($\varphi = 90^\circ$) و در استوا g_E ($\varphi = 0^\circ$) برابر

(۶ - ۲۸)

$$g_p - g_E = 5.186 \text{ Gal} = 5.3 \times 10^{-3} g_E$$

می باشد. با استفاده از فرمول (۶ - ۲۷) می توان نوشت

(۶ - ۲۹)

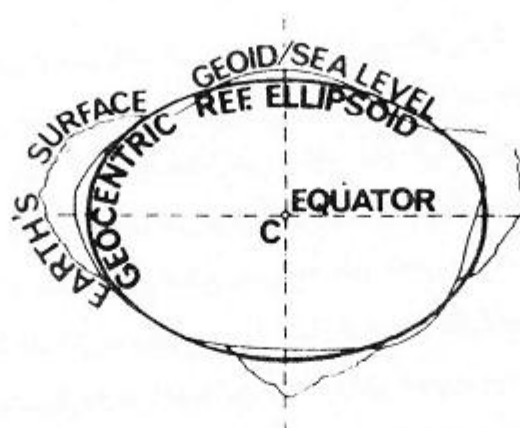
$$H_p g_p = H_E g_E = \delta W = \text{const.}$$

در فرمول فوق منظور از H ارتفاع یک سطح هم پتانسیل انتخابی از ژئوئید (سطح هم پتانسیل مبنا) می باشد. ملاحظه می شود که ارتفاع سطح هم پتانسیل انتخابی در قطب (H_p) برابر ارتفاع همان سطح در استوا (H_E) می باشد $H_p = (1 - 5.3 \times 10^{-3}) H_E = 0.9946 H_E$ بنابراین نزدیکی سطوح هم پتانسیل در قطب حدود ۰.۵۴ % می باشد. بطریق دیگر می توان این اختلاف را تجسم کرد. برای بالا بردن یک جسم با جرم ثابت تا اختلاف ارتفاع ثابت اگر آن جسم در قطب باشد کار بیشتری لازم است تا آن جسم در استوا باشد. تا حال بایستی روشن شده باشد که سطح تعادل یک مایع هم وزن منطبق بر یکی از سطوح هم پتانسیل (تراز)

میدان ثقل خواهد بود. اگر غیر از این باشد این سطح تعادل مایع سطوح نراز را قطع کند این بدان معنی است که نیروی ثقل دارای مؤلفه غیر صفر در امتداد سطح مایع بوده و الزاماً باعث حرکت سطح مایع خواهد شد و این حرکت تا جایی ادامه خواهد یافت که مؤلفه مماس نیروی ثقل صفر گردد یعنی سطح مایع موقعی به حال سکون (تعادل) می‌رسد که عمود بر امتداد نیروی ثقل قرار گیرد به عبارت دیگر منطبق بر یکی از سطوح هم پتانسیل میدان ثقل گردد. این پدیده‌ای است که در سطح زمین چه بطور محلی و چه در سطح جهانی اتفاق افتاده است. سطح دریاچه‌ها و اقیانوس‌ها متمایل به سطوح هم پتانسیل از میدان ثقل زمین می‌باشند و تنها اختلاف بسیار کوچکی از یک سطح هم پتانسیل دارند. علت این اختلاف غیر هموزن بودن آب‌ها و تاثیرات خارجی دیگر (فصل ۷) می‌باشد. حتی تمام سطح زمین به عنوان یک جسم دیسکو الاستیک تحت کشش‌های میدان ثقل خود متمایل به یک سطح هم پتانسیل می‌باشد. یعنی زمین به عنوان یک مایع چسناک غلیظ تحت تاثیر نیروی ثقل خود سعی دارد به شکل یک سطح هم پتانسیل در آید. در فصل آینده در این زمینه بیشتر صحبت خواهد شد.

۴-۶- ژئوئید و انحرافات قائم

یکی از سطوح هم پتانسیل میدان ثقل زمین در ژئودزی از اهمیت خاصی برخوردار است. و آن سطحی است که به بهترین وجهی سطح متوسط دریاها (MSL) را تقریب می‌کند. آن سطح هم پتانسیل بخصوص ژئوئید نام دارد. گوس (Gauss) آن سطح را شکل ریاضی زمین نامیده است. بنابراین ژئوئید یک رل عمده را در تعیین موقعیت در ژئودزی بازی می‌کند. در تقریب اول یعنی تا حدود چند متر می‌توان ژئوئید را با سطح متوسط دریاها نشان داد. ژئوئید به عنوان سطح متوسط دریاها در زیر قاره‌ها از اعماقی مساوی با ارتفاع توپوگرافی از سطح دریاها عبور می‌کند. ژئوئید به عنوان یک سطح هم پتانسیل دارای تمام خصوصیات آنها می‌باشد. مشاهدات نشان داده‌اند که ژئوئید را می‌توان، تا تقریب چند ده متر، توسط یک بیضوی دورانی ژئوسنتریک که محور اقصر آن منطبق بر محور ماکزیم اینرشیای زمین باشد نشان داد. حال طبیعی است، نظیر تعریفی که برای میدان ثقل نرمان کردیم، چنین بیضوی که دارای فرم تحلیلی بوده و بهترین وجهی بر ژئوئید نزدیک می‌باشد به عنوان «شکل نرمان زمین» تعریف گردد. بعضی مؤلفین این بیضوی را «بیضوی متوسط زمین» تعریف کرده‌اند. این بیضوی معمولاً همان بیضوی مولد میدان ثقل نرمال بوده و ژئوئید را نسبت به آن می‌سنجند. این بیضوی را، بیضوی رفرانس ژئوسنتریک نیز می‌نامند. در این مورد در فصل هفتم بیشتر صحبت خواهد شد.



شکل ۱۴ - ۶ - بیضوی دورانی با شکل نرمال زمین

حال می‌توان از بیضوی رفرانس ژئوسنتریک نه تنها به عنوان مولد میدان ثقل نرمال بلکه به عنوان مولد پتانسیل نرمال یاد کرد. اگر پتانسیل نرمال را با U نشان دهیم می‌توان رابطه آن را با میدان نرمال $\vec{Y}$ مطابق رابطه پتانسیل و میدان نوشت

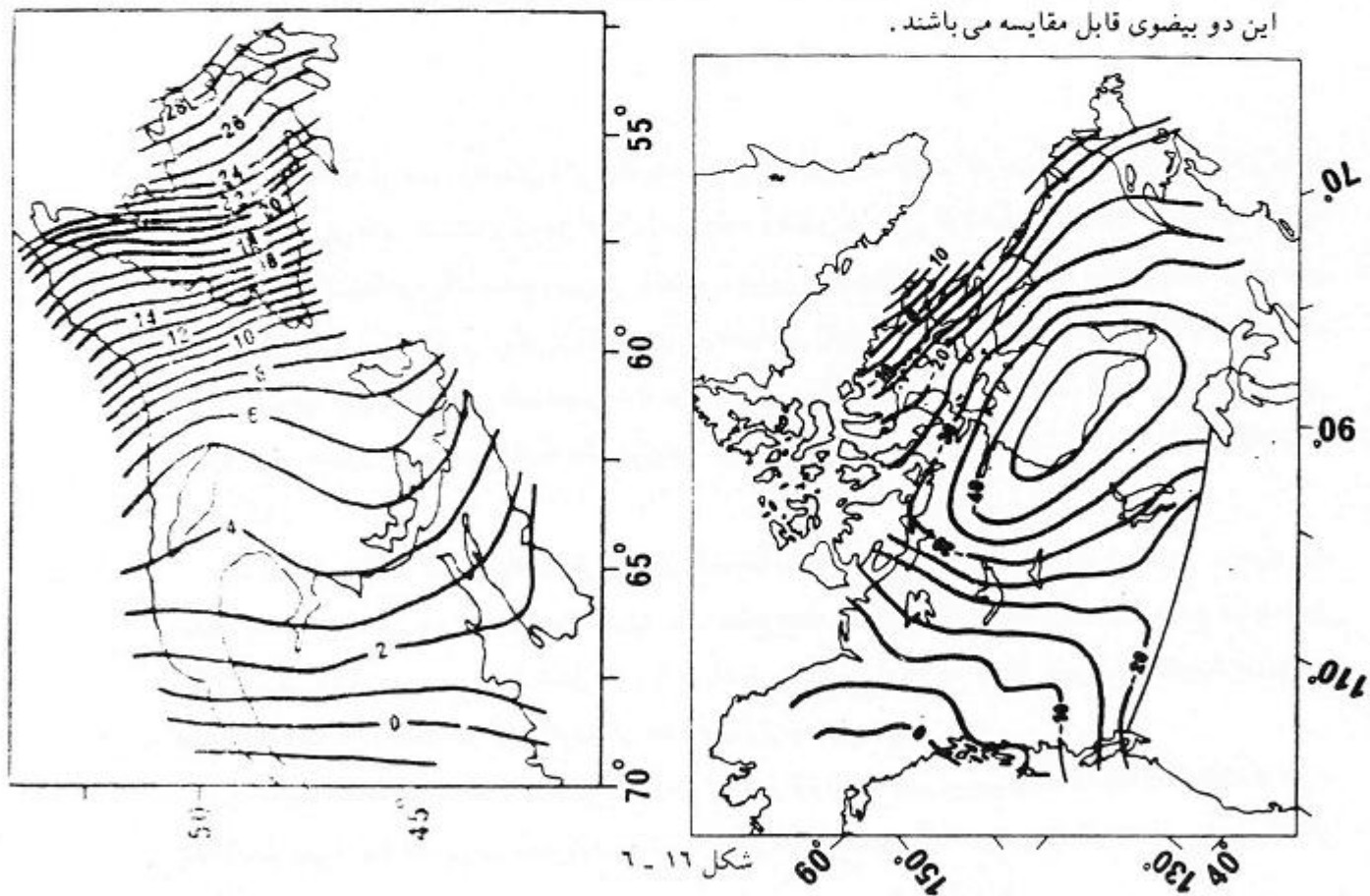
$$(۶-۳۰)$$

$$\vec{Y} = \nabla U.$$

برای اینکه دو میدان ثقل واقعی و نرمال تا حد ممکن همگان باشند در تعیین میدان نرمال، خود بیضوی رفرانس ژئوسنتریک هم پتانسیل آن قرار می‌دهند و مقدار پتانسیل بیضوی را تا حد ممکن برابر با پتانسیل واقعی ژئوئید قرار می‌دهند. بعضی از مؤلفین آن بیضوی را بیضوی هم پتانسیل نیز می‌نامند. دلیل انتخاب بیضوی مولد میدان ثقل نرمال به صورت یک سطح هم پتانسیل ایجاد تسهیلات در بعضی محاسبات و تحقیقات می‌باشد. بیضوی بین‌المللی ۱۹۶۷ دارای پتانسیل $6.2637030523 \times 10^6 \text{ Kgalm} = 6.2637030523 \times 10^{11} \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ می‌باشد. به طوری که ملاحظه شد سعی شده است که میدان ثقل نرمال از هر جهت مشابه میدان ثقل واقعی ساخته شود بدین ترتیب کمیت‌های مشابه از دو میدان را می‌توان به صورت زیر نام برد میدان ثقل واقعی - میدان ثقل نرمال، سطح هم پتانسیل واقعی - سطح هم پتانسیل نرمال، خطوط شاقولی واقعی - خطوط شاقولی نرمال، ژئوئید - بیضوی ژئوسنتریک و غیره. در باقی‌مانده این بخش به روابط بین ژئوئید و بیضوی ژئوسنتریک و امتداد شاقولی با امتداد نرمال خواهیم پرداخت.

جدانی بین ژئوئید و بیضوی رفرانس ژئوسنتریک را ارتفاع ژئوئید (geoidal height) و یا نوسان ژئوئید (geoid undulation) می نامند. این کمیت را معمولاً با حرف N نمایش می دهند. این نوع ارتفاع ژئوئید را معمولاً ارتفاع مطلق می نامند چرا که ارتفاع ژئوئید را از بیضوی رفرانس ژئوسنتریک نشان می هد. ممکن است ارتفاع ژئوئید را نسبت به یک بیضوی غیر ژئوسنتریک بسنجیم در این صورت آن را ارتفاع نسبی می نامند. در مورد ارتفاع نسبی ژئوئید در قسمت های V و IV صحبت خواهد شد. در شکل ۱۵ - ۶ یک ژئوئید نسبی در شرق کانادا که منسوب به یک بیضوی غیر ژئوسنتریک (NAD 27) می باشد نشان داده شده است. [MERRY AND VANICEK 1974]

یک مثال از ژئوئید مطلق برای کل کشور کانادا [VINCENT ETAL 1972] در شکل ۱۶ - ۶ داده شده است. در این مثال بخصوص، بیضوی ژئوسنتریک مورد استفاده ۳۴ متر کوچکتر از بیضوی بین المللی 1967 می باشد (یعنی نصف قطر طول آن ۳۴ متر کوچکتر است). ولی شکل در بیضوی تقریباً یکی است (یعنی فرق چندانی بین فشردگی ها نیست). بنابراین بیضوی مورد استفاده دارای وزن کمتری نیز می باشد. بنابراین ارتفاعات منسوب به این دو بیضوی قابل مقایسه می باشند.



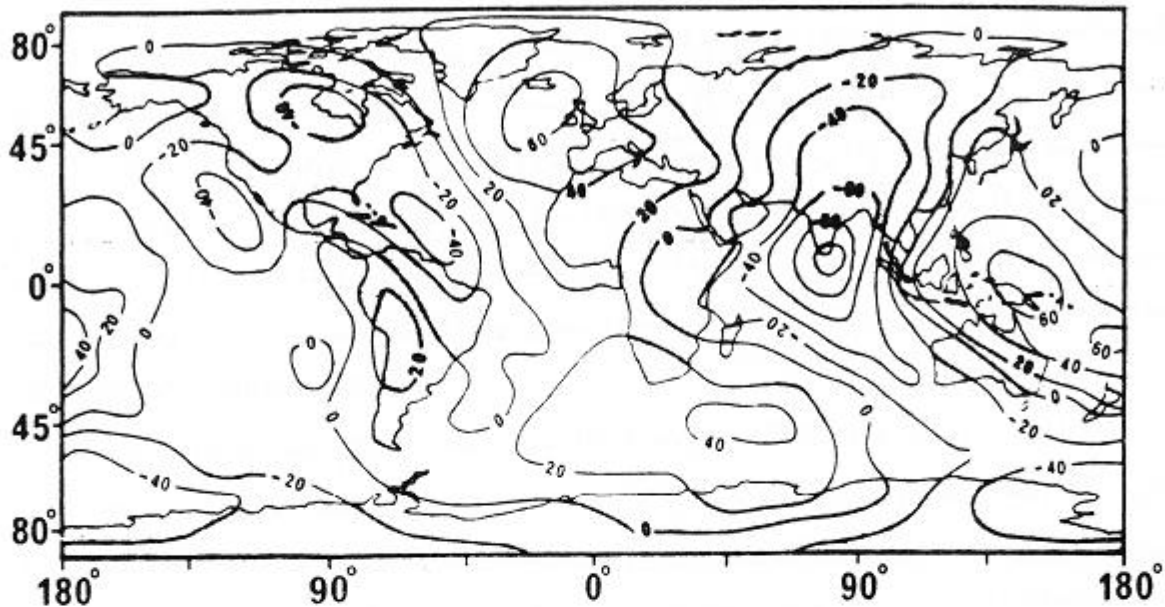


FIG. 6.17. Global geoid referred to the 1967 International Reference Ellipsoid. Contours in metres.

شکل ۱۷ - ۶

نظیر آنچه که در مورد انامولی‌های جاذبه صحبت شد می‌توان گفت که تغییرات وسیع ارتفاع ژئوئید (N) نتیجه انامولی‌های دانستیه واقع در اعمال زمین بوده و تغییرات محلی N (عوارض با طول موج کوتاه) نتیجه انامولی‌های دانستیه نزدیک سطح زمین می‌باشند. بنابراین برای مطالعه زمین در سطح جهانی نقشه جهان‌نمای ژئوئید کافیست. شکل ۱۷ - ۶ یکی از نقشه‌های جهان‌نمایی ژئوئید را نشان می‌دهد [RAPP, 1974]. این نقشه تقریبی ژئوئید می‌باشد یعنی فقط تغییرات وسیع (عوارض با طول موج بلند) ژئوئید را نشان می‌دهد و بدین جهت خیلی هموار برخلاف واقع به نظر می‌رسد. روش‌های مختلف برای تعیین ژئوئید در قسمت V ارائه خواهد شد.

باید در نظر داشت که سیتی‌های ژئوئید روی نقشه‌ها نشانه‌تقریر آن نیست بلکه حاصل تصویر بیضوی روی صفحه نقشه می‌باشد. یعنی در هر حال ژئوئید یک سطح محدب آنچه که در خصوصیات یک سطح هم پتانسیل گفته شد می‌باشد. به طوری که از شکل ۱۷ - ۶ پیداست بزرگترین ارتفاع، از نظر قدر مطلق، ژئوئید در جنوب هندوستان واقع شده است. در آنجا ژئوئید از صد متری زیر بیضوی عبور می‌کند.

یک رابطه جالب بین دامنه و طول موج عوارض ارتفاعی ژئوئید به طور تجربی توسط KAULA [1966A] عنوان شده است. این رابطه بخوبی در یک پروفیل ژئوئید نظیر شکل ۱۸ - ۶ دیده می‌شود. اگر N را به سری مثلثاتی

فوریه بسط دهیم دیده می شود که بطور متوسط (یعنی برای پروفیل های مختلف ژئوئید در محل ها و جهات مختلف) دامنه A_n (ضرایب فوریه) با افزایش درجه موج (n) کاهش می یابد. موج درجه واحد $(n - 1)$ دارای بلندترین طول موج یعنی 4000 km (محیط زمین) می باشد قانون Kalua به صورت زیر بیان می شود.

$$A_n = K/(n^2 10^8), \quad (۶-۳۱)$$



FIG. 6.18 Geoidal profile

شکل ۶-۱۸

در فرمول $(۶-۳۱)$ R شعاع متوسط زمین می باشد. به عنوان مثال یک عارضه ارتفاعی به طول 2000 km یعنی طول موج 4000 km (موج با درجه $n = 10$) طبق قانون کائولا دارای 64 سانتیمتر دامنه خواهد بود. بررسی های مکرر نشان داده است که قانون انگشتان کائولا برای عوارض طولتر از 500 کیلومتر صادق است.

به طوری که در آخر بخش ۱-۶ قول داده بودیم در اینجا می پردازیم به نامنظمی های امتدادی میدان ثقل و نحوه نشان دادن آن. برای این کار از امتدادهای بردارهای شتاب ثقل واقعی و شتاب ثقل نرمال استفاده می کنیم. در شکل ۱۹-۶ دو بردار $\vec{g}_0$ و $\vec{\gamma}_0$ روی ژئوئید و بیضوی رفرانس نشان داده شده اند. زاویه بین دو بردار فوق را زاویه انحراف قائم نامیده با θ نشان می دهند. به عبارت دیگر زاویه بین امتداد شاقولی واقعی روی ژئوئید و امتداد نرمال بر بیضوی در آن نقطه را زاویه انحراف مطلق قائم می نامند. نظیر ارتفاع ژئوئید زاویه انحراف نسبی قائم نیز وقتی بیضوی مقایسه غیر ژئوسنتریک باشد تعریف می شود. در بعضی موارد زاویه انحراف قائم را در سطح زمین تعریف می کنند. در این حالت زاویه θ عبارتست از زاویه بین امتداد شاقولی در نقطه ای از سطح زمین و امتداد نرمال بر بیضوی در آن نقطه. این زاویه را انحراف سطحی می نامند (Surface deflection). این زاویه هم می تواند مطلق و یا نسبی باشد اگر بیضوی مقایسه به ترتیب ژئوسنتریک و یا غیر ژئوسنتریک باشد. بدیهی است

که زاویه انحراف قائم روی ژئوئید در سطح زمین برای نقطه متفاوت می باشند. علت این اختلاف منحنی بودن خط شاقولی بین ژئوئید و سطح زمین می باشد. بنابراین اختلاف مذکور در مناطق کوهستانی بیشتر محسوس می باشد. در سلسله جبال آلپ اختلاف هائی در حدود ۱۲ ثانیه توسط KOBOLD AND HUNZIKER گزارش شده است.

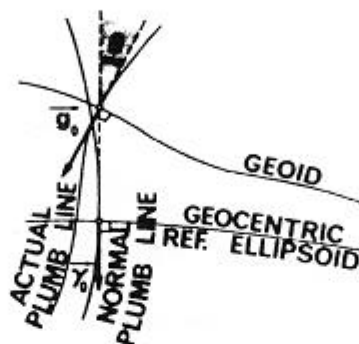


FIG. 6.19. Deflection of the vertical.

شکل ۱۹ - ۶

از آنجائی که زاویه انحراف قائم θ یک زاویه فضائی می باشد بهتر است که آن را با دو مؤلفه عمود بر هم ξ و η نشان داد. شکل ۲۰ - ۶ یک هشتم از یک کره به مرکز نقطه T و به شعاع واحد را نشان می دهد امتدادهای شاقولی و نرمال در نقطه T کمان θ را روی کره ایجاد می کنند و سیستم مختصات کارتزین (x و y و z) به مبدأ T و به موازات سیستم مختصات طبیعی زمین (بخش 5.3) رسم شده است. ξ تصویر θ در صفحه نصف النهاری نقطه می باشد بنابراین مؤلفه نصف النهاری نامیده می شود و η تصویر θ روی صفحه قائم اولیه می باشد بنابراین مؤلفه قائم اولیه نامیده می شود.

علامت مؤلفه های انحراف قائم هر دو مثبت است اگر امتداد شاقولی در شمال و شرق امتداد نرمال قرار داشته باشد. این یک قانون کلی برای نیمکره های شمالی و جنوبی است زاویه انحراف قائم θ چیزی جز ماکزیمم شیب ژئوئید نسبت به بیضوی نیست (شکل ۲۱ - ۶)

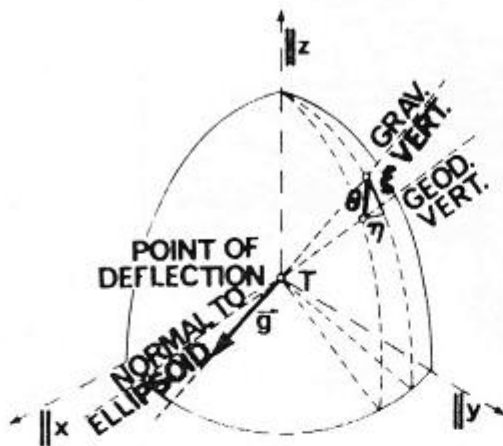


FIG. 6.20. Deflection components.

شکل ۶-۲۰

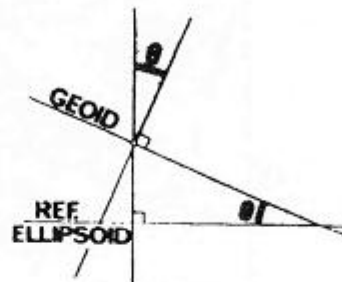


FIG. 6.21. Deflection as the geoidal slope.

شکل ۶-۲۱

عبارتست از شیب ژئوئید در امتداد شمال - جنوب و η عبارتست از شیب ژئوئید در امتداد شرق - غرب. اگر ژئوئید نسبت به بیضوی به طرف شمال سرازیر باشد، ξ مثبت و در غیر این صورت ξ منفی می باشد و اگر ژئوئید نسبت به بیضوی به طرف شرق سرازیر باشد ξ مثبت و به طرف غرب ξ منفی می باشد. انحرافات قائم را می توان متشکل از دو قسمت دانست قسمت اول منعکس کننده بخش دانسیته منطقه ای و قسمت دوم منعکس کننده شکل توپوگرافی زمین و انامولی های دانسیته نزدیک می باشد. قسمت اول در زمین های مسطح و ارتفاع پائین بخش عمده زاویه انحراف قائم را تشکیل می دهد و قسمت دوم در زمین های کوهستانی و مرتفع بخش اعظم زاویه انحراف را تشکیل می دهد. بزرگترین انحراف قائم سطحی در کوه های مرتفع مشاهده شده که دارای قدرمطلق یک دقیقه بوده است [HEISKANEN AND MEINESZ 1974]. زوایای انحراف قائم ندرتاً از بیست ثانیه در زمین های پست تجاوز می کنند.

نقشه زوایای انحراف نسبی قائم برای شرق کانادا منسوب به یک بیضوی غیر ژئوسنتریک در شکل ۶-۲۲ دیده می شود [MERRY AND VANICEK 1974]. مؤلفه های انحراف مطلق قائم منسوب به بیضوی بین المللی IAG 1974 در اشکال ۶-۲۳ و ۶-۲۴ نشان داده شده اند.

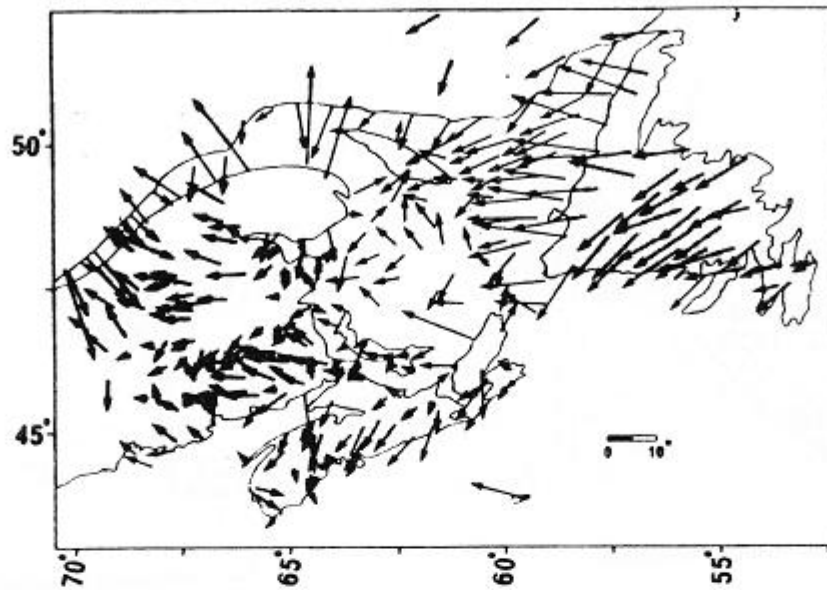


FIG. 6.22. Local relative deflections for Eastern Canada referred to the NAD 27.

شکل ۶-۲۲

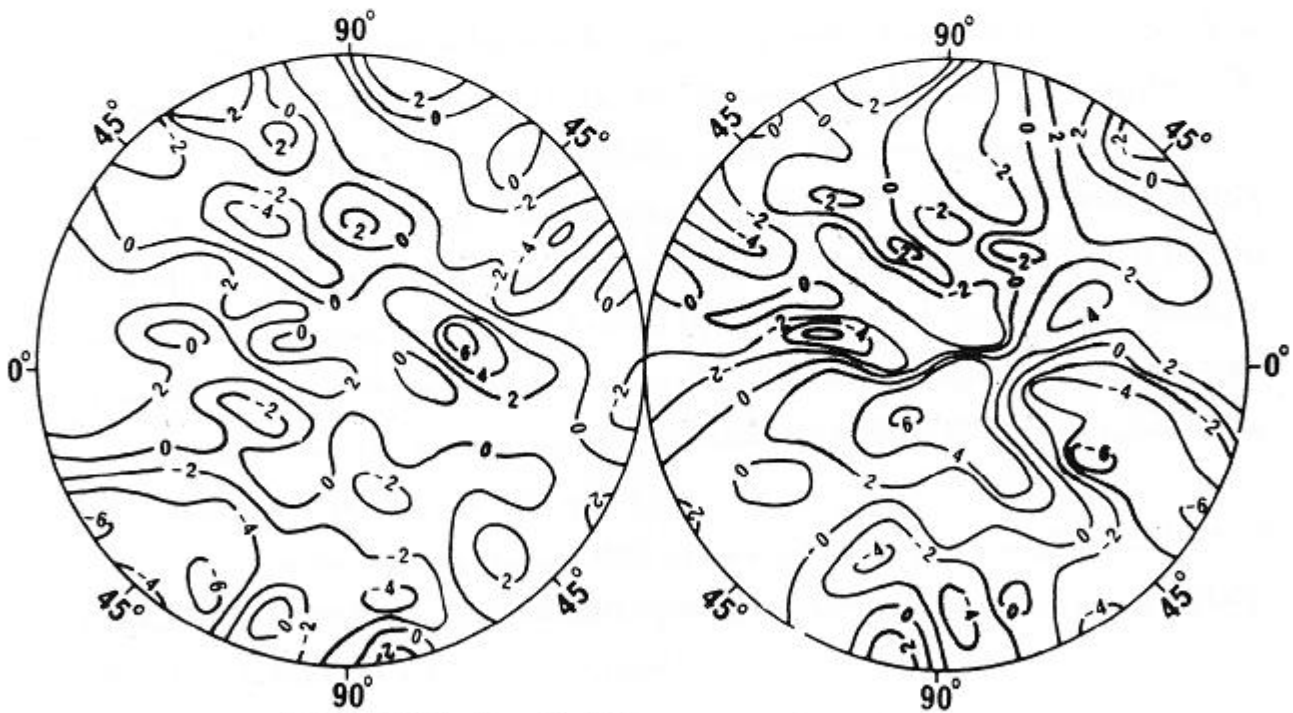


FIG. 6.23. Global absolute meridian deflection components. Contours in seconds of arc.

شکل ۶-۲۳

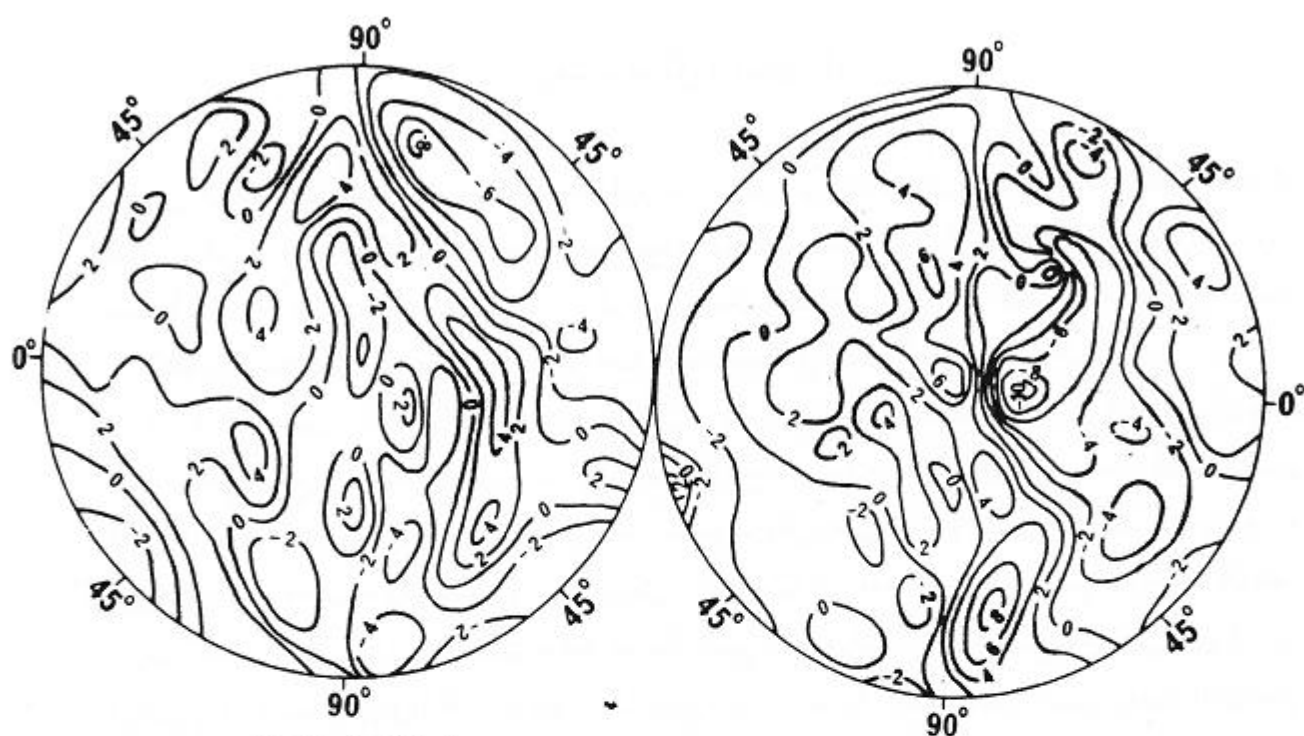


FIG. 6.24. Global absolute prime-vertical deflection components. Contours in seconds of arc.

شکل ۲۴ - ۶

فصل هفتم

زمین، شکل و اندازه آن

یکی از هدف‌های عمده ژئودزی تعیین شکل و اندازه زمین می‌باشد. بنابراین دانستن یک تصور روشن از معانی شکل و اندازه در ژئودزی از ضروریات است. در ژئودزی وقتی صحبت از شکل (figure) زمین می‌شود، معمولاً آن را به صورت یک جسم صلب در نظر گرفته، تغییرات زمانی حاصل در شکل و اندازه آن را به طور جداگانه مورد مطالعه قرار می‌دهند. این روشی است که ما هم مطابق آن در اینجا عمل خواهیم کرد.

هر کدام از چهار بخش این فصل اختصاص به یکی از چهار نوع سطح مختلف دارد که در ژئودزی برای بیان مدل هندسی سطح زمین به کار می‌روند. اولین بخش راجع به طبیعت‌ترین سطح زمین یعنی سطح فیزیکی زمین (terrain) که شامل کف اقیانوس‌ها هم می‌باشد. سطح فیزیکی زمین از نقطه نظر ریاضی یک سطح پیچیده می‌باشد. سطح بعدی که یک تفسیر به معنی فیزیکی دارد. ژئوئید می‌باشد که در فصل ششم اشاره‌ای به آن شد. ژئوئید که از آن در بخش دوم صحبت خواهد شد یک سطح صافتری است نسبت به سطح زمین ولی هنوز از نظر ریاضی پیچیده بوده و می‌توان آن را به عنوان یک سطح مبنا در محاسبات هندسی نظیر تعیین موقعیت نقاط بکار برد. مناسبترین سطوح از نقطه نظر محاسبات هندسی، سطوح بیضوی می‌باشند که موضوع بحث بخش سوم می‌باشد. بخش آخر راجع به سطوح پیچیده‌تر ریاضی (نسبت به بیضوی) است که برای حل دیگر مسائل ژئودزی (غیر از تعیین موقعیت) بکار می‌روند.

۱-۷- شکل واقعی زمین

وقتی بخواهند شکل سطح زمین فیزیکی قسمتی و یا تمام زمین را نشان دهند معمولاً از انواع نقشه‌های توپوگرافی (تصویری یا عددی) با اشل‌های مختلف استفاده می‌کنند. تهیه این نوع نقشه‌ها هدف مشترک ژئودزی و نقشه‌برداری است. در حال حاضر هفتاد و دو درصد سطح زمین را آب فرا گرفته فقط بیست و هشت درصد کن خشکی است. به دلایل خیلی روشن بیشتر منافع ما در همین بیست و هشت درصد متمرکز شده است. هدف ژئودزی، در مرحله اول، بیان هندسی سطح خشکی‌ها است.

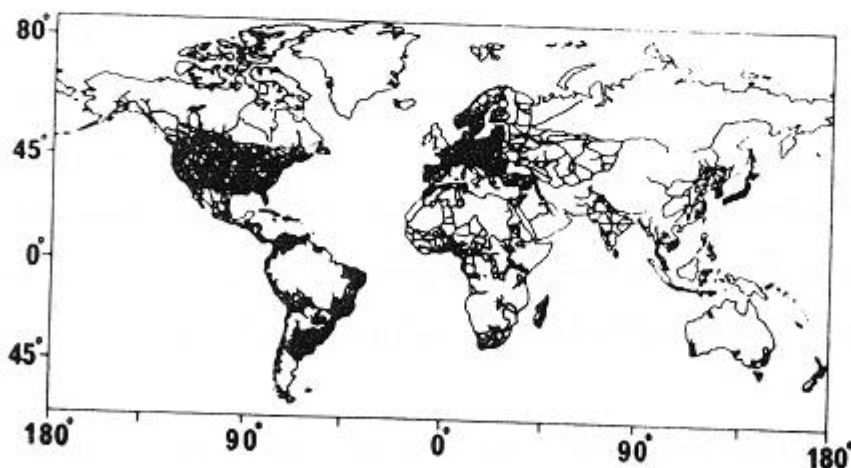
برای بیان ریاضی زمین، یکی می‌تواند یک سری نقاط محدود از سطح زمین را انتخاب کرده موقعیت آنها را در یک سیستم مختصات مشخص معلوم کند. شبکه‌ای از این نقاط می‌تواند یک نوع نمایش سطح فیزیکی زمین باشد. معمولاً این شبکه‌های ژئودزی (geodetic Networks) برحسب اینکه موقعیت نقاط آن چگونه تعریف شده‌اند

به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول شبکه‌هایی که موقعیت هر نقطه آن با یک مختصات (ارتفاع از سطح دریا) مشخص می‌شوند. اینها را شبکه‌های ارتفاعی (Vertical geodetic Networks) می‌نامند. تفکیک شبکه‌ها به دو گروه ارتفاعی و مسطحانی علت تاریخ دارد. در گذشته تعیین موقعیت ارتفاعی و مسطحانی نقاط بطور جداگانه ساده‌تر و از نظر اقتصادی با صرفه‌تر بود. هر کدام از آن شبکه‌ها مستلزم مشاهدات مختلف بوده و کمتر همدیگر را تحت تأثیر قرار می‌دهند. گروه سوم شبکه‌هایی هستند که موقعیت نقاط آن با سه مختصات مشخص شده است. این گروه را شبکه‌های سه بعدی می‌نامند.

واقع است که موقعیت مسطحانی نقاط یک شبکه ارتفاعی باید دست کم به طور تقریب معلوم باشد تا بشود محل تقریب آنها را در سطح زمین تشخیص داد. اختلاف عمده بین شبکه‌های مسطحانی و ارتفاعی این است که در شبکه‌های مسطحانی ارتفاع نقاط و در شبکه‌های ارتفاعی مسطحانی نقاط (موقعیت افقی نقاط) به تقریب تعیین می‌شوند. بنابراین در شبکه‌های افقی (مسطحانی) تنها موقعیت مسطحانی نقاط به دقت اندازه‌گیری شده و در شبکه‌های ارتفاعی تنها ارتفاع نقاط به دقت اندازه‌گیری می‌شوند.

شبکه‌های ارتفاعی ژئودزی به شبکه‌های از درجات مختلف تقسیم شده‌اند. هرچه درجه یک شبکه بالا باشد دقت اندازه‌گیری اختلاف ارتفاع و فاصله بین نقاط مجاور بیشتر خواهد بود.

فاصله بین نقاط مجاور یک شبکه ارتفاعی از کشوری تا کشور دیگر فرق می‌کند. فاصله نقاط (بنچ مارک) یک شبکه درجه یک (بالاترین درجه) بطور متوسط ۱ تا ۲ کیلومتر می‌باشد. در شکل زیر شبکه‌های ارتفاعی درجه ۱ را در نقاط مختلف جهان که قبل از ۱۹۷۰ ایجاد شده‌اند می‌بینید.



شکل ۱ - ۷. شبکه‌های ارتفاعی ژئودزی

موقعیت‌های عمودی (ارتفاع) H معمولاً نسبت به سطح دریا با به طور دقیق‌تر نسبت به ژئوئید (سطح مبنای ارتفاعات) تعیین می‌شوند. بنابراین گفته می‌شود که ارتفاعات نسبت به ژئوئید یا به زبان معمول نسبت به سطح دریا اندازه‌گیری شده است. اندازه‌گیری‌های روی زمین (ترازیابی) توسط مشاهدات سطح دریا به وسیله دستگاه‌هایی بنام تاید گیج (tide gauges) به سطح دریا متصل می‌شوند. سطوح رفرانس دیگری را بجای سطح دریا می‌توان مورد استفاده قرار داد.

ارتفاع میلیون‌ها نقطه کنترل ارتفاعی درجه ۱ در دنیا اندازه‌گیری شده‌اند. دقت ارتفاعی آنها در حدود متر و یا کمتر بوده در صورتی که دقت نسبی ارتفاعی یعنی دقت اختلاف ارتفاع نقاط مجاور خیلی بالاتر است. خطای استاندارد σ در ارتفاع H (ارتفاع از سطح ژئوئید) یک نقطه بستگی به فاصله آن نقطه تا مبدأ اندازه‌گیری دارد و از فرمول تجربی زیر تبعیت می‌کند. (NASA 1973)

$$\sigma_H = 1.8 \times 10^{-3} S^{2/3} \text{ metres.} \quad (1-7)$$

S عبارتست از فاصله به کیلومتر. بنابراین خطای استاندارد اختلاف ارتفاع دو نقطه به فاصله ۲۰۰۰ کیلومتر حدود متر $\sigma_H = 0.3$ خواهد بود. در حال حاضر ارتفاع، دقیق‌ترین مختصاتی است که برای نقاط ژئودزی معلوم است.

شبکه‌های ژئودزی مسطحاتی (افقی) متشکل از نقاط مشخص در روی زمین، به وسیله علامت بتونی یا هر علامت دیگر، که مختصات ژئودزی ϕ و λ آنها در یک سیستم رفرانس مسطحاتی (Haregantal gerdatie datem) معلوم می‌باشد. موقعیت مسطحاتی نقاط شبکه می‌تواند بجای (ϕ و λ) به صورت مختصات (x و y) در صفحه تصویری باشد که ارتباطش با سیستم رفرانس مسطحاتی شناخته شده است در ژئودزی از سیستم‌های تصویری متشابه (conformal) استفاده می‌شود. ارتفاع نقاط مسطحاتی، در شبکه مسطحاتی، یا بطور تقریب تعیین می‌شود و یا اصلاً تعیین نمی‌شود.

شبکه‌های مسطحاتی بر اساس دقت موقعیت مسطحاتی نقاط آنها به درجات مختلف تفکیک می‌شوند. در یک شبکه درجه یک، نقاط از دقیق‌ترین موقعیت نسبی برخوردار هستند به عبارت دیگر موقعیت نسبی نقاط در داخل یک شبکه درجه یک دارای بالاترین دقت می‌باشند یعنی دقت اختلاف مختصات نقاط مجاور (Δx و Δy) حدود $1/100,000$ می‌باشد.

یعنی سانتیمتر $\sigma = 10$ در اختلاف مختصات ده کیلومتر. بعضی از شبکه‌های درجه یک جدید که با وسایل دقیق امروزی اندازه‌گیری شده‌اند دارای وقتی چندین برابر بیشتر از دقت یاد شده می‌باشند. شبکه‌های درجه

پائین دارای دقت کمتر بوده و از مملکتی به مملکت دیگر فرق می کند. فاصله نقاط مجاور در یک شبکه معمولاً بستگی به درجه آن شبکه دارد. شبکه های با درجه بالا شامل نقاط دور از هم می باشند ولی در شبکه های از درجه پائین نقاط نزدیک بهم می باشند. فاصله نقاط در شبکه های درجه یک در حدود چند ده کیلومتر می باشد. برقراری دید مستقیم نقاط مجاور از همدیگر از عوامل محدود کننده فاصله می باشد.

نظیر شبکه های ارتفاعی، در شبکه های مسطحاتی نیز کمیت های نسبی اندازه گیری شده، مختصات مورد نظر از جمع آوری این اندازه گیری ها محاسبه می شوند. نتیجتاً علیرغم دقت زیاد در اندازه گیری ها، خط های مشاهداتی روی هم انباشته شده در موقعیت نقاط تأثیر می کنند. بنابراین دقت موقعیت مطلق نقاط به مراتب کمتر از دقت موقعیت های نسبی نقاط بوده و هر چه از نقطه مبنا شبکه دورتر شویم این دقت کمتر و کمتر می شود.

برای مثال در شبکه مسطحاتی ژنودزی در ایالات متحده امریکا بنا به Simmons 1950 خطای استاندارد موقعیت یک نقطه (σ_p) نسبت به نقطه مبنای شبکه (Meade's Ranch) در فرمول زیر صدق می کند.

(۷ - ۲)

$$\sigma_p = 4 \times 10^{-2} S^{2/3} \text{ metres.}$$

S عبارت از فاصله نقطه P تا نقطه مبنای شبکه به کیلومتر است. برای مثال نقطه ای که ۲۰۰۰ کیلومتر از Meade's Ranch فاصله دارد دارای خطای موقعیت متر $\sigma_p = 6/4$ می باشد. ضریب عددی ۰/۰۴ در فرمول فوق مخصوص شبکه مزبور در امریکا می باشد. در مناطق دیگر دنیا ضریب عددی دیگر باید بکار برد چرا که تکنیک های اندازه گیری و محاسباتی متفاوت بکار رفته است. شکل ۲ شبکه های ژنودزی مسطحاتی را که قبل از سال ۱۹۷۰ از طریق مشاهدات زمینی در نقاط مختلف جهان برقرار شده اند نشان می دهد. از روی شکل دیده می شود که مناطق خالی (بدون شبکه بندی) وسیعی بین شبکه ها وجود دارند. به علاوه بر آن شبکه ها در ممالک مختلف دارای سطوح رفرانس مختلف بوده در حالی که موقعیت اغلب این سطوح نسبت به یکدیگر ناشناخته هستند.

بنابراین اطلاعاتی که شبکه های ژنودزی از شکل و ابعاد زمین در اختیار ما می گذارند دارای ارزش محدودی است. در بخش ۳ - ۷ از سیستم های رفرانس ژنودزی بیشتر صحت خواهد شد. در شکل ۳ مناطقی را که از سیستم رفرانس های اصلی استفاده می کنند مشاهده می کنید [NASA 1973]

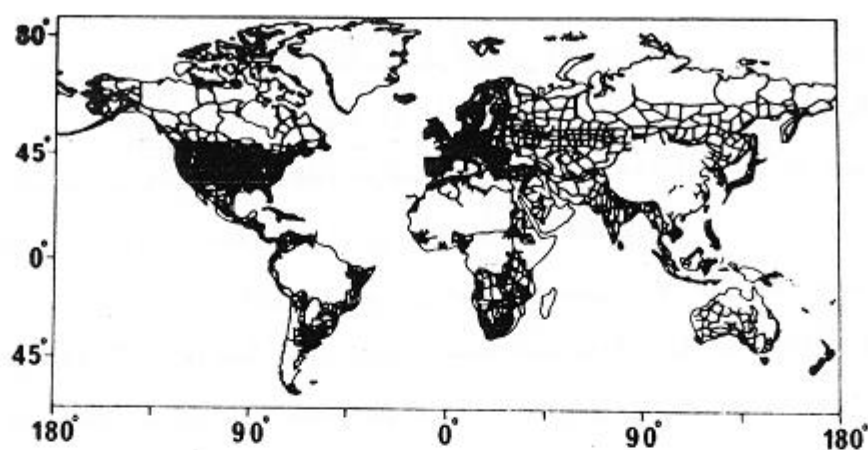


FIG. 7.2. Geodetic horizontal networks.

شکل ۷-۲

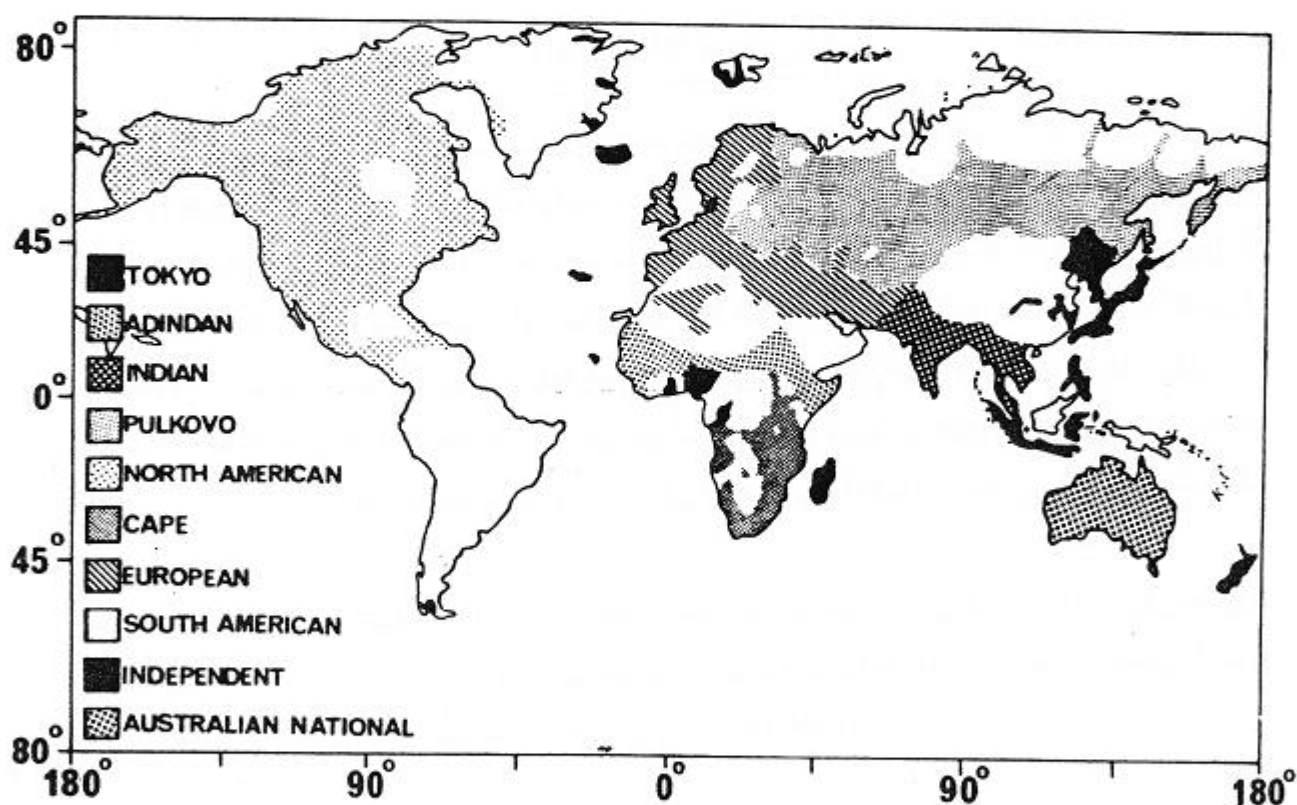


FIG. 7.3. Regions of use of major geodetic datums.

شکل ۷-۳

بعد از آشنا شدن با شبکه‌های ارتفاعی و مسطحاتی مشاهده می‌شود که هیچ کدام از آنها نمی‌تواند شکل زمینی را که ذاتاً سه بعدی است به درستی نشان دهند. به علاوه وجود شبکه‌هایی که هم دارای دقت ارتفاعی (نظیر دقت ارتفاعی شبکه‌های ارتفاعی) و هم دارای دقت مسطحاتی (نظیر شبکه‌های مسطحاتی) توأم باشند متأسفانه نادر است. چون نقاطی که به منظور موقعیت مسطحاتی انتخاب می‌شوند در بالای ارتفاعات (تپه‌ها) بوده و دسترسی برای آنها جهت تعیین ارتفاع دقیق ممکن نیست. چرا که ترازیبی در امتداد جاده‌های اصلی و خطوط راه آهن امکان پذیر است. و بر عکس نقاطی که به منظور تعیین موقعیت ارتفاعی انتخاب می‌شوند فاقد دید مستقیم بوده و مناسب برای تعیین موقعیت مسطحاتی نیستند.

طبیعی است که برای مطالعه شکل و ابعاد زمین (هدف ژئودزی) باید از یک شبکه سه بعدی شبکه‌ای که سه مختصات نقاط آن با دقت یکسان تعیین شده باشند استفاده کرد. چنین شبکه‌های سه بعدی می‌توانند به دو طریق زیر ایجاد شوند.

الف - با در نظر گرفتن موقعیت افقی (λ و φ) و موقعیت ارتفاعی (H) نقاط به طور یکجا می‌توان موقعیت سه بعدی آنها را بصورت مختصات (λ و φ و h) و یا (X^G و Y^G و Z^G) نشان داد. برای اطلاعات بیشتر در این زمینه، بخش ۴ - ۱۵ مراجعه شود برای تعیین مختصات h از ارتفاع H هر نقطه لازم است ارتفاع ژئوئید (N) در آن نقطه معلوم باشد (شکل ۴ - ۷)

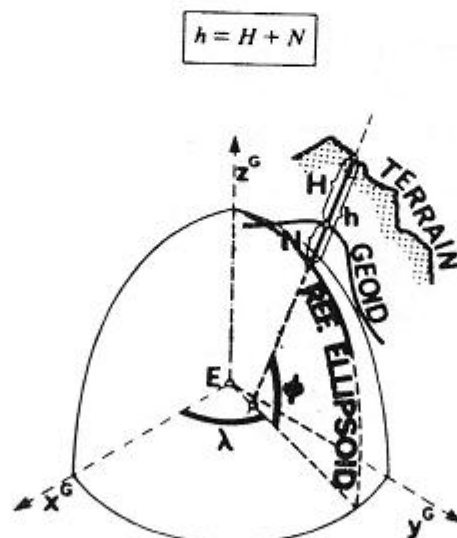


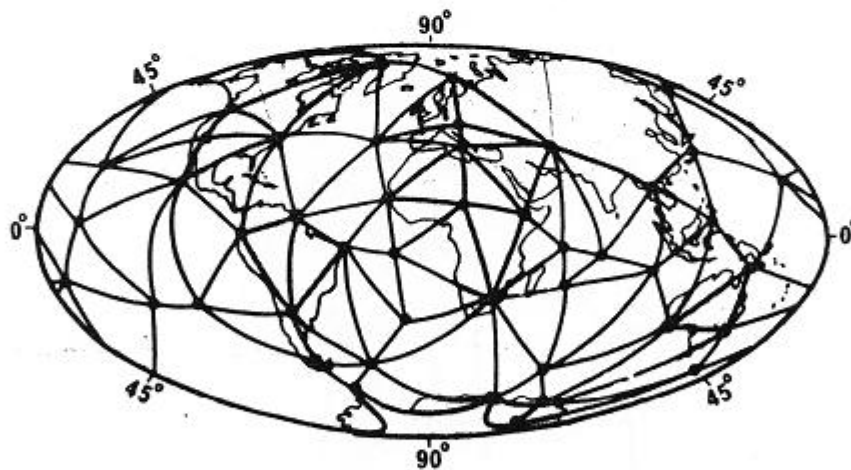
FIG. 7.4. Geoid as the link between one-, two-, and three-dimensional positions

شکل (۴ - ۷)

فقط در ده سال اخیر بوده است که اطلاعات کافی برای تعیین ارتفاع ژئوئید (N) با دقت کافی برای هدف فوق جمع آوری شده است.

ب - استفاده از تکنیک‌های تعیین موقعیت زمین و با فضائی که مستقیماً سه مختصات نقطه را فراهم می‌کند یکی از این روش‌های زمینی پیمایش خیلی دقیق ژئودزی است که اساساً برای کالیبره کردن سیستم تعیین موقعیت ماهواره‌ای بکار می‌رود. روش‌های فتوگرامتری آنالیتیک و سیستم تعیین موقعیت اینرشپال از جمله روش‌های تعیین موقعیت سه بعدی زمین است که برای گسترش شبکه‌های سه بعدی بکار می‌روند. در این میان به نظر می‌رسد که سیستم تعیین موقعیت ماهواره‌ای (Satellites) دامنه کاربردی وسیعی دارد. یکی از محسنات اصلی این سیستم این است که وجود دید مستقیم بین نقاط، دیگر لزومی ندارد بنابراین نقاط را می‌توان با فاصله زیاد انتخاب کرد. از روش‌های ماهواره‌ای در قسمت IV صحبت خواهد شد.

یکی از اولین اقدامات در جهت ایجاد یک شبکه ژئودزی سه بعدی در سطح جهانی و با استفاده از تکنولوژی ماهواره (Satellites) بنام "عکسبرداری از ماهواره‌ها در میان ستارگان" [Schmidt 1975] می‌باشند. این شبکه جهانی در شکل (۵ - ۷) نشان داده شده است.



شکل ۵ - ۷ - ۴ - BC شبکه جهانی مثلث بندی ماهواره‌ای

گفته می‌شود که دقت موقعیت مطلق نقاط این شبکه در حدود و یا بهتر از $\sigma = 5 \text{ m}$ در هر یک مختصات می‌باشد. دقت تعیین موقعیت نسبی نقاط با استفاده از روش ماهواره‌ای مدرن (امروزی) در حدود کسری از متر می‌باشد. آینده روش‌های ماهواره‌ای نوید دقت بهتری را می‌دهند. یک مثال از یک شبکه ژنودزی سه بعدی محلی که با استفاده از روش ماهواره‌ای داپلر (Doppler effect) ایجاد شده است [Kouba and Boel 1976] در شکل (۶-۷) دیده می‌شود.

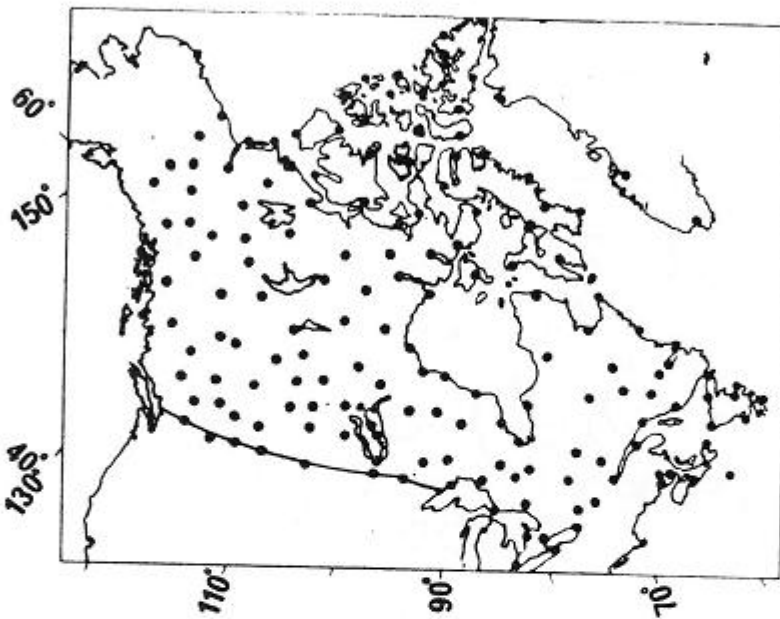


FIG. 7.6. Canadian Doppler satellite network.

شکل ۶-۷

آنچه که تاکنون گفته شد خلاصه‌ای بود از شبکه‌های ژنودزی که برای تعیین شکل زمین در سطح قاره‌ها (زمین خشک) ایجاد شده است. علت محدود بودن شبکه‌های ژنودزی بر سطح قاره‌ها، عدم وجود تکنولوژی تعیین موقعیت در سطح دریاها و همچنین عدم وجود انگیزه کافی برای تعیین موقعیت در دریاها می‌باشد. چرا که وسعت مناطق زیر اکتشاف از کف دریاها در مقابل وسعت کل دریاها بسیار کوچک است. اخیراً تکنولوژی تعیین موقعیت در دریاها پیشرفت زیادی کرده است.

در حال حاضر تعیین موقعیت در سطح دریاها امکان‌پذیر می‌باشد بنابراین شبکه‌های ژنودزی به سطح دریاها گسترش پیدا می‌کنند. از طرف دیگر احتیاج روزافزون دریانوردان به چارت‌های دریائی موجب پیشرفت نقشه برداری هیدروگرافی شده است. تهیه چارت‌های دریائی (عمق دریا) بطور سیستماتیک توسط انستیتوهای

مختلف هیدروگرافی در سراسر دنیا انجام می شود.

به دلایلی لازم است شکل زمین را با یک فرمول ریاضی بیان کرد. در این صورت شکل سطح زمین به صورت پیوسته (compmet) نشان داده می شود. در حالی که یک شبکه به شکل زمین را در یک عدد نقاط بخصوص نشان می دهد. بدیهی است که برای نمایش سطح فیزیکی بسیار ناهموار زمین یک تابع سریال ریاضی با ترم های بسیار زیاد لازم است. تلاش هایی صورت گرفته است که بتوانند دست کم صور عمده زمین را به وسیله توابع سری محدود بیان کنند شکل ۷-۷ نمایش سطح زمین به توسط یک نوع توابع سری به نام هارمونیک های کروی می باشد. ملاحظه کنید که در این شکل کف دریاها، نه سطح دریاها، نشان داده شده است.

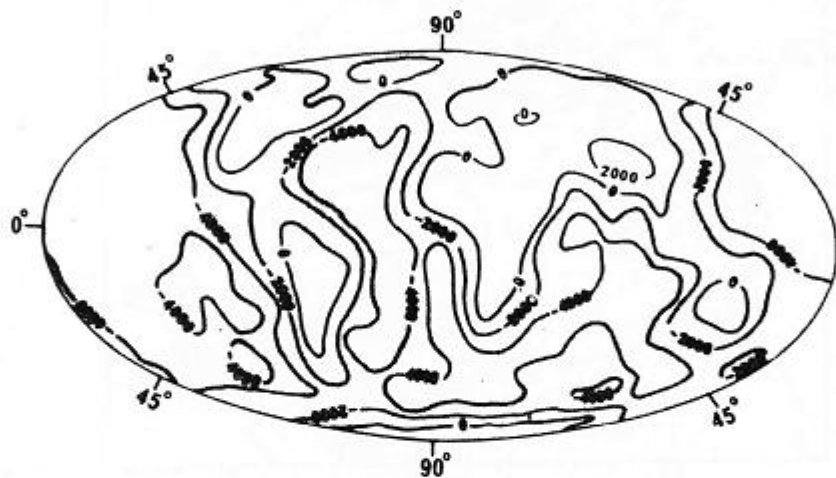


FIG. 7.7. The earth's topography in spherical harmonics. Contours in metres.

شکل ۷-۷

۲-۷- ژئوئید به عنوان شکل زمین

در موافقت با عقیده گوس (Gauss)، اغلب ژئوئید به عنوان معرف دیگری از شکل زمین در نظر گرفته می شود. به طوری که در بخش ۴-۶ دیده شد، ژئوئید سطحی است با یک مفهوم فیزیکی عینی، ژئوئید یک سطح هم پتانسیل نظیر سطح تعادل یک مایع هم وزن می باشد. آب دریاها کم و بیش هم وزن می باشد، پس می توان گفت که ژئوئید تقریباً منطبق بر سطح دریاها (۷۲ درصد سطح کل زمین) می باشد. در نتیجه می توان گفت که ژئوئید شکل زمین را بخوبی، در ۷۲ درصد سطح آن، نشان می دهد.

حال مفهوم تقریباً منطبق بودن ژئوئید را به سطح دریاها روشن تر می کنیم. واضح است که سطح دریاها به مراتب ناپایدارتر از سطح خشکی ها است. سطح دریاها تحت تاثیرات مختلف به طور پیوسته با زمان تغییر می کند. این تاثیرات به طور مشروح در بخش های ۴-۸ و ۱۹-۱۰ مورد بحث قرار خواهد گرفت بنابراین منطقی

نیست که از ژئوئید کاملاً منطبق به سطح دریاها صحبت بکنیم. برای اینکه بتوانیم سطح ژئوئید با سطح دریاها مقایسه کنیم، نظیر سطح زمین که قابل مقایسه با سطح ژئوئید است، یک سطح پایدارتر از دریاها بنام سطح متوسط دریاها (MSL) را در نظر می‌گیریم.

مشاهدات تغییرات لحظه‌ای سطح دریاها نشان داده است که ارتفاع سطح دریاها در عرض یک روز ممکن است تا چند ده متر تغییر بکند در حالی که متوسط برای دریاها تعریف و تعیین گردد. سطح متوسط دریاها (MSL) از مثبت ارتفاع لحظه‌ای آب دریاها در زنجیره‌ای از نقاط ساحلی مجهز به دستگاه tide gauge در یک مدت زمان طولانی به دست می‌آید. اداره سرویس دائمی برای تعیین سطح متوسط دریاها (PSMSL) که مرکز آن در ایستگاه مشاهداتی Bidatan (نهر cherhire انگلستان) مستقرات، مأمور جمع‌آوری و انتشار اطلاعات راجع به سطح متوسط دریا می‌باشد.

بخش آب دریاها در سطح جهانی نشانگر یک غیر هموژنی نیمه دائمی (Secular) به علت شکل خطوط ساحلی و عوامل دیگر نظیر گرمای دائمی در مناطق استوایی و سرمای دائمی در مناطق قطبی و وجود بادهای دائمی و غیره می‌باشد. تأثیر بعضی از عوامل فوق در سطح متوسط دریاها قابل اندازه‌گیری است به عبارت دیگر می‌توان جدائی MSL را از سطح تعادل زمین منسوب به آبهای هموژن و به دور از تأثیرات بادهای دائمی و تغییرات درجه حرارت (سطح هم پتانسیل) حداقل به طور تقریب محاسبه کرد. این جدائی سطح MSL از سطح هم پتانسیل فوق را توپوگرافی سطح دریا (Sea Surface topography)، نظیر توپوگرافی سطح زمین در قسمت خشکی از ژئوئید، می‌نامند. تلاش‌های متعددی در محاسبه توپوگرافی سطح دریا انجام شده است. در شکل زیر (شکل ۸ - ۷) توپوگرافی سطح دریاها توسط Hela and Lisitzin [1967] محاسبه شده است.

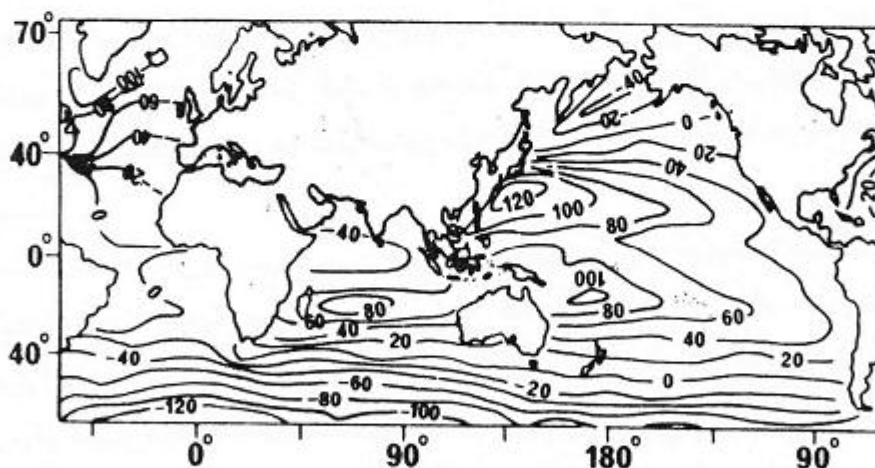


FIG. 7.8. Sea surface topography. Contours in centimetres.

از شکل فوق می توان مفهوم دقیق ژئوئید را متوجه شد. ژئوئید سطح هم پتانسیلی است که به طور متوسط (در سطح جهانی) از میان سطح MSL عبور کند.

حال برمی گردیم ببینیم که رابطه بین ژئوئید و یک بیضوی رفرانس (سطح مقایسه مسطحاتی) ژئوسنتریک چیست. با توجه به شکل ۱۷ - ۶ می توان دید که ژئوئید، سطح بیضوی رفرانس ژئوسنتریک را به طور متوسط (در سطح جهانی) از فاصله نزدیک تعقیب می کند. ما کزیم جدائی بین ژئوئید و بیضوی رفرانس در حدود صد متر می باشد که در مقایسه با شعاع متوسط زمینی ($R = 6371 \text{ km}$) برابر 1.6×10^{-5} خواهد بود. بنابراین در بسیاری از موارد، مواردی که ارتفاع ژئوئید (N) در ترم های تصحیحی که شامل R هستند ظاهر می شود، N به عنوان یک کمیت کوچک تلقی می شود. از طرف دیگر اگر ژئوئید را با نزدیکترین سطح کروی ژئوسنتریک نسبت به آن، بجای بیضوی رفرانس، مقایسه کنیم به جدائی هائی حدود 10.7 km یعنی $R \times 1.7 \times 10^{-3}$ برخورد می کنیم که بیش از صد برابر جدائی های ژئوئید نسبت به بیضوی رفرانس می باشد. بنابراین تقریب ژئوئید توسط بیضوی رفرانس حدود صد مرتبه بهتر از تقریب آن توسط کره رفرانس می باشد.

سطح ژئوئید را نیز نظیر سطح زمین می توان به صورت موقعیت یک سری نقاط روی آن و یا به صورت پیوسته توسط یک فرمول ریاضی بیان کرد. با وجودی که سطح ژئوئید همه جا محدب است، وقتی از بیرون مشاهده شود، هنوز از نظر ریاضی یک سطح پیچیده بوده و تنها با گسترش توابع سری بی نهایت قابل بیان ریاضی می باشد. در عمل آن را توسط سری های محدود تقریب می کنند. یک نمونه از این نوع را می توان در شکل ۱۷ - ۶ ملاحظه کرد. در فصل بیستم در این باره بیشتر صحبت خواهد شد.

به طوری که در قسمت ۷ دیده خواهد شد، امروز می توان شکل ژئوئید را نسبت به بیضوی رفرانس تا حدود ۱ تا ۲ متر در مناطقی نظیر اروپا، امریکای شمالی و استرالیا جایی که دتای کافی موجود است تعیین کرد. اختلاف ارتفاع ژئوئید را، در نقاطی به فواصل کمتر از چند صد کیلومتر از همدیگر، می توان با دقت حتی بهتری تعیین کرد. دقت تعیین ارتفاع ژئوئید در سایر مناطق دنیا کمتر می باشد مخصوصاً در مناطق قطبی که دتای لازمه موجود نیست.

برای محاسبات هندسی لازم جهت تعیین موقعیت مسطحاتی نسبی یک سری نقاط در روی زمین مناسب است که یک سطح ریاضی ساده نزدیک به ژئوئید انتخاب شود. منظور از سطح ریاضی ساده سطحی است. که بتوان آن را با یک فرمول ریاضی هر چه ساده تر بیان کرد. تا حال باید روشن شده باشد که خود ژئوئید به عنوان یک سطح رفرانس برای تعیین موقعیت های مسطحاتی یک شبکه ژئودزی مفید نیست چرا که از نظر ریاضی یک سطح پیچیده ای می باشد. بعضی از محققین پیشنهاد کرده اند که از فرمول ریاضی ساده شده ژئوئید برای محاسبات استفاده کنند. بعضی از این فرمول های ساده شده عبارتند از مجموع چند ترم اصلی از بسط ژئوئید به سری

بینهایت. سطوح مربوط به این مثال‌های اصلی را اسفروئید (Spheroid) می‌نامند. دو اسفروئید از این قبیل یکی توسط Helmert و دیگری توسط Bruns ارائه شده‌اند که هیچ کدام مورد استفاده زیاد قرار نگرفته‌اند. این سطوح در حالی که از نظر هندسی نسبت به بیضوی دورانی خیلی پیچیده می‌باشند جدائی چندانی (حدود چند ده متر) با آن ندارند. در واقع بیضوی سه محوری و بیضوی دو محوری (بیضوی دورانی) اسفروئیدهای از درجه پائین می‌باشند.^(۱)

یک سطح ریاضی (قابل محاسبات ریاضی) و در عین حال نزدیکترین سطح به ژئوئید، یک بیضوی سه محوری می‌باشد. محققین زیادی پارامترهای بیضوی‌ای را که به بهترین وجهی ژئوئید را تقریب می‌کند برآورد کرده‌اند. چنین بیضوی دارای سه محور دو به دو عمود بر هم بوده که به صورت زیر در داخل زمین قرار دارند. محور اقصر آن منطبق بر محور اصلی (قطبی) اینرشیای زمین و محور اطول و اوسط آن در صفحه استوانی زمین قرار دارند. بنابراین بیضوی فوق با داشتن طول‌های محور اطول (۲a) و محور اقصر (۲b) و محور اوسط (۲c) و امتداد محور اطول در صفحه استوانی مشخص می‌شود.

معمولاً بیضوی سه محوری زمین را با چهار پارامتر زیر مشخص می‌کنند.

۱ - نصف طول قطر اطول a

۲ - فشردگی قطبی f که با فرمول

$$f = \frac{a-b}{a} \quad (۷-۴)$$

بیان می‌شود.

۳ - فشردگی استوانی f_e که با فرمول

$$f_e = \frac{a-c}{a} \quad (۷-۵)$$

تعریف می‌شود.

۴ - طول جغرافیائی قطر اطول بیضوی λ_e

در جدول ۱ - ۷ پارامترهای سه بیضوی را که بر اساس دتاهای مختلف و توسط سه شخص مختلف برای زمین

تهیه شده‌اند ملاحظه می‌کنید.

۱ - به منظور تشخیص سطوح فوق از همدیگر، در ژئودزی نام بیضوی به سطوح درجه دوم ساده دو یا سه پارامتری اطلاق می‌شود که در سایر علوم آنها را نیز اسفروئید می‌نامند.

جدول ۱ - ۷ بیضوی‌های سه محوری^(۱)

اسم	a (km)	f^{-1}	fe^{-1}	a-c m	λ_s
CLARKE [1878]	6378.206	293.2	13720	465	8 west
HEISKANEN [1938]	6378.388	297.8	18120	352	23 west
BURSA [1971]	6378.173	297.78	92800	68	14.8 west

در شکل ۹ - ۷ انطباق بیضوی Bursa را به ژئوئید، در سطح جهانی، مشاهده می‌کنید. نکته قابل ملاحظه این است که ژئوئید منسوب به بیضوی Bursa (شکل ۹ - ۷) صاف‌تر از ژئوئید منسوب به بیضوی دورانی (شکل ۱۷ - ۶) به نظر نمی‌رسد. این بخاطر آن است که فشردگی استوانی بیضوی فوق نسبت به فشردگی قطبی آن خیلی کوچک است. فشردگی‌های استوانی در بیضوی‌های CLARKE و HEISKANEN بطور غیر واقعی زیاد می‌باشند. این بدان معنی است که، نظیر اسفروئیدها، جدائی بهترین بیضوی سه محوری از بیضوی دورانی (دارای محورهای استوانی مساوی) با بهترین انطباق به ژئوئید، متجاوز از یکی دو ده متر نیست. وجود اختلافات زیاد در جهت محورهای اطول سه بیضوی (جدول ۱ - ۷) گویای این واقعیت است.

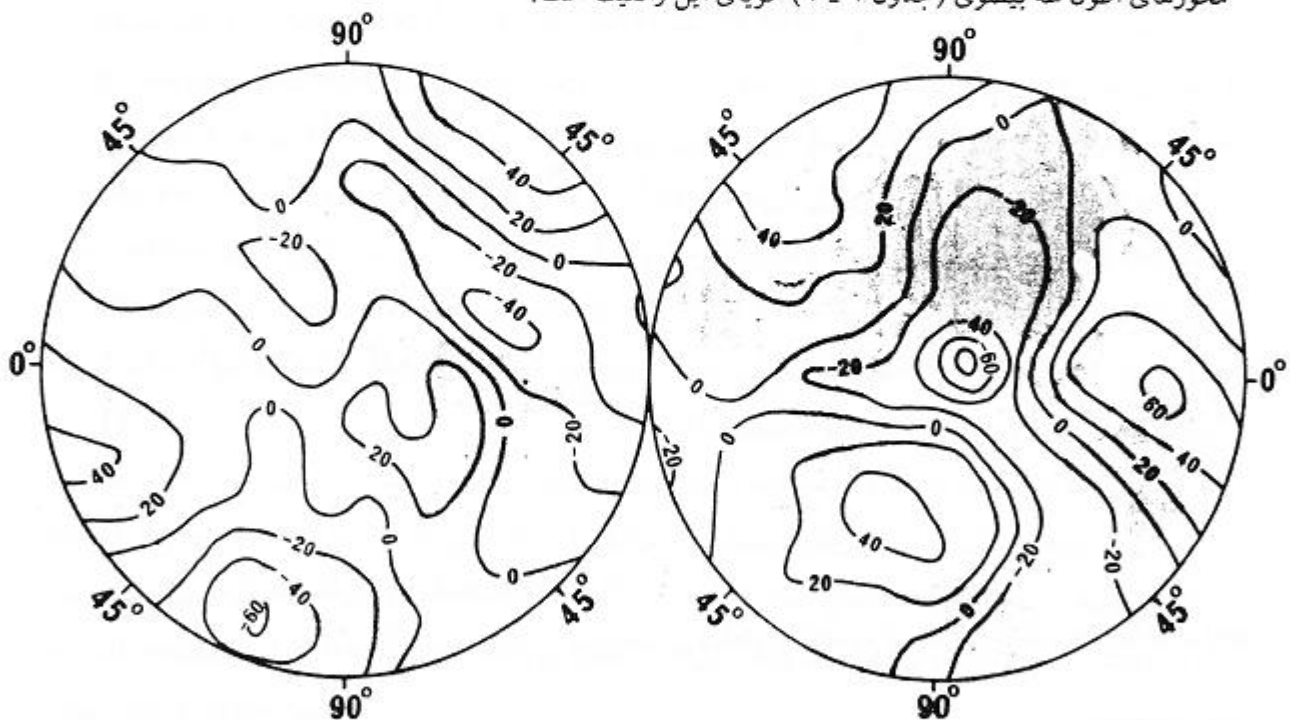


FIG. 7.9. Global geoid as referred to a triaxial ellipsoid. Contours in metres.

شکل ۹ - ۷

به عنوان یک مثال دیگر، شکل واقعی ژئوئید در صفحه استوانی و در یک مقطع نصف النهاری که از شکل (۱۷ - ۶) استخراجی شده است در شکل های ۱۰ - ۷ و ۱۱ - ۷ نشان داده شده اند.

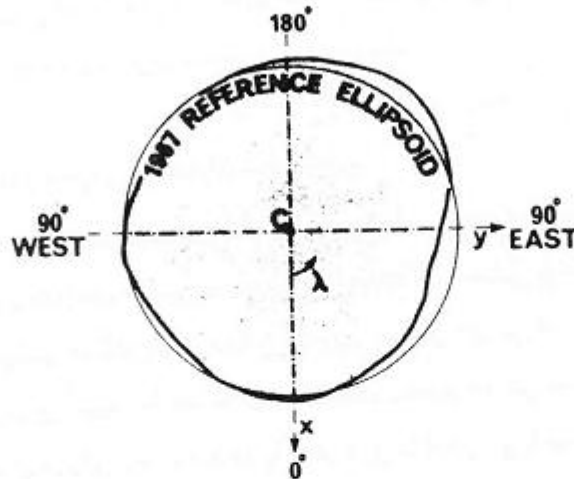


FIG. 7.10. Equatorial cross section of the geoid. (Scale of departures from the ellipsoid exaggerated 10^4 times.)

شکل ۱۰ - ۷

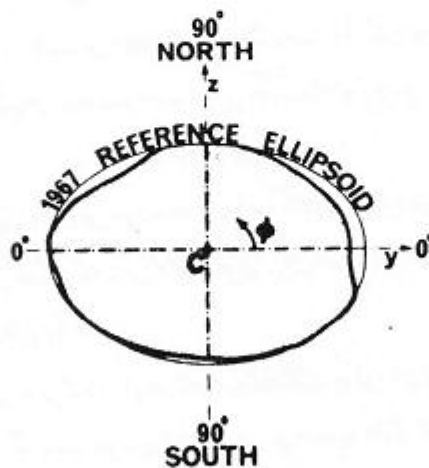


FIG. 7.11. Meridian cross section of the geoid along $\lambda=90^\circ$ meridian. (Scale of departures from the ellipsoid exaggerated 10^4 times.)

شکل ۱۱ - ۷

از مقایسه دو شکل فوق معلوم می‌شود که جدائی ژئوتید از بیضوی رفرانس دورانی (دو محوری) در استوا زیاد متفاوت از جدائی آن در نصف النهار نیست. جدائی ژئوتید در استوا کمتر می‌شد اگر بیضوی رفرانس سه محوری مورد استفاده قرار می‌گرفت. همینطور جدائی ژئوتید در نصف النهار کمتر می‌شد اگر یک سطح رفرانس گلابی^(۱) شکل بجای بیضوی دورانی انتخاب می‌شد. با توجه به مراتب فوق می‌توان نتیجه گرفت که یک جسم رفرانس گلابی شکل می‌توان به اندازه جسم بیضوی سه محوری مناسب باشد.

۳-۷ - بیضوی دورانی (دو محوری) به عنوان شکل زمین

به طوری که دیده شد در مقایسه نزدیکی‌های دو سطح رفرانس بیضوی سه محوری و جسم به شکل گلابی به ژئوتید و نزدیکی بیضوی رفرانس دورانی به ژئوتید به اختلافات فاحشی برخورد نکردیم. اما محاسبات روی بیضوی سه محوری به مراتبی مشکل‌تر از محاسبات روی بیضوی دورانی است. بنابراین در عمل بیضوی‌های دورانی مورد استفاده قرار می‌گیرند با علم به اینکه انطباق بیضوی دورانی به ژئوتید بخوبی انطباق بیضوی سه محوری نیست. بیضوی‌های دورانی تنها توسط دو پارامتر قابل تشخیص می‌باشند. این پارامترها معمولاً نصف قطر طول (a) و فشردگی (f)، فرمول $4 - 7$ می‌باشند.

مسئله یافتن پارامترهای (ابعاد) بهترین بیضوی دورانی منطبق به ژئوتید یک مسئله ژئودزی کلاسیک بوده که قرون متمادی ذهن علما را بخود مشغول داشته است.

در اینجا به طور خلاصه تکنیک‌هایی را که در گذشته برای تعیین چنین بیضوی بکار می‌رفت شرح می‌دهیم. در بخش ۱-۱ دیدیم که اوراتستنس (Enatorthens) زمین را کروی فرض می‌کرد یعنی ($f = 0$) با این فرض وی شعاع زمین را با اندازه‌گیری مستقیم طول قوس نصف النهاری و اختلاف عرض جغرافیائی مربوطه به دست آورد $a = 5950 \text{ km}$.

اندازه‌گیری مشهور دیگری، به روش فوق، به وسیله آکادمی علوم فرانسه ترتیب داده شد (بخش ۲-۱). علت تشریح این روش در اینجا این است که تجربه فرانسوی برای تعیین ابعاد زمین. افکار قرن هیجدهم را منور کرده و انعکاس آن بیش از یک قرن باقی ماند.

به منظور تعیین دو پارامتر a و f دو قوس نصف النهاری یکی در پرو (Peru) و دیگری در مرز بین سوئد و فنلاند مورد اندازه‌گیری قرار گرفت. طول S_{ij} هر قوس برحسب طول اندازه‌گیری شده مستقیم یک باز کوتاه و از طریق یک مثلث بندی که در آن زوایای افقی اندازه‌گیری شده بودند محاسبه گردید. تیپ شبکه مثلث بندی مزبور را در شکل ۱۲-۷ مشاهده می‌کنید.

۱ منظور از گلابی نوعی از آن است که فرورفتگی عمیق در بدن آن نباشد نظیر شکل (۱۱-۷)

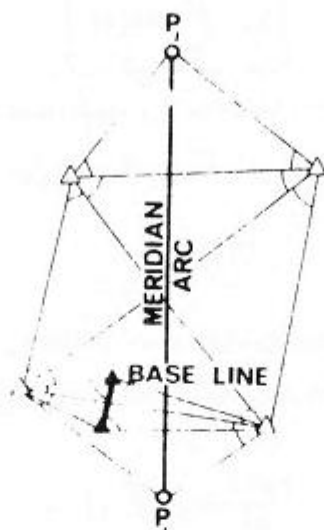


FIG. 7.12 Determination of a meridian arc length

شکل ۱۲ - ۷

عرض دو نقطه P_i و P_j از طریق مشاهدات نجومی تعیین گردید. بعد از تعیین طول قوس S_{ij} و عرض Φ_i و Φ_j دو نقطه انتهای آن معادله مربوطه که طبق آن طول قوس به وسیله شعاع انحناء آن از نقطه ابتدا تا انتها محاسبه می شود تشکیل گردید. در این معادله با توجه به هندسه بیضی پارامترهای a و f وارد می شوند شکل زیر را ملاحظه کنید.

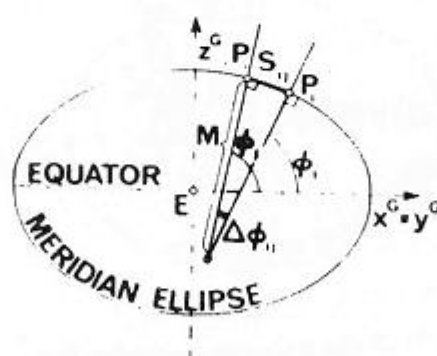


FIG. 7.13 Geometry of a meridian ellipse (For the meaning of superscript G, see §15.4)

شکل ۱۳ - ۷

رابطه بین طول قوس نصف النهاری S_{ij} با عرض های Φ_i و Φ_j به صورت زیر می باشد.

$$S_{ij} = \int_{\Phi_i}^{\Phi_j} M(\phi) d\phi. \quad (7-6)$$

که در آن $M(\Phi)$ شعاع انحنا بیضی نصف النهار و یا به اختصار شعاع انحنا نصف النهار می باشد این شعاع تابع عرض Φ می باشد. در هندسه دیفرانسیل شعاع انحنا یک خم را می توان به صورت زیر نوشت.

$$M(\phi) = \frac{dS}{d\phi} \quad (7-7)$$

برای محاسبه شعاع انحنا نصف النهار $M(\Phi)$ بر حسب پارامترهای بیضی نخست مختصات P_i^G نقطه P_i (شکل ۷-۱۴ را ملاحظه کنید) را محاسبه می کنیم. معادله یک بیضی در مختصات کارتزین P^G و Z^G به صورت زیر می باشد.

$$\left(\frac{p^G}{a}\right)^2 + \left(\frac{z^G}{b}\right)^2 = 1 \quad (7-8)$$

از طرف دیگر رابطه بین عرض Φ یک نقطه با مختصات آن به صورت زیر است.

$$\tan \phi = \frac{dp^G}{dz^G} \quad (7-9)$$

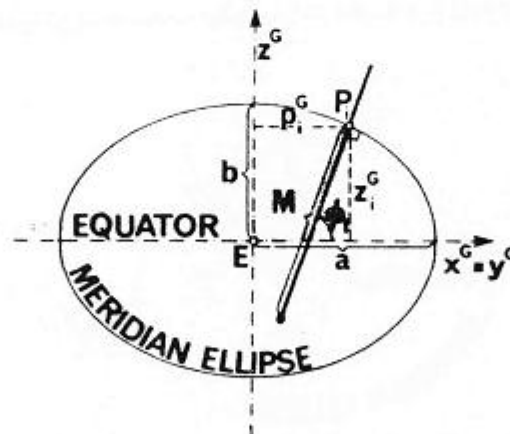


FIG. 7.14. Radius of curvature of a meridian ellipse.

از معادله ۷ - ۸ مشتق کامل dp/dz را محاسبه کرده در رابطه ۷ - ۹ قرار می دهیم.

$$\tan \phi_i = \left(\frac{a}{b}\right)^2 \frac{z_i^G}{p_i^G} \quad (۷ - ۱۰)$$

اگر خروج از مرکز بیضی را با e نشان دهیم داریم.

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2} \quad (۷ - ۱۱)$$

اگر Z^G را از معادله (۷ - ۸) حساب کرده در معادله (۷ - ۱۰) قرار دهیم مختصات P_i^G به صورت:

$$p_i^G = \sqrt{\frac{a^2 \cos^2 \phi_i}{1 - e^2 \sin^2 \phi_i}} \quad (۷ - ۱۲)$$

محاسبه می شود. حال با در نظر گرفتن رابطه زیر به شکل ۷ - ۱۵ مراجعه شود

$$dS = -\frac{dp^G}{\sin \phi} \quad (۷ - ۱۳)$$

می توان شعاع انحناء $M(\phi)$ را از دیفرانسیل گیری معادله ۷ - ۱۲ به دست آورد.

$$M(\phi) = \frac{a(1 - e^2)}{(1 - e^2 \sin^2 \phi)^{3/2}} \quad (۷ - ۱۴)$$



FIG. 7.15. Relation between dp^G and dS .

شکل ۷ - ۱۵

حال با قرار دادن $M(\Phi)$ در معادله ۶ - ۷ خواهیم داشت.

$$S_{ij} = a(1 - e^2) \int_0^{\phi} (1 - e^2 \sin^2 \phi)^{-3/2} d\phi. \quad (۷ - ۱۵)$$

معادله‌ای نظیر فوق را می‌توان برای قوس نصف‌النهاری دیگر نیز نوشت.

دو معادله نظیر (۷ - ۱۵) که دو قوس اندازه‌گیری شده را به دو پارامتر مجهول a و e مربوط می‌سازد دارای انتگرال‌های بیضوی می‌باشند. این انتگرال‌ها را فقط می‌توان از طریق بسط به سری توابع زیر انتگرال حل کرد. بعد از حل این انتگرال‌ها دو معادله از درجات بالا نیست به a و e حاصل می‌شود. از حل این معادلات به روش تکرار می‌توان مجهولات a و e را محاسبه کرد یا داشتن e و f محاسبه می‌شود.

$$f = 1 - \sqrt{1 - e^2}. \quad (۷ - ۱۶)$$

رابطه فوق از دو معادله (۷ - ۴) و (۷ - ۱۱) نتیجه می‌شود. نتیجه نهائی محاسبات فرانسوی‌ها به همراه سایر محاسبات در زمینه تعیین ابعاد زمین در جدول زیر داده شده است.

TABLE 7.2
Blaxial (geocentric) ellipsoids

Solution	a (km)	f^{-1}	Remarks	ملاحظات
Eratostaeues [SOITWARZ, 1975]	5950	∞	Sphere assumed	
French experiment BOHM, 1972]	6376.568	310.3	Basis for the definition of a metre	
1924 International [HAYFORD, 1909]	6378.388	297.0		
1967 International [HAG, 1971]	6378.160	298.247	Also used by other international scientific bodies	
Smithsonian [GAPOSHKIN, 1973]	6378.140	298.256		
U.S. Department of Defense [Sappelin, 1974]	6378.135	298.26		

در اواخر قرن نوزده و اوایل قرن بیستم برای تعیین ابعاد زمین از شبکه‌های مثلث بندی استفاده شده است. در شبکه‌های ژئودزی مسطحاتی موجود در آن زمان زوایای افقی و گاه گاهی طول باز اندازه‌گیری می‌شده است. استفاده از یک شبکه ژئودزی مسطحاتی برای تعیین ابعاد زمین نظیر استفاده از قوس نصف‌النهاری به منظور فوق

می باشد با این تفاوت که کار با شبکه به محاسبات دو بعدی نیازمند است و کار با قوس نصف النهار، محاسبات یک بعدی لازم دارد. در حالت شبکه، مشاهدات نحوی برای تعیین طول λ انجام می گیرد.

وقتی مشاهدات شتاب ثقل (gravity) در نقاطی از سطح زمین انجام شد از آنها نیز در تعیین شکل زمین استفاده کردند. تئوری کلرو (Clarrautn theorem) رابطه بین جاذبه و شکل زمین را به صورت زیر بیان می کند.

(۱۷ - ۷)

$$f = \frac{5}{2} \frac{\omega^2 a}{\gamma_E} - \frac{\gamma_P - \gamma_E}{\gamma_E}$$

در فرمول فوق γ_E عبارت از شتاب ثقل نرمال در استوا و γ_P شتاب ثقل در قطب بوده و نسبت $(\gamma_P - \gamma_E)/\gamma_E = f$ بنام فشردگی شتاب ثقل (gravity flattening) می باشد.

در اوایل قرن بیستم تعداد زیادی بیضوی های دورانی برای زمین پیشنهاد شد. از بین اینها بیضوی تعیین شده به وسیله ژنودزین امریکائی Hgfard بنام بیضوی Hyfard [1909] توسط سازمان IAG در سال ۱۹۲۴ (سازمان بین المللی ژنودزی) به عنوان بیضوی بین المللی زمین انتخاب و به کشورهای عضو ابلاغ گردید. در آن زمان بیضوی مزبور به عنوان بهترین بیضوی منطبق به ژئوئید تلقی گردید (جدول ۲ - ۷). همچنین این بیضوی را به عنوان بیضوی مولد میدان جاذبه نرمال زمین (۱۷ - ۶) نیز در نظر گرفتند و بدین ترتیب بدعتی نهاده شد که بیضوی های ژئوستریک آینده نیز دارای رُل دوگانه باشند.

مطالعات بعدی نشان داد که بیضوی سال ۱۹۲۴ از نظر انطباق آن به ژئوئید، یک بیضوی تقریبی است. بدین جهت سازمان IAG در سال ۱۹۶۷ دست اندر کار تعیین بیضوی دیگری شد که این بیضوی در سال ۱۹۷۱ بنام بیضوی بین المللی [IAG 1971] (جدول ۲ - ۷) نامیده شد.

مقایسه پارامترهای بیضوی رفرانس [IAG 1971] با بهترین مقادیری که برای آن پارامترها امروزه موجود است به طور مثال GAPOSHKINS [1973] یا SEPPELIN'S [1974] (جدول ۲ - ۷) دیده می شود که طول نصف قطر اطول (a) آن بیضوی به اندازه بیست تا بیست پنج متر بیشتر می باشد.

از طرف دیگر دیده می شود که فشردگی (f) بیضوی رفرانس 1971 خیلی خوبی اندازه گیری شده است. با مقایسه فشردگی بیضوی فوق با نتایج اخیر معلوم می شود که کمیت $f^{-1} = 298.247$ دارای خطائی حدود ۰/۰۱ می باشد و از آنجا خطای f حدود 10^{-7} خواهد شد. به منظور مقایسه دقت f با دقت a، تغییرات a یعنی da را بر حسب تغییرات f یعنی df از مشتق گیری معادله (۴ - ۷) با ثابت نگهداشتن b محاسبه می کنیم.

(۱۸ - ۷)

$$df = \frac{b}{a^2} da = \frac{da}{a}$$

اگر در فرمول فوق df را 10^{-7} قرار دهیم da در حدود کمتر از یک متر خواهد بود یعنی دقت 10^{-7}

در فشردگی مطابق با دقت کمتر از یک متر در a می باشد. علت اینکه می توان فشردگی را با دقت زیادی اندازه گیری است این است که فشردگی مستقیماً از اندازه گیری تغییرات (Parturleationg) مدار ماهوار (Satillete) بدست می آید. از زمان اولین روش فضائی برای تعیین فشردگی (BUCHAR [1958] 1/297.9) به بعد دقت قابل ملاحظه ای نسبت به روش های زمین در تعیین فشردگی زمین حاصل شده است.

نصف طول قطر اطول (a) را می توان از اندازه گیری های فاصله در سطح زمین به دست آورد. کمیت محاسبه شده به طریق فوق اندازه زمین را برحسب دقت سرعت نور نشان خواهد داد. چرا که اندازه گیری فاصله های ژنودزی در سطح زمین توسط طول یاب های الکترونیکی انجام می گیرد. و این طول یاب ها فاصله را برحسب اندازه گیری زمان رفت و برگشت یک موج الکترومغناطیسی تعیین می کنند به عبارت دیگر فاصله را با مقدار پذیرفته شده برای سرعت نور مقایسه می کنند. از طرف دیگر در فصول ۲۲ و ۲۳ خواهیم دید که برای اندازه گیری ارتفاع ژئوئید از دتاهای جاذبه و یا مدار ماهواره که بر اساس وزن زمین (مقدار محاسبه شده برای وزن زمین) می باشند استفاده می شود. یعنی که ارتفاعات به دست آمده برای ژئوئید برحسب دقت وزن زمین مقیاس شده اند. بنابراین در بعضی از مسائل دقت در سطح وسیعی بستگی به توافق دقت دو ثابت (سرعت نور و وزن زمین) خواهد داشت.

البته در تئوری فقط یک بیضوی دورانی وجود دارد که ژئوئید را به بهترین وجهی، از نقطه نظر کمترین مربعات، تقریب می کند. این بیضوی از اعمال شرط زیر به دست می آید.

$$\min_{a,f} \oint_{\delta} N^2 d\delta, \quad (۱۹ - ۷)$$

که در آن N ارتفاع ژئوئید از بیضوی مزبور بوده و δ سطح آن می باشد. در کتاب Heiskanen and Moritg [1967] نشان داده شده است که از اعمال شرط می بینیم.

$$\min_{\xi, \eta} \oint_{\delta} (\xi^2 + \eta^2) d\delta, \quad (۲۰ - ۷)$$

که در آن ξ و η مؤلفه های زاویه انحراف نسبی قائم می باشند می توان به نتیجه یکسان برای f' رسید اگر a در این شرط ثابت نگهداشته شود. اگر در شرط فوق f ثابت نگهداشته شود نتیجه یکسان برای a بدست خواهد آمد. در عمل این بیضوی بهترین را می توان فقط به تقریب تعیین کرد چرا که دتای کافی به این منظور موجود نیست.

تا اینجا صحبت از بیضوی‌های دورانی بود که به منظور تقریب هر چه بهتر ژئوئید در سطح جهانی تعیین می‌شوند. محورهای این بیضوی‌ها منطبق بر محورهای اصلی اینرشیای زمین فرض می‌شوند و یا آنها را چنان تعیین می‌کنند که سه محورشان منطبق بر محورهای اصلی اینرشیای زمین باشد. به این جهت آنها را بیضوی‌های ژئو سنتریک (geocentric) می‌نامند. علاوه بر این بیضوی‌ها، بیضوی‌های دیگر تعریف می‌شوند که هدف از تعریف آنها نمایش شکل و ابعاد زمین نیست بلکه به عنوان سطح مبنا مسطحاتی برای تعیین موقعیت مسطحاتی تعریف می‌شوند از این قبیل بیضوی‌ها در بخش ۱ - ۷ صحبت شد و در اینجا منبأ تکمیل از آنها صحبت می‌شود.

این قبیل بیضوی‌های رفرانس ژئودزی طوری انتخاب می‌شوند که بهترین انطباق را در یک منطقه (قاره یا گروهی از کشورها) نسبت به ژئوئید داشته باشند. و انطباق مرکز آنها به مرکز ثقل زمین الزامی نیست. شکل و ابعاد چنین بیضوی‌ها قبلاً انتخاب می‌شوند و نزدیکی آنها به ژئوئید با تعیین موقعیت مناسب آنها در داخل زمین حاصل می‌شود. شکل ۱۶ - ۷ ارتباط بین دو نوع بیضوی را نشان می‌دهد.

دلیلی را که بیضوی رفرانس ژئودزی باید ژئوئید را در منطقه به بهترین وجهی تقریب کند. در بخش ۳ - ۱۸ ملاحظه می‌کنید. برای اینکه در اینجا انطباق منطقه‌ای موردنظر است. انطباق بیضوی رفرانس ژئودزی به ژئوئید در یک منطقه ممکن است خیلی بهتر از انطباق بیضوی ژئوسنتریک در آن منطقه به ژئوئید باشد. این نکته را می‌توان در شکل ۱۷ - ۷ دریافت. شکل ۱۷ - ۷ ارتفاعات ژئوئید را در منطقه آمریکای شمالی نسبت به بیضوی رفرانس (NAD27) نشان می‌دهد. از مقایسه این ارتفاعات با ارتفاعات ژئوئید آن منطقه نسبت به بیضوی ژئوسنتریک (شکل ۱۰ - ۶) می‌توان به نکته فوق پی برد. مناطقی که از بیضوی‌های رفرانس اصلی استفاده می‌کنند در شکل ۳ - ۷ نشان داده شده‌اند گروهی از بیضوی‌های رفرانس دیگری وجود دارد که توسط سایر کشورها مورد استفاده قرار می‌گیرند.

در خاتمه این بخش یادآور می‌شویم که در بعضی دیسپلینی‌ها نظیر نجوم و کارنوگرافی شکل زمین را می‌توان با دقت کافی به وسیله یک کره رفرانس نشان داد. به طوری که در قسمت‌های گذشته گفته شد جدائی بهترین کره رفرانس نسبت به بهترین بیضوی رفرانس برای زمین وجود ۱۰/۷ کیلومتر از قطبین و استوا می‌باشد.

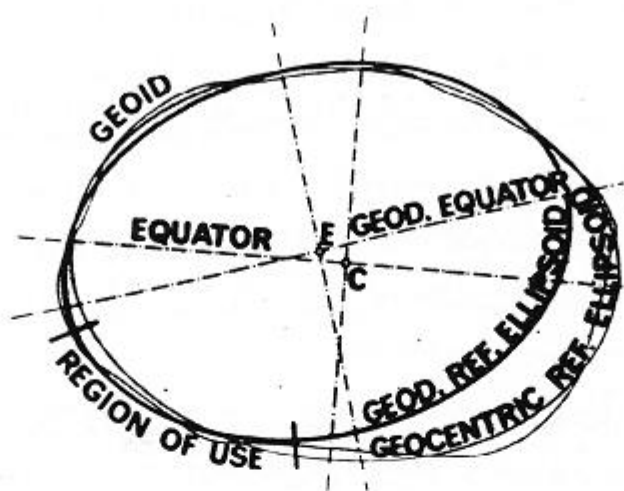


FIG. 7.16. Geocentric and geodetic ellipsoids.

شکل ۱۶ - ۷

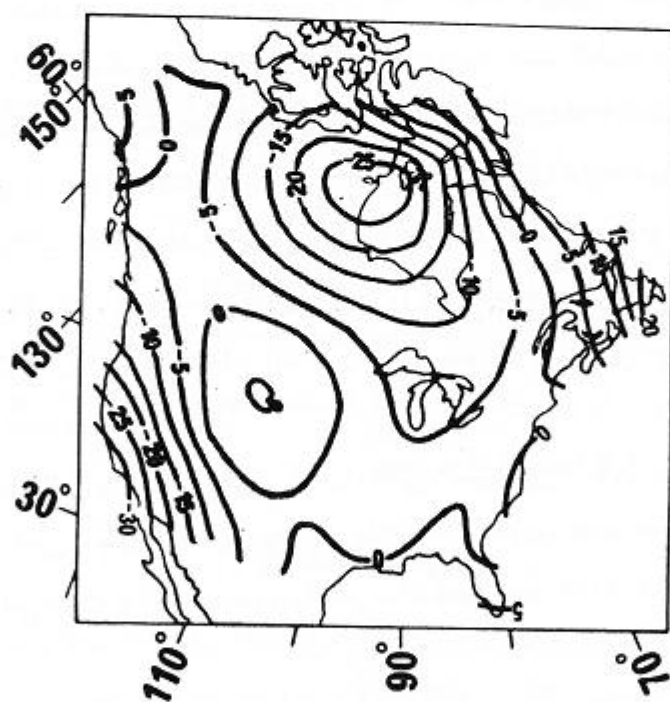


FIG. 7.17. The geoid as referred to the NAD 27. Contours in metres.

شکل ۷ - ۱۷

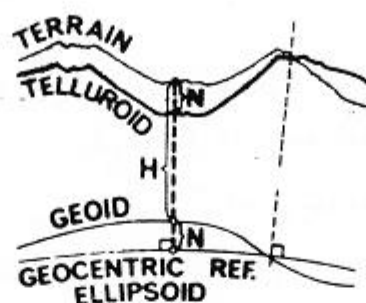
۴ - ۷ - اشکال ریاضی دیگر زمین

در تئوری‌های جدید ژئودزی از دو سطح دیگر (اشکال زمین) که تا حالا در مورد آنها صحبت نشده است استفاده می‌کنند. برای اطلاع بیشتر از این دو سطح به فصل ۲۲ مراجعه شود.

سطحی را که برای تقریب سطح فیزیکی زمین در نظر گرفته می‌شود تلوروئید (telluroid) می‌نامند. تلوروئید سطحی است که ارتفاع آن تا بیضوی ژئوسنتریک مساوی ارتفاع سطح فیزیکی زمین تا ژئوئید می‌باشد. شکل ۱۸ - ۷ تلوروئید سطحی است که ارتفاع آن تا بیضوی ژئوسنتریک مساوی ارتفاع سطح فیزیکی زمین تا ژئوئید می‌باشد. شکل ۱۸ - ۷ رابطه بین چهار سطح تلوروئید و سطح فیزیکی زمینی، ژئوئید و بیضوی ژئوسنتریک را نشان می‌دهد.

خویشاوند نزدیک ژئوئید سطحی است به نام شبه ژئوئید (quasigeoid) این سطح توسط MOLODENSKIJ ET AL [1960] برای حل مسائل عملی در محاسبات ژئوئیدی معرفی شده است. در محاسبه ارتفاع ژئوئید با استفاده از دتاهای سطحی و در محاسبه ارتفاعات از ژئوئید باید مدلی برای پخش دانسیته در فاصله بین ژئوئید تا سطح زمین فرض شود. این فرض باعث تضعیف درجه اطمینان نتایج می‌شود. از طرف دیگر شبه ژئوئید را می‌توان بیرون فرض فوق به دست آورد (بخش ۲ - ۲۲). به عبارت دیگر ارتفاعات شبه ژئوئید نسبت به بیضوی ژئوسنتریک بنام انامولی‌های ارتفاع (Height anomaly) که با ζ نشان داده می‌شوند (شکل ۱۹ - ۷)

از نظر تئوری به دقت قابل محاسبه هستند. در روش مالدنسکی (Maladenskii) تلوروئید سطحی است که ارتفاع آن تا بیضوی ژئوسنتریک مثل ارتفاع سطح فیزیکی است تا شبه ژئوئید نشان داده می‌شود که پتانسیل نرمال (U) در هر نقطه روی تلوروئید برابر پتانسیل واقعی (w) نقطه نظیرش در سطح زمین می‌باشد. واضح است که شبه ژئوئید، در مقایسه با ژئوئید، دارای معنی فیزیکی نیست و وجود آن صرفاً به خاطر ایجاد تسهیلات محاسباتی بوده و برعکس ژئوئید یک سطح هم پتانسیل از میدان ثقل زمین نیست. اما استفاده از شبه ژئوئید به عنوان مبنا و ارتفاعات هیچ اشکالی را ایجاد نمی‌کند. ارتفاعات منسوب به شبه ژئوئید در اتحاد جماهیر شوروی USER و اغلب ممالک اروپای شرقی مورد استفاده قرار می‌گیرد.



شکل ۱۸ - ۷

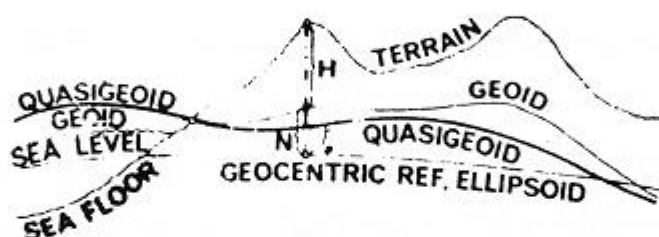


FIG. 7.19. Quasigeoid.

شکل ۱۹ - ۷

سطح شبه ژئوئید در دریا‌های آزاد به سطح ژئوئید منطبق می‌باشد. بنابراین در آنجا ارتفاع ژئوئید N با انامولی ارتفاع ξ برابر است، (شکل ۱۹ - ۷). دو سطح فوق در خشکی در حدود چند متر از هم جدا می‌باشند [ARNOLD 1960]. اختلاف $\xi - N$ شدت بستگی به ارتفاع سطح زمینی دارد بنابراین بیشترین اختلاف $\xi - N$ در مناطق کوهستانی اتفاق می‌افتد.

برای مقاصد ژئوفیزیکی شکل دیگری برای زمین در نظر گرفته می‌شود. این شکل بیضوی دورانی است که فشردگی آن کمی کوچکتر از فشردگی بهترین بیضوی منطبق به ژئوئید می‌باشد. این بیضوی را بیضوی تعادل هیدروستاتیکی زمین می‌نامند. برای درک نقش صحیح این بیضوی نخست می‌پردازیم به بهترین بیضوی ژئوستاتیک و میدان ثقل نرمال آن. به طوری که در بخش ۴ - ۶ نشان داده شد میدان ثقل نرمال چنان طراحی شده است که سطح بیضوی مولد آن خود یک سطح هم پتانسیل از آن میدان می‌باشد. اگر زمین به صورت جسم

مایع و به طور جانبی هموزن بود شکل خارجی آن در تعادل هیدروستاتیکی به شکل بیضوی هم پتانسیل می بود. شواهد زیادی وجود دارند که قسمت مرکزی زمین (Cord) به شکل مایع و قسمت میانی آن (Mantle) خمیری شکل و پوسته نازک خارجی آن (Crust) جامد می باشد. بنابراین رفتار زمین زیر فشارهای وارده از میدان ثقل آن در مجموع باید مشابه رفتار یک مایع با درجه ویسکوزیتی (Viscosity) بالا باشد. پخش دانستیه (σ) در سطح هر لایه از آن و فشردگی (f) آن لایه در حالت تعادل طبق فرمول کلرو (Clairaut's equation) بهم مربوط می باشند.

$$\frac{d^2 f}{dr^2} + \frac{2\sigma r^2}{\int_0^r \sigma s^2 ds} \frac{df}{dr} + \left(\frac{2\sigma r}{\int_0^r \sigma s^2 ds} - \frac{6}{r^2} \right) f = 0. \quad (7-21)$$

که در آن r شعاع متوسط لایه می باشد. به عقیده [LEDERSTEGE 1967] و دیگران برای زمین نمی توان یک پخش دانستیه مناسب طبقاتی و موافق با سایر مشاهدات ژئوفیزیکی در نظر گرفت که با مقدار فشردگی مشاهده شده ($1/298.25$) در معادله ۷-۲۱ صدق کنند از این عقیده [Mority 1973] و دیگر دانشمندان نیز طرفداری کرده اند.

این مسئله را [JEFFREYS 1963] از طریق دیگر حل کرده است وی فشردگی هیدروستاتیکی را برای یک مدل زمین که موافق با مشخصات فیزیکی زمین می باشد محاسبه کرده و به مقدار $1/299.67$ رسید. نتایج مشابهی نظیر $1/299.8$ توسط [HENRIKSEN 1960] از فشردگی دینامیکی زمین H (نباید آن را با ارتفاع استفاده کرد) با مشاهده پرسشن (Precession) به دست آمده است. فشردگی دینامیکی زمین طبق فرمول زیر به فشردگی هندسی (f) زمین مربوط می باشد.

$$H = - \frac{f - \frac{1}{2}m}{1 - \frac{2}{5} \sqrt{\frac{5m}{2f}} - 1} \quad (7-22)$$

که در آن

$$m = \frac{\omega^2 a^3}{GM} \quad (7-23)$$

می باشد، فرمول فوق محاسبه مستقیم f را از H ، اگر m معلوم باشد، میسر می سازد. نتایج فوق نشان می دهد که پخش واقعی جرم در داخل زمین و فشردگی واقعی آن با فرض تعادل هیدروستاتیکی و هموزنی جانبی توده ها بین طبقات سازگار نیست. برای توضیح عدم سازگاری بین دو مقدار فشردگی واقعی و فشردگی حاصل از تعادل

هیدروستاتیکی می‌توان گفت که زمین نتوانسته خود را با وضع موجود (سرعت دوران کندتر) وفق دهد. یعنی فشردگی بزرگتری که امروزه در زمین مشاهده می‌شود یادگاری است از اعصار گذشته که در آن زمین سریعتر دوران نیمکرده است. در این صورت درجه چسبندگی مواد سازنده زمین که توانسته‌اند شکل آن را از گذشته تاکنون و علیرغم تغییرات حرکت آن حفظ کنند باید بالاتر از ارقامی باشد که از ملاحظات ژئوفیزیک به دست می‌آید. به احتمال زیاد بزرگتر بودن فشردگی واقعی دلیل بر پخش واقعی جرم به صورت اجتماع توده‌های سنگین‌تر در کمر بند استوانی طبقه میانی (Mantle) زمین در اثر نیروی گریز از مرکز می‌باشد. اختلاف بین دو فشردگی واقعی و فشردگی تعادل هیدروستاتیکی مترادف با جدائی حدود صدمتر بین بیضوی‌های مربوطه می‌باشد. این مقدار قابل مقایسه با انحراف ژئوئید از حالت تقارن در صفحه استوا و یا از شکل گلابی‌مانند می‌باشد.

در کتاب [Kaula and O'keefe 1963] پیشنهاد شده است که برای تجزیه تحلیل ژئوفیزیکی میدان جاذبه زمین بهتر است که انامولی‌های جاذبه و ژئوئید نسبت به بیضوی تعادل هیدروستاتیکی محاسبه شوند. در این صورت تغییرات نصف النهاری طول موج بلند ژئوئید که منعکس کننده اختلاف بین دو فشردگی تئوریک و مشاهده شده می‌باشد بهتر می‌تواند انامولی‌های جرم را در داخل زمین نشان دهد. برای نشان دادن این مطلب، نقشه ژئوئید را نسبت به بیضوی [GAPOSHKIN 1973] با دو فشردگی مختلف مشاهده شده (1/298.25) و فشردگی هیدروستاتیکی (1/299.67) در شکل‌های ۲۰ - ۷ و ۲۱ - ۷ ملاحظه کنید.

در جدول شماره ۳ خلاصه‌ای از ماکزیمم جدائی‌های بین سطوح مختلف مورد بحث در این فصل آمده است.

TABLE 7.3

Departure

Pertinent Paris of Surfaces

Surfaces	Order of magnitude of maximum departure (metres)
terrain-geoid/mean sea level	10^4
mean sealevel-geoid/quasigeoid	1
geoid-quasigeoid	1
geoid-ellipsoid	10^2
telluroid-terrain	10^2
biaxial-triaxial ellipsoids	10^2
ellipsoid-sphere	10^4

در خاتمه این فصل یک نگاه کلی به سطوح فوق می‌اندازیم. از یک طرف هدف نهائی ژئودزی تعیین شکل سطح فیزیکی زمین به طور پیوسته و نقطه‌وار (شبکه‌های ژئودزی) می‌باشد که تعیین این سطح چه به طور پیوسته و چه به طور نقطه‌وار کار مشکلی است. از طرف دیگر صرفنظر از کره بیضوی‌های دو محوری ساده‌ترین سطوح می‌باشند. این سطوح به عنوان سطوح رفرانس چه در تعیین موقعیت افقی (سطوح رفرانس مسطحاتی) و چه به عنوان مولد میدان جاذبه نرمال (بیضوی ژئوستریک) مورد استفاده قرار می‌گیرند.

جائی در بین سطوح فوق ژئوئید و شبه ژئوئید قرر دارند که رُل سطح خارجی زمین را در دریاها بازی کرده و نقش سطوح رفرانس قائم را در خشکی‌ها دارند. اینها از نظر پیچیدگی هم در بین سطوح فوق قرار دارند. سطوح باقی‌مانده یعنی کره و بیضوی‌های سه محوری و بیضوی‌های تعادل هیدروستاتیکی، اسفروئیدها و تلوروئیدها و نمایش‌های تحلیلی سطح زمین فقط به منظورهای خاص به کار می‌روند. اسفروئیدها و تلوروئیدها در قسمت ۷ بیشتر مورد بحث قرار خواهند گرفت.

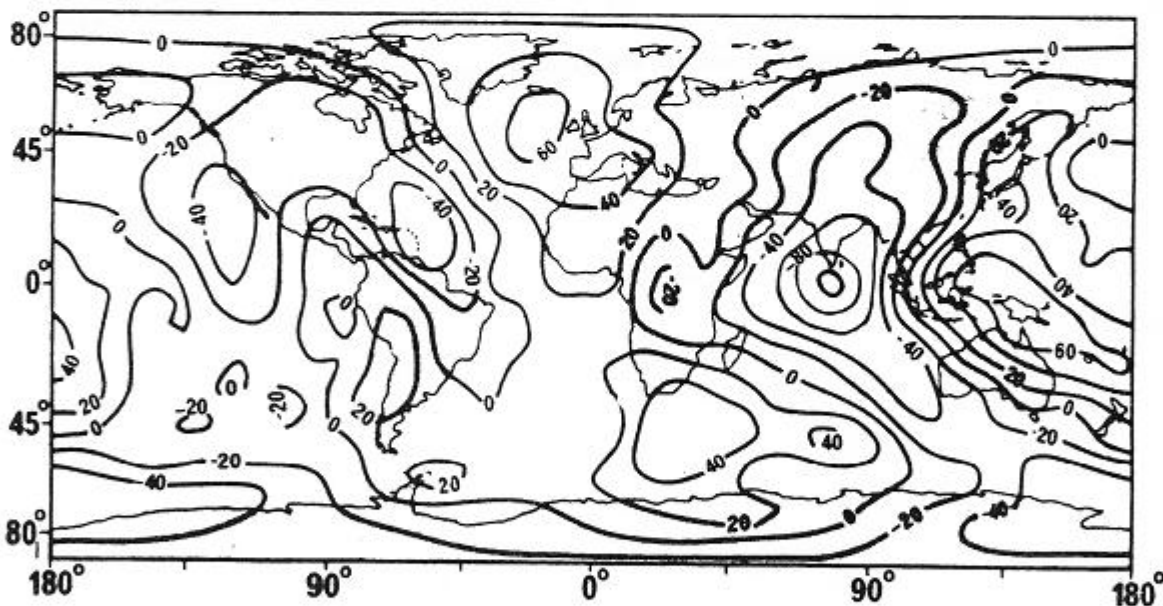


FIG. 7.20. Global geoid referred to the best-fitting ellipsoid with $f = 1:298,256$. Contours in metres.

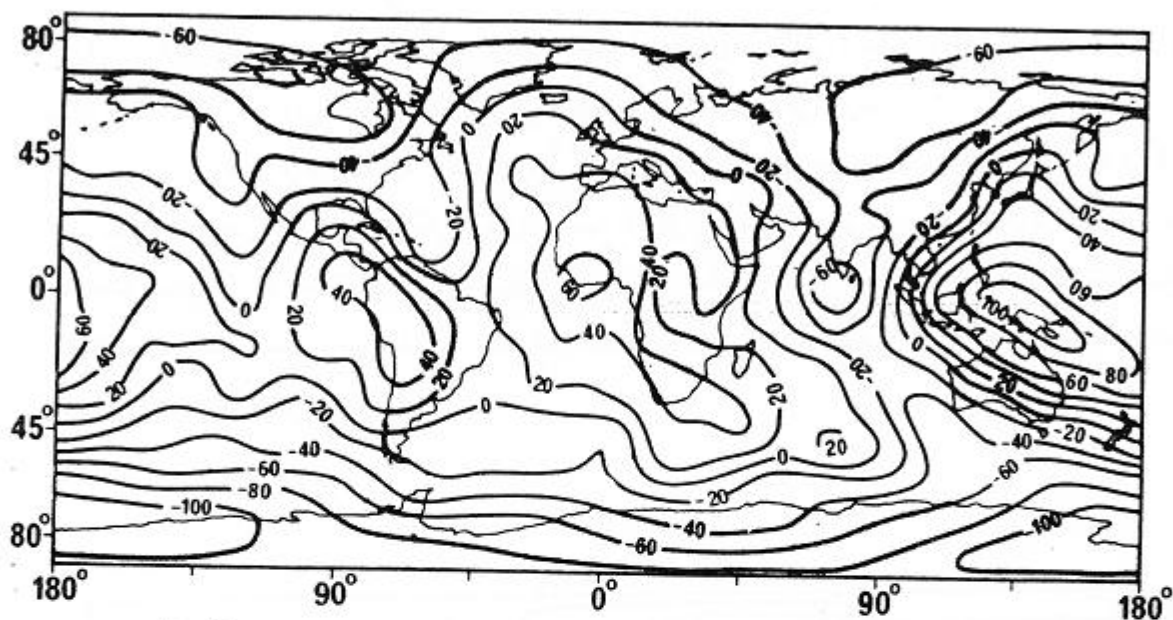


FIG. 7.21. Global geoid referred to the ellipsoid with hydrostatic flattening $f = 1:299.67$. Contours in metres.

شکل ۲۱ - ۷

فصل هشتم

زمین و تغییر شکل زمانی آن

یکی از اهداف عمده ژئودزی، به طوری که در فصل ششم دیدیم، تعیین شکل زمین است. از آنجائی که این شکل چه بطور محلی و چه در سطح جهانی نسبت به نرمال تغییر می کند لازم است که ژئودزین ها این تغییر شکل های لحظه زمین را به حساب بیاورند. در فصل پنجم دیدیم هر دو مقدار و جهت سرعت دوران زمین نسبت به نرمال تغییر می کند. و در فصل ششم اشاره به تغییرات زمانی میدان جاذبه زمین شد. در این فصل یک بررسی منظم از پدیده دینامیکی که باعث تغییر شکل زمین و در نتیجه باعث تغییر موقعیت نقاط روی زمین نسبت به زمان می شود انجام می گیرد.

از نقطه نظر تابعیت زمانی، این تغییرات به سه گروه تغییرات دائم (تغییرات خطی و آهسته)، تغییرات پریودیک (با پریودهایی از کسر یک ثانیه تا چندین ده سال) و تغییرات نامنظم (با شتاب های افزایشنده و کاهشنده ناگهانی). از آنجائی که مطالعه اصولی پدیده های دائمی و با پریود بلند از یکی دو دهه گذشته شروع شده است، مفهوم کیفی و کمی اغلب آنها هنوز حاصل شده است. بنابراین معلوم نیست که بعضی از آنها طبیعتاً خطی بوده و یا دارای پریود بلند هستند.

در قسمت دیگر طیف تغییرات، پدیده های با فرکانس بالا (پریود کوتاه) (تغییرات لرزه ای) هستند که معمولاً تأثیر چندانی در کارهای ژئودزی ندارند. البته مشکل است که به طور کلی از اهمیت آنها در ژئودزی صرف نظر کرد چرا که اگر حرکتی (تغییری) از نوع خاص قابل اغماض در موردی از کارهای ژئودزی باشد شاید دارای اهمیت در سایر موارد باشد. به هر حال می توان گفت که حرکت های دائم و حرکت های با فرکانس پائین (حرکت های با پریود یکی دو ساعت به بالا) مورد علاقه خاص ژئودزی می باشند. علاوه بر آن حرکت های اخیر (حرکت هایی که در قرن گذشته اتفاق افتاده اند) و حرکت های فعلی نیز مورد علاقه خاص ژئودزین هاست. برخلاف ژئودزی مورد علاقه علوم دیگر مطالعه در تاریخ حرکت هایی است که در هزار و یا میلیون سال گذشته در زمین اتفاق افتاده است.

برای درک بهتر چگونگی تغییر شکل زمین نخست زمینی را به حالت مایع در نظر گرفته عکس العمل آن را تحت نیروهای تغییر شکل دهنده مورد مطالعه قرار می دهیم. به سادگی می توان دریافت که در این حالت عکس العمل سطح زمین نظیر عکس العمل سطح اقیانوس ها خواهد بود. از طرف دیگر اگر زمین به حالت یک جسم کاملاً صلب (سخت) بود هیچ تغییر شکلی در مقابل نیروهای مزبور نشان نمی داد. میزان عکس العمل زمین

واقعی چیزی است بین عکس‌العمل "زمین مایع" و "زمین سخت". علاوه بر آن اگر تغییرات نیروهای تغییر شکل دهنده سریع باشد یعنی دارای فرکانس بالا باشند زمین مثل یک جسم الاستیک عکس‌العمل نشان خواهد داد. یعنی به محض از بین رفتن نیروهای تغییر شکل دهنده عملاً زمین به شکل قبلی خود باز می‌گردد. از طرف دیگر عکس‌العمل زمین در برابر نیروهای تغییر شکل دهنده با پریود طولانی نظیر عکس‌العمل یک جسم غلیظ و چسبناک (Viscous) می‌باشد یعنی به محض از بین رفتن نیروهای مزبور زمین به شکل قبلی خود برگشته بلکه این کار به تدریج صورت می‌گیرد. جسمی (زمین) را که بر سبک فوق عمل می‌کند یعنی عکس‌العمل آن تابع فرکانس نیروهای تغییر شکل دهنده باشد، جسم ویسکو الاستیک (Visco-elastic) نامند.

پدیده‌هایی که در زیر تشریح خواهد شد بهتر از پدیده‌های دیگر شناخته شده هستند. پدیده‌هایی که از مدت‌ها پیش شناخته شده بوده و دارای اثرات مهمی در شکل زمین هستند پدیده‌های جذر و مد (tide) ماه و خورشید و سایر اجرام سماوی که در بخش اول از آنها صحبت خواهد شد. پدیده‌های افزایش یا کاهش بار روی پوسته زمین (Crustal Isadiny) و ایزوستاتی (isostasy) در بخش بعدی معرفی خواهند شد. حرکت‌های تکتونیک (tectonic movment) یعنی حرکت لایه‌های مختلف پوسته زمین نسبت به همدیگر به عبارت دیگر تغییر آرایش پوسته جامد زمین که موضوع تحقیقات وسیعی در بیست سال اخیر گشته است در بخش سوم مورد بحث قرار می‌گیرد. در بخش آخر این فصل از بقیه حرکت‌ها که ناشی از تغییرات شرایط جوی و یا به دست بشر می‌باشد به اختصار صحبت خواهد شد.

۸-۱ - پدیده جذر و مد

منظور از جذر و مد پدیده تغییر شکل زمین در اثر تغییرات ناشی از اجرام سماوی در نیروی جاذبه زمین می‌باشد. نیروهای تغییر شکل دهنده را نیروهای جذر و مد می‌نامند. در هر نقطه داخل یا روی زمین می‌توان نیروی جاذبه حاصل از یک جسم سماوی (نظیر ماه) را با دو مؤلفه یکی مساوی نیروی جاذبه حاصل از آن جسم در مرکز ثقل زمین و دومی مساوی باقی‌مانده نیروی جاذبه نشان داد. به شکل زیر مراجعه کنید. مؤلفه اول نیروی است که باعث حرکت زمین می‌شود که در فصل پنجم از آن بحث شد. مؤلفه دوم که با علامت برداری ضخیم نشان داده شده است همان نیروی جذر و مد می‌باشد. جالب توجه است که نیروی جذر و مد در نقطه D در خلاف جهت جسم سماوی (ماه) می‌باشد. این حرکت را می‌توان چنین توصیف کرد. در عین حالی که کل زمین با شتاب مساوی شتاب وارد به مرکز ثقل آن به طرف ماه کشیده می‌شود نقطه A (نزدیکترین نقطه به ماه) با شتاب بیشتر و نقطه D (دورترین نقطه به ماه) با شتاب کمتر از شتاب مرکز ثقل به طرف ماه کشیده می‌شوند. در مجموع به طوری که از شکل پیداست نیروهای جذر و مد سعی می‌کنند که سطوح هم پتانسیل میدان جاذبه زمین

را در امتداد جسم سماوی بخوابانند. به عبارت دقیق تر شکل سطوح هم پتانسیل در جهت برآیند نیروهای وارد از طرف شبکه تمام اجرام سماوی موجود، علاوه بر ماه، تغییر می کنند.

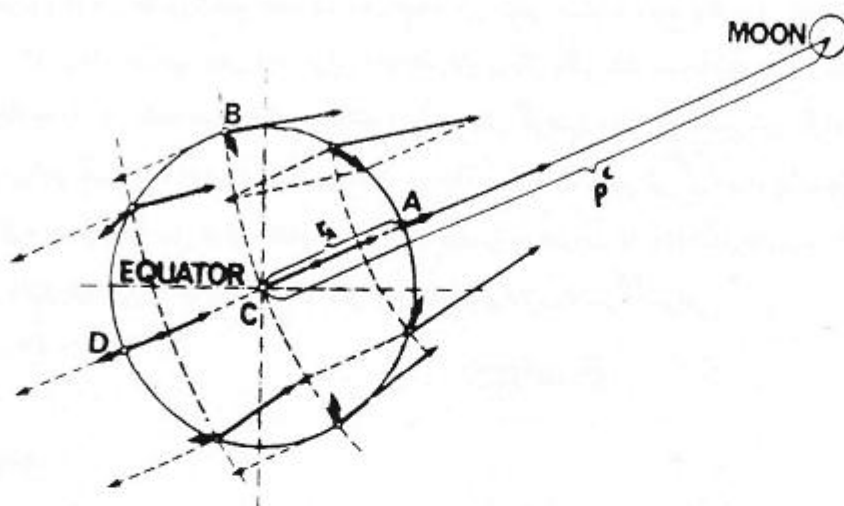


FIG. 81. Tidal force due to the moon.

نخست می پردازیم به مطالعه ماه که عمده ترین تأثیر را در تغییر شکل زمین دارد. شتاب جذر و مد حاصل از ماه را با علامت $\vec{a}_t^M$ (the lunar tidal acceleration) نشان می دهیم. قدر مطلق شتاب فوق را در نقطه A از سطح زمین واقع در خط واصل دو مرکز ثقل زمین و ماه (شکل ۸-۱) و با استفاده از فرمول جاذبه عمومی (۱-۶) به صورت زیر می توان نوشت.

$$a_t^M(A) = \frac{GM^M}{(\rho^M - r_A)^2} - \frac{GM^M}{(\rho^M)^2} = \frac{GM^M}{(\rho^M)^2} \left[\left(1 - \frac{r_A}{\rho^M} \right)^{-2} - 1 \right]. \quad (8-1)$$

در فرمول فوق جرم ماه را با M^M و فاصله دو مرکز ثقل ماه و زمین را با ρ^M نشان داده ایم. r_A فاصله نقطه A از مرکز ثقل زمین می باشد. اگر مقادیر $\rho^M = 7/38 \times 10^{25} \text{ gr}$ و مقدار متوسط $r_A = 3/84 \times 10^{10} \text{ gr}$ و $r_A = 6/371 \times 10^8 \text{ cm}$ را در فرمول فوق قرار دهیم مقدار متوسط شتاب در نقطه A برابر $a_t^M(A) = 0/111 \text{ mol}$ حاصل می شود. از آنجائی که شتاب جاذبه کل وارد از ماه به زمین $(GM^M/(\rho^M)^2)$ تقریباً برابر $3/3$ میلی گال می باشد، شتاب جذر و مد حاصل از ماه حداکثر $3/4$ درصد شتاب جاذبه کل خواهد بود.

با محاسباتی نظیر فوق می توان مقدار شتاب جذر و مد را در نقطه B (شکل ۸-۱) به دست آورد

$$a_t(B) = 0.055 \text{ m.gal}$$

به طوری که در فصل ششم گفته شد، در اینجا نیز بهتر است با تابع پتانسیل جذر و مد کار کرد تا شتاب از آنجائی که بردار شتاب جذر و مد برابر اختلاف دو بردار یکی شتاب جاذبه ماه در مرکز ثقل زمین و دیگری شتاب جاذبه ماه در نقطه مورد نظر می باشد و با در نظر گرفتن خطی بودن اپراتور گرادیان، می توان شتاب جذر و مد را برابر گرادیان اختلاف پتانسیل های در جاذبه فوق یعنی برابر گرادیان پتانسیل جذر و مد نوشت. برای فرموله کردن دو پتانسیل فوق، شتاب های جاذبه فوق را به صورت دو میدان برداری در نظر می گیریم. دومی یک میدان برداری شعاعی به مرکز ماه $\vec{a}$ و اولی یک میدان برداری ثابت $\vec{C}$ برابر

$$\vec{C} = \vec{a}(C). \quad (8-2)$$

می باشد.

نخست پتانسیل میدان شعاعی جاذبه ماه را فرموله می کنیم. مطابق شکل ۸-۲ کل پتانسیل جاذبه حاصل از ماه در نقطه A از سطح زمین به صورت زیر می باشد.

$$W^e(A) = \frac{GM^e}{\rho_A^e} = \frac{GM^e}{((\rho^e)^2 + r_A^2 - 2r_A\rho^e \cos Z_A^e)^{1/2}}, \quad (8-3)$$

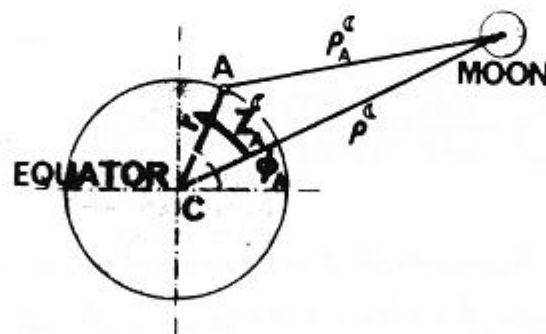


FIG. 8.2. Tidal potential.

شکل ۸-۲

در فرمول فوق Z_A عبارتست از زاویه زمین ماه در نقطه A . با بسط مخرج فرمول فوق به سری توابع لژاندر $P_n(\cos Z_A)$ ، فرمول فوق به صورت ساده زیر در می آید.

$$W^{\ell}(A) = \frac{GM^{\ell}}{\rho^{\ell}} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r_A}{\rho^{\ell}} \right)^n P_n(\cos Z_A^{\ell}). \quad (8-4)$$

پتانسیل بعدی، پتانسیل میدان جاذبه ثابت $\vec{C}^{\ell}$ می باشد که برای یک نقطه A در سطح زمینی به صورت زیر می باشد.

$$V^{\ell}(A) = \frac{GM^{\ell}}{\rho^{\ell}} + \frac{GM^{\ell}}{(\rho^{\ell})^2} r_A \cos Z_A^{\ell} = \frac{GM^{\ell}}{\rho^{\ell}} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r_A}{\rho^{\ell}} \right)^n P_n(\cos Z_A^{\ell}). \quad (8-5)$$

صحت فرمول فوق را می توان با اعمال اپراتور ∇ (گرادیان) در آن که باید مساوی بردار $\vec{a}_i$ باشد ثابت کرد. با تفریق دو پتانسیل فوق، پتانسیل جذر و مد به دست می آید.

$$W_i^{\ell}(A) = W^{\ell}(A) - V^{\ell}(A) = \frac{GM^{\ell}}{\rho^{\ell}} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r_A}{\rho^{\ell}} \right)^n P_n(\cos Z_A^{\ell}). \quad (8-6)$$

فرمولی نظیر فوق را می توان برای پتانسیل جذر و مد خورشید ($W_i^{\odot}$) نوشت با این تفاوت که بجای M^{ℓ} جرم خورشید $M^{\odot}$ و بجای ρ^{ℓ} فاصله خورشید $\rho^{\odot}$ و بجای Z_A^{ℓ} زاویه زمینی خورشید $Z_A^{\odot}$ را قرار دهیم. با مشاهدات نجومی معلوم شده است که پتانسیل جذر و مد خورشید به طور متوسط ۴۶ درصد پتانسیل جذر و مد ماه می باشد. مهم اجرای سماوی دیگر در ایجاد جذر و مد روی زمین بسیار کمتر بوده و در جدول زیر پتانسیل جذر و مد حاصل از بعضی اجرام سماوی با پتانسیل حاصل از ماه مقایسه شده است.

TABLE 8.1
Relative contributions to tidal potential from different celestiad bodies

Body	Tidal potential
Moon	1.0
Sun	0.4618
Venus	0.000054
Jupiter	0.0000059
Mars	0.0000010

- معمولاً فقط دو پتانسیل جذر و مد حاصل از ماه خورشید $W_t = W_t^f + W_t^{\odot}$ در نظر گرفته می شوند. هر چه نسبت r/p کوچک باشد سری (۶-۸) سریعتر به سمت صفر میل می کند. در عمل با حفظ دقت حدود یکی دو درصد می توان فقط ترم های اول پتانسیل جذر و مد ماه و خورشید را منظور داشته از بقیه صرف نظر کرد.
- پتانسیل جذر و مد ایجاد سه نوع تغییر شکل مختلف می کند که مورد توجه ما در ژئودزی است.
- ۱ - تغییر مقدار شتاب ثقل، g_t ، که همان مؤلفه قائم بردار شتاب جذر و مد ($\vec{a}_t$) می باشد یا به عبارت دیگر مشتق شعاعی پتانسیل را با علامت مخالف به عنوان تغییرات شتاب ثقل در نظر می گیریم.
- ۲ - تغییر شیب سطوح هم پتانسیل که مساوی زاویه انحراف (θ_t) بردار شتاب ثقل می باشد.



شکل ۳ - ۸ - انحراف جذر و مد

- ۳ - بالا آمدگی، U_t ، سطوح هم پتانسیل که متناسب با پتانسیل جذر و مد بوده و از فرمولی نظیر ۲۹ - ۶ محاسبه می شود. در بخش ۱ - ۲۵ سه اثر فوق به تفصیل مورد بحث قرار خواهد گرفت.
- پتانسیل جذر و مد ماه - خورشید در هر نقطه داخل یا سطح زمین تابع زمان می باشد چرا که فواصل p و p و زوایای زمینی Z و Z با زمان تغییر می کند. عمده ترین مؤلفه های پریودیک این تغییرات یعنی دارای بزرگترین دامنه ها، مؤلفه های با پریود روزانه و نصف روزانه می باشد منشاء تغییرات روزانه را می توان با آسانی از حرکت های ماه و خورشید فهمید و یکی بودن پتانسیل جذر و مد در یک لحظه برای دو نقطه مقابل A و D (شکل ۱ - ۸) یعنی یک بودن پتانسیل وقتی جرم سماوی بالای سر و یا زیر پا یعنی وقتی جرم سماوی از نقطه مقابل نسبت به مرکز ثقل زمین قرار دارد دلیل بر وجود تغییرات نصف روزانه می باشد. عمده ترین جزء تشکیل دهنده پتانسیل جذر و مد مؤلفه نصف روزانه ماه می باشد که آن را با M_2 نشان می دهند که دارای پریود نصف

روز ماه می باشد. روز ماه (lunar day) یعنی مدت یک دوران کامل زمین نسبت به ماه. علاوه بر دو باند فرکانس اصلی فوق، پتانسیل جذر و مد شامل تغییراتی با پریودهای دیگری است که ناشی از پریودیک بودن پارامترهای مختلف مدار ماه و زمین و موقعیت آنها نسبت به همدیگر می باشد. شکل ۴ - ۸ ماکزیمم مقادیر نسبی پتانسیل مؤلفه های اصلی جذر و مد (فرکانس های اصلی) را نسبت به کل پتانسیل جذر و مد ماه خورشید نشان می دهد. بعضی از مؤلفه های مهم را با حروف بزرگ با اندیس های ۱ برای مؤلفه های روزانه و اندیس ۲ برای مؤلفه های نصف روزانه نشان می دهند. مؤلفه های پتانسیل جذر و مد ماه را با M و مال خورشید را با S مشخص می کنند. حروف دیگر برای منظوره های دیگر که مورد توجه ما در اینجا نیست بکار می روند. پتانسیل جذر و مد علاوه بر اینکه تابع زمان است، تابع مکان نیز می باشد. یعنی موفقیت مشاهده کننده از مقدار پتانسیل جذر و مد مشاهده شده تاثیر دارد از آنجائی که میزان دوران زمینی، مقدار تغییرات پارامترهای P و Z را در فرمول ۶ - ۸ مشخص می کند، طول جغرافیائی مشاهده کننده تنها روی فاز مؤلفه های مختلف جذر و مد تاثیر دارد. تاثیر عرض جغرافیائی نقطه مشاهده کننده روی پتانسیل جذر و مد خیلی پیچیده است تغییر عرض جغرافیائی باعث تغییر مقدار متوسط زاویه Z (شکل ۲ - ۸) در نتیجه روی پتانسیل های با فرکانس های مختلف تاثیرات مختلف ایجاد می کند. نسبت بین دامنه های مؤلفه های مختلف جذر و مد (شکل ۴ - ۸) با تغییر Z متناسب با فرکانس هایشان عوض می شود. برای مثال دامنه مؤلفه های (امواج) روزانه بیشترین مقدار را در عرض جغرافیائی $\phi = 45^\circ$ داشته و در استوا و قطبین صفر می باشند در صورتی که امواج نصف روزه بیشترین مقدار را در عرض جغرافیائی $\phi = 0$ داشته و در قطبین محو می شوند. جزئیات بیشتر را در بخش ۱ - ۲۵ مطالعه کنید.

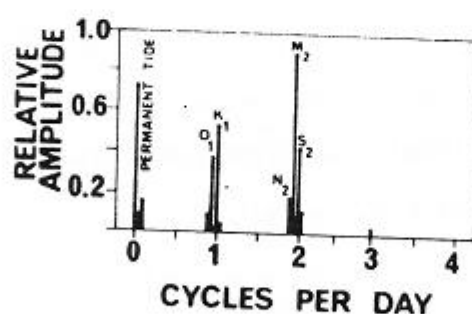


FIG. 8.4. Maximum relative amplitudes of contributions of tidal frequencies.

شکل ۴ - ۸

باید در نظر داشت که بالا آمدگی دائمی در اثر جاذبه ماه و خورشید یعنی جذر و مد با فرکانس صفر باعث افزایش همیشگی فشرده‌گی سطوح هم پتانسیل میدان جاذبه زمینی می‌باشند. این مؤلفه دائمی (با فرکانس صفر) جذر و مد باعث فرورفتگی زمین دو قطبین به اندازه ۲۸ سانتیمتر و بالا آمدگی آن در استوا به اندازه ۱۴ سانتیمتر می‌باشد که معادل کاهش عکس فشرده‌گی (f^{-1}) به اندازه ۰/۰۰۶ می‌باشد. نسبت دامنه مؤلفه دائمی جذر و مد به دامنه مؤلفه M_2 برابر ۸۰ درصد می‌باشد.

از نظر تئوری میزان جذر و مد آب نیز برابر U_1 می‌باشد. به طوری که در فصل ششم و هفتم گفته شد با صرفنظر از غیر هموزن بودن آب‌ها، سطح اقیانوس‌ها همیشه در انطباق با یک سطح هم پتانسیل می‌باشند. بنابراین با تغییر سطوح هم پتانسیل زمین در اثر پتانسیل جذر و مد سطح آب‌ها نیز به همان میزان تغییر می‌کنند. ولی در طبیعت چنین اتفاق نمی‌افتد. به علت سرازیری شدن کف دریا به طرف ساحل آب‌های که در اثر جاذبه ماه به طرف ساحل آورده‌اند در آنجا گیر افتاد در امتداد ساحل انباشته می‌شوند. تنها جزایر کوچکی که با سواحل عمیق (با شیب بسیار تند) از کف دریا بیرون آمده‌اند از این قاعده مستثنی هستند. واضح است که تاثیر انباشته شدن آب در مناطق محدود و کم عمق نظیر خلیج‌ها و تنگه‌ها چندین مرتبه بزرگتر می‌شود.

خلیج فاندی (Fundy) در کانادا و کانال بریستول (Bristol) و خلیج لیورپول (Liverpool) در انگلستان بخاطر داشتن بلندترین جذر و مد، ارتفاع آب جذر و مد متجاوز از ده متر، مشهور می‌باشند. بزرگترین جذر و مد (تغییر ارتفاع آب به اندازه ۱۶/۳ متر) در حوزه آبی میناس (Minas) (خلیج فاندی کانادا) مثبت شده است.

در این مناطق محدود، پدیده‌های دینامیکی دیگر مشاهده می‌شوند. پدیده‌های رزونانس (تشدید) و تداخل غیر خطی مختص هر منطقه می‌تواند دامنه هر موج جذر و مد را به مقدار قابل ملاحظه‌ای تشدید کرده و تغییر قابل ملاحظه‌ای در فاز آنها ایجاد کنند. این تأثیرات به شدت تابع فرکانس می‌باشند بنابراین نسبت بین دامنه انواع موج‌های جذر و مد در این مناطق در مقایسه با نسبت‌های تئوری (نسبت‌های متعادل) خیلی متفاوت می‌باشد. تشریح و تفسیر این تفاوت‌ها خارج از بحث این کتاب می‌باشد. خوانندگان علاقمند می‌توانند به کتاب‌های مخصوص اوشناگرافی نظیر DOODSON [1957] و MILL [1966] و MACMILAN [1966] مراجعه کنند.

میزان جذر و مد دریا در هزاران ایستگاه در سواحل مختلف از گذشته تا حالا اندازه‌گیری شده و اندازه‌گیری می‌شود. دتاهای جمع‌آوری شده از این طریق، مطالعه رفتار جذر و مد را در سطح جهانی امکان‌پذیر می‌سازد. مطالعات زیادی از این قبیل انجام شده است. در زیر نتیجه یکی از جدیدترین مطالعه انجام شده [HENDERSHOTT 1972] را در شکل ۵ - ۸ ملاحظه می‌کنید.

شکل ۵ - ۸ نقشه (Corange chart) جذر و مد دریا را برای مؤلفه M_2 نشان می‌دهد.

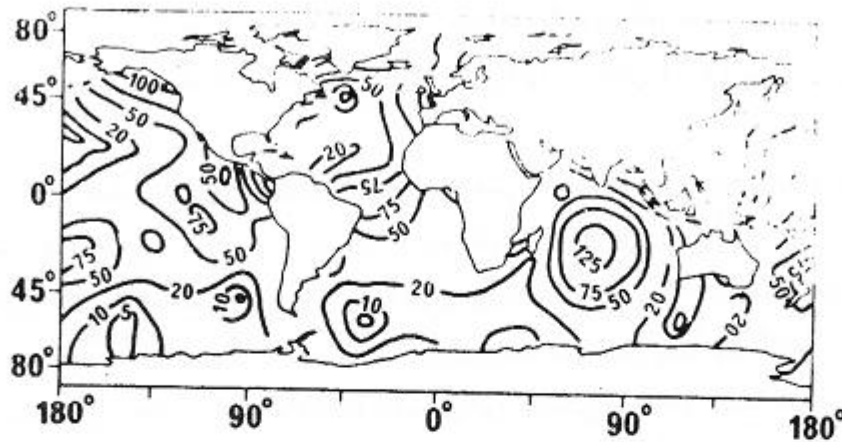


FIG. 8.5. Corange chart for M_2 tide amplitude. Contours in centimetres.

شکل ۵ - ۸

تغییر شکل‌های دینامیکی که این موج ایجاد می‌کند در شکل نمایان است هر چند که دتا‌های ساحلی در این نقشه وارد نشده‌اند. نقشه‌هایی نظیر فوق که نشان‌دهنده زیان وقوع ماکزیمم مقدار موج فوق بنام نقشه‌های (Cotidal chart) میباشند. آخرین پدیده جذر و مد قابل ذکر، عبارتست از جذر و مد آتمسفر، از آنجائی که فصل نهم اختصاص به اتمسفر زمین دارد. این پدیده در آنجا مورد بحث قرار خواهد گرفت. تا به حال فهمیدیم که زمین یک جسم صلب نیست بنابراین نه فقط میدان جاذبه آن بلکه شکل آن نیز تحت تاثیر نیروهای جذر و مد تغییر می‌کند هر چند که جزئیات این تغییرات در فصل ۲۵ مورد بررسی قرار خواهد گرفت مع الوصف در اینجا حدود ماکزیمم تغییرات مشاهده شده در جدول زیر داده شده است.

TABLE 8.2

Maximum actual ranges of observed tidal deformations

Type of deformation	Maximum range
observed gravity variation (g_t)	0.28 mGal
relative tilt of the earth's surface (O_t)	0.017"
relative uplift of equipotential surface (g_t)	53 cm

در خاتمه یاد آور می شویم که تغییر جسم زمین، در اثر نیروهای جذر و مد، خود باعث تغییر شکل سطح آن می شود. در نتیجه فواصل در سطح زمین کوتاه و بلند شده و زوایای بین امتدادها تغییر می کند. تغییرات نسبی از این قبیل خیلی کوچک و در حدود 10^{-8} بوده که قابل تشخیص با روش های معمولی ژئودزی نیست. تغییرات طولی در هر صورت با وسایل دیگر قابل مشاهده می باشد که از آنها در بخش ۲ - ۲۵ صحبت خواهد شد.

۲ - ۸ - تغییر شکل حاصل از افزایش یا کاهش بار پوسته زمینی (Crustal loading deformation)

مطابق دانسته های فعلی با پوسته زمین متشکل از صفحاتی (Plates) از مواد جامد سبک با دانستیه متوسط $\sigma = 2/67$ گرم بر سانتیمتر مکعب که روی مواد سنگین تری ($\sigma = 3/27 \text{ gr/cm}^3$) که در اثر گرما و فشار به حالت مذاب نسبی در آمده و تضعیف شده است غوطه ور می باشد. تشخیص اینکه دقیقاً کجا پوسته جامد زمینی (Crust) به قسمت میانی تضعیف شده (Mastle) ختم می شود مشکل است. دو منبع اطلاعاتی زلزله شناسی (Seismology) و علم تغییر شکل شناسی سیالات (Rheology) در مورد حل مشکل فوق با هم کاملاً موافق نیستند. بر اساس استاندارد انتخابی مرزهای متفاوت در اعماق مختلف برای تشخیص پوسته جامد از طبقه میانی توسط دو منبع اطلاعاتی مذکور تعیین شده است. بیشتر عقیده بر این است که Crust به پوسته زمین تا عمق ده تا سی کیلومتر داده شود و همچنین طبقات جامد را لیتوسفر lithosphere بنامند. ضخامت طبقات لیتوسفری بنابه برآورد ریالوژیکی (rheological) بین ده تا هشتاد کیلومتر متغیر می باشند. بالاترین قسمت منتل (Mantle) تا عمق ۳۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتر را استنوسفر (asthenosphere) می نامند. شکل ۶ - ۸ مراجعه شود. برای مطالعه جزئیات بیشتر به کتاب های GASS Et AL [1972] و OFFICER [1974] مراجعه شود.

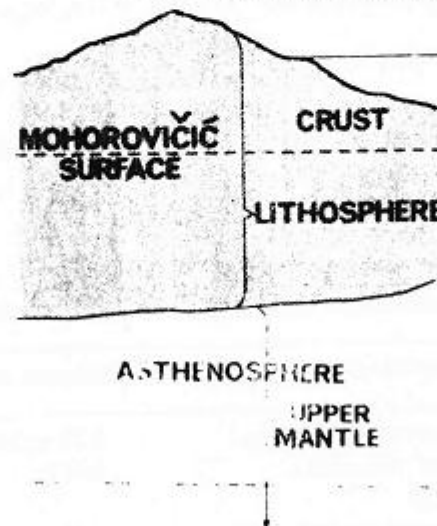


FIG. 8-6 The upper half of the earth

شکل ۶ - ۸

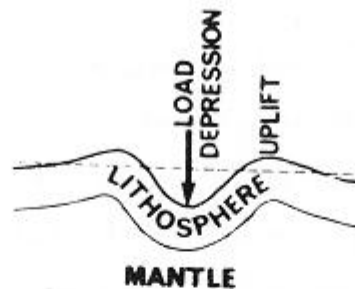


FIG. 8.7. Response to load.

شکل ۷ - ۸

این طبقات تحت فشار بارهائی قرار می گیرند که در اثر پدیده های مختلف روی زمین به وجود می آید این بارها پوسته زمین (Crust) را در منطقه خود و بطور عمودی تغییر شکل می دهند. روشن است که وجود یک بار (توده وزین) در یک نقطه از سطح زمین نه تنها سطح زمین را در آن نقطه به طرف پائین فشار می دهد بلکه، به علت کشش جانبی لیتوسفر، سطح اطراف آن نقطه را نیز به طرف پائین می کشد.

مقدار فرورفتگی در خود آن نقطه ماکزیمم و در اطراف، متناسب با فاصله از بار، به تدریج کم می شود برای حفظ حجم زمین (صرفنظر از نقصان حجم در اثر فشردگی الاستیکی) فرورفتگی سطح زمین در منطقه بار توأم با بالا آمدگی (uplift) سطح آن در اطراف (مناطق دور) می باشد. به شکل ۷ - ۸ مراجعه شود میزان فرو رفتگی در یک فاصله معینی از بار بستگی به خاصیت ریاالوژیکی (Lithosphere) لیتوسفر و منتل و همینطور بستگی به میزان بار دارد. جزئیات رفتار الاستیکی زمین در بخش ۳ - ۲۵ بحث خواهد شد.

حال بر می گردیم به منابع ایجاد بار در سطح زمین به ترتیب اهمیت می توان نخست از یخ نام برد برای روشن شده عظمت بار یخ کافی است بگوئیم که در حال حاضر مقدار $3 \times 10^7 \text{ km}^3$ کیلومتر مکعب یخ منطقه قطب خوب را پوشانده است. این مقدار یخ ایجاد باری به وزن $2/7 \times 10^{19} \text{ kg}$ کیلوگرم می کند در حالی که وزن یخ منطقه گرینلند (Grenland) به مقدار $3 \times 10^{18} \text{ kg}$ کیلوگرم برآورد شده است.

در رابطه با حرکت های سطح زمین می توان از بار یخی که قسمت بزرگی از کانادا، فنوسکاندیا (Fennoscandia)، سیبری، هیمالیا، آلپ و انتهای جنوبی آمریکای جنوبی را در آخرین دوران یخ پوشانده است صحبت کرد. آخرین دوران یخ در حدود شش تا ده هزار سال پیش تمام شده است. در آخر دوران یخ ضخامت صفحات یخی بالغ به چند کیلومتر شد. برآورد شده است که فرو رفتگی قائم پوسته زمین در مرکز مناطق بزرگ

یخی نمیکره شمالی به حدود ۵۰۰ متر رسیده است. تقریباً همین مقدار فرورفتگی امروزه در منطقه گرینلند برآورد شده است.

منبع دیگر ایجاد بار که به اهمیت منبع یخ می باشد عبارتست از آبی که از ذوب یخ های (ice inelt) فوق ایجاد می شود. وزن آب ذوب شده در مجموع برابر وزن یخ های ذوب شده بوده و به وزن 3×10^{11} kg کیلوگرم می رسد. اما سطحی که این آب ها می پوشانند به مراتب بیشتر از سطحی است که یخ ها اشغال می کنند. اگر سطحی را که دریاها پوشانده است $3/7 \times 10^8$ km² کیلومتر مربع در نظر بگیریم و اگر آبی که از ذوب یخ ها ایجاد می شوند در سطح دریاها به طور یکنواخت پخش می شوند (که در واقعیت به طوری که بعداً دیده خواهد شد این طور نیست) سطح دریاها هشتاد متر بالا می آید. در کتاب PELTIER ET AL. [1978] عکس العمل زمین بعد از آخرین دوران یخ آبهای ایجاد شده از ذوب یخ ها مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۸ - ۸ برآورد آنها (مؤلفین کتاب) را از افزایش ارتفاع آب دریاها نسبت به پوسته فرو رفته زمین از شروع ذوب یخ ها به بعد نشان می دهد.

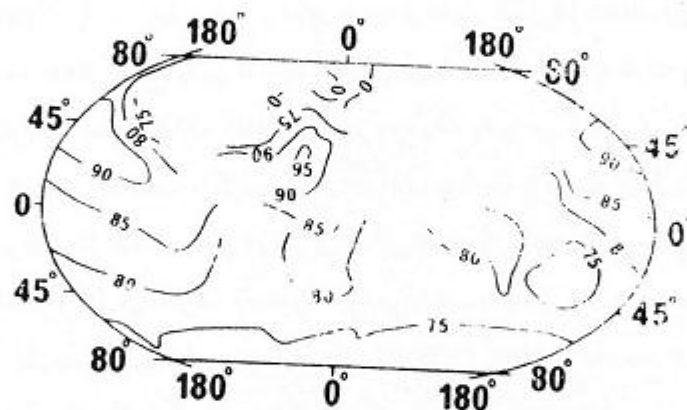


FIG. 8.8. Global rise of sea level relative to depressed crust. Contours in metres

شکل ۸ - ۸

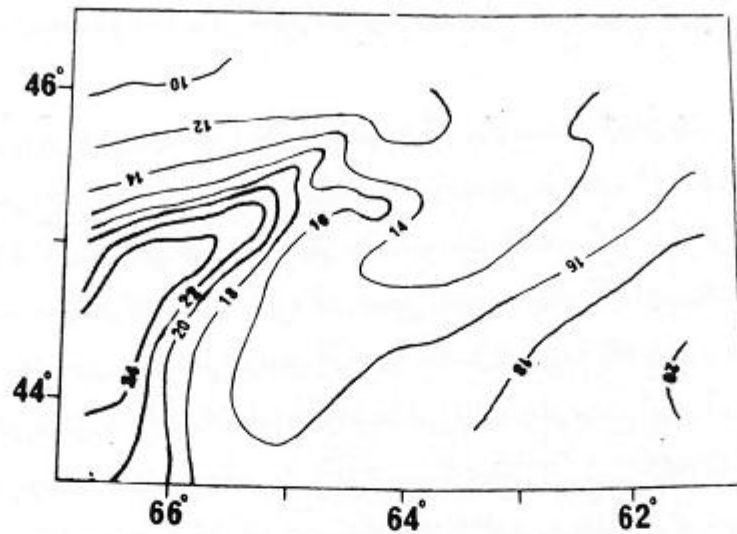
رودخانه های بزرگ منبع دیگری در ایجاد بار می باشند. این رودخانه ها در حرکت خود به طرف دریاها از خود حوزه های رسوبی متشکل از ذرات سخت رسوبی بجای می گذارند که باری است بر پوسته زمین رودخانه می سی سی پی (آمریکا) نمونه ای از رودخانه های مذکور می باشد. بنابه مدارک تهیه شده این رودخانه هر سال به اندازه 2×10^{11} kg کیلوگرم مواد رسوبی بجای می گذارد. این مقدار در عرض سال های میلادی بزرگ به 8×10^{11} kg کیلوگرم می رسد. اخیراً نشست حدود ۱۰ سانتیمتر برای پوسته زمین در مصب این رودخانه

گزارش شده است. البته عمل رسوب در سطح جهانی و در دوران‌های زمین‌شناسی باعث گسترش حوزه‌های رسوبی می‌شود.

به طوری که در پخش قبلی دیده شد، یک منبع مهم دیگر عبارتست از آبهای جذر و مد. به عنوان مثال یک موج به ارتفاع ۵ متر ناشی از مؤلفه نصف روزه جذر و مد در مساحتی به اندازه 10^4 کیلومتر مربع ایجاد باری به اندازه 5×10^{13} kg کیلوگرم می‌کند. البته فشار حاصله به اندازه 5×10^2 g/cm² گرم بر سانتیمتر مربع زیاد قابل ملاحظه نیست. بنابه فرکانس این بار، عکس‌العمل زمین در مقابل آن الاستیکی می‌باشد. عکس‌العمل (تغییر شکل) پوسته زمین در مقابل افزایش آب دریا حاصل از مؤلفه M_2 جذر و مد ماه در خلیج فاندی (Bay of Fundy) در شکل ۹ - ۸ نشان داده شده است. این نقشه را از جمع‌آوری آب‌ها از نقشه‌های زمانی (Catidal charts) مربوطه به منطقه و محاسبه بار آنها ترسیم کرده‌اند. این تغییر شکل خاص با جزئیاتش در بخش ۳ - ۲۵ مورد بررسی قرار خواهد گرفت. این تغییر شکل یکی از چند موردی است که قابل پیش‌بینی با یک درجه اطمینان است.

مخازن بزرگ آب که به طور مصنوعی ایجاد شده‌اند یکی دیگر از منابع ایجاد بار روی پوسته زمین هستند که از اهمیتی نظیر فوق برخوردار هستند. یکی از بزرگترین مخازن مصنوعی آب دنیا بنام دریاچه Kariila که در مقابل رودخانه Zarnleg در آفریقا ایجاد شده است این دریاچه مقدار $1/5 \times 10^{14}$ کیلوگرم آب را در منطقه‌ای به مساحت ۶۶۵۰ کیلومتر مربع ذخیره کرده است. با یک محاسبه ساده می‌توان دریافت که فشار حاصل به پوسته زمین در زیر این دریاچه در حدود 2×10^3 گرم بر سانتیمتر مربع می‌باشد. فرورفتگی حدود ۱۳ سانتیمتر مربع در کف این دریاچه بعد از پرکردن آن مشاهده شده است که محاسبه‌اش مشکل می‌باشد. باری نظیر رسوبات سالیانه رودخانه‌ها، از گسترش شهرهای بزرگ ایجاد می‌شود. سایر عوارض ساخت دست بشر از اهمیت کمتری برخوردار هستند. از منابع طبیعی می‌توان مواد مذاب سرد شده حاصل از آتشفشان‌ها را نام برد. اطلاعات کمی در مورد تأثیر این مواد در تغییر شکل پوسته زمین در دست است.

در خاتمه به عنوان مقایسه از تأثیر جبهه هوای با فشار زیاد صحبت می‌کنیم. تأثیر الاستیکی بار جبهه هوای فوق فقط توسط دستگاه‌های خیلی حساس قابل اندازه‌گیری است این تأثیر در حدود تأثیرات حاصل از بارش‌های شدید و حدود دو مرتبه کمتر از تأثیرات حاصل از رسوبات رودخانه‌ها می‌باشد. بار حاصل از انباشته شدن برف تأثیری حداقل یک مرتبه بیشتر نسبت به تأثیر بارش باران می‌باشد.



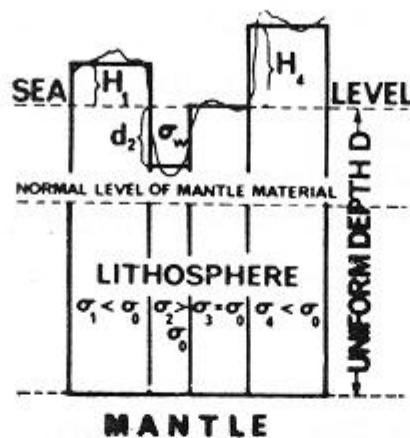


FIG. 8.10. Pratt's model.

شکل ۱۰ - ۸

فشارهای حاصل از این ستون‌ها روی منتل در عمق یکنواخت D باید مساوی باشند بنابراین دانسیته σ_i یک ستون قاره‌ای با ارتفاع متوسط H_i از سطح دریا از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\sigma_i = \sigma_0 \frac{D}{D + H_i} \quad (۸ - ۷)$$

و فرمول دیگر به صورت

$$\sigma_i = \frac{\sigma_0 D - \sigma_w d_i}{D - d_i} \quad (۸ - ۸)$$

برای محاسبه دانسیته σ_i ستونی از پوسته زمین که در زیر دریای با عمق d_i قرار دارد می‌باشد.

در این فرمول‌های $\sigma_w = ۱/۰۲۷$ گرم بر سانتیمتر مکعب دانسیته آب اقیانوس‌ها و σ_0 دانسیته نرمال پوسته زمین می‌باشد. با انتخاب ضخامت نرمال $D = ۳۰$ کیلومتر و $\sigma_0 = ۲/۶۷$ گرم بر سانتیمتر مکعب دانسیته پوسته زمین بین حداقل $۲/۰۶$ و حداکثر $۳/۷۶$ گرم بر سانتیمتر مکعب متغیر به دست می‌آید. بنابه اطلاعات زمین‌شناسی بعد تغییرات فوق در دانسیته پوسته زمین خیلی بزرگ می‌نماید.

برخلاف نظریه فوق‌الذکر در نظریه AIRY [1855] پوسته زمین با دانسیته یکنواخت ولی با ضخامت متغیر فرض شده است. برای حفظ تعادل لیتوسفر مفروض بایستی دارای ضخامت زیاد زیر کوهستان‌ها و ضخامت کم در زیر اقیانوس‌ها باشد. به منظور محاسبات باز لیتوسفر را متشکل از ستون‌های مستقل در نظر می‌گیریم.

اگر فرورفتگی نرمال لیتوسفر را در منتل با S نشان دهیم و با استفاده از قانون ارشمیدس برای اجسام غوطه‌ور می‌توان معادلات زیر را برای R_i (اختلاف بین عمق فرورفتگی مناطق کوهستانی پوسته نسبت به ضخامت نرمال (D) آن R'_i و R_i (اختلاف بین عمق فرورفتگی مناطق زیر دریای پوسته نسبت به ضخامت نرمال) نوشت.

$$\begin{aligned}\sigma_m S &= \sigma_0 D, \\ \sigma_m (S + R_i) &= \sigma_0 (D + H_i + R_i), \\ \sigma_m (S - R'_i) &= \sigma_0 (D - d_i - R'_i) + \sigma_w d_i,\end{aligned}\quad (8-9)$$

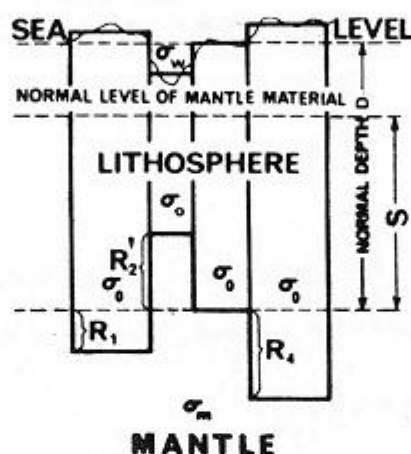


FIG. 8.11. Airy's model.

شکل ۸-۱۱

که در آن‌ها σ_m دانسیته منتل بالائی می‌باشد. فرمول‌های مزبور را می‌توان بر حسب R_i و R'_i به صورت زیر نوشت

$$R_i = \frac{\sigma_0}{\sigma_m - \sigma_0} H_i. \quad (8-10)$$

$$R'_i = \frac{\sigma_0 - \sigma_w}{\sigma_m - \sigma_0} d_i. \quad (8-11)$$

با در نظر گرفتن مقادیر σ_0 و σ_w و σ_m فرمول‌های فوق به صورت زیر در می‌آیند.

(۸ - ۱۲)

$$R_1 \approx 4.45 H_1, \quad R'_1 \approx 2.73 d_1.$$

اگر عمق نرمال پوسته را تقریباً $D = 30$ کیلومتر منظور کنیم، ضخامت محاسبه شده از طریق فرمول‌های فوق با نتایج به دست آمده از طریق لرزه‌شناسی مطابقت دارد. فرض اینکه لیتوسفر از ستون‌های مجزای غوطه‌ور در مثل تشکیل شده است مطابق با واقعیت نیست. در واقع لیتوسفر بجز شکستگی در مرز بین چند بلوک بزرگ در سایر جاها به صورت پوسته یک تکه (پیوسته) می‌باشد.

بنابراین عقیده Vening Meinesz [1931] نظریه AIRY را به صورت زیر تصحیح می‌کند. Vening Meinesz فرض می‌کند که پوسته زمین از بلوک‌های متصل به هم تشکیل شده و مثل یک لایه الاستیک پیوسته در برابر بار حاصل از چین خوردگی‌ها (کوهستان‌ها) عکس‌العمل نشان می‌دهد. یعنی اینکه وسعت فرورفتگی لیتوسفر در مثل نسبت به وسعت چین خوردگی‌ها (عامل فرورفتگی) خیلی بیشتر است شکل ۸ - ۱۲ را ملاحظه کنید.

از نقطه نظر فیزیکی هیچ کدام از نظریه‌های ارائه شده در فوق کاملاً مطابق با واقعیت نیستند. بنابه منابع مختلف مشاهداتی معلوم شده است که لیتوسفر هم در ضخامت و هم در دانسیته متغیر می‌باشد و همین‌طور لیتوسفر در بعضی مناطق رفتار الاستیکی داشته و جاهای دیگر شکسته می‌باشد. به نظر می‌رسد که نظریه‌های مدرن ویسکو الاستیک مثلاً (PELTIER ETAL [1978]) در تجزیه و تحلیل رفتارهای مختلف مشاهده شده لیتوسفر در قسمت‌های پیوسته آن کاملاً موفق می‌باشند.

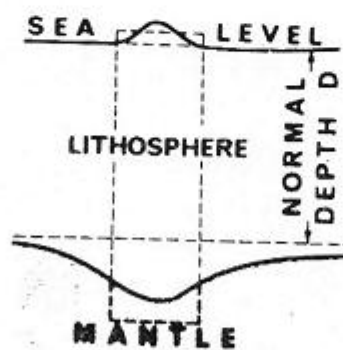


FIG. 8.12. Vening Meinesz's model.

شکل ۸ - ۱۲

حال پدیده رجعت پوسته زمین را به حالت تعادل خود بعد از ناپدید شدن بار از سطح آن مورد بحث قرار می دهیم. بعد از ذوب یخ در روی زمین تغییر شکل الاستیکی پوسته آن بلافاصله ترمیم یافته ولی ترمیم تغییر شکل غیر الاستیکی آن بلندی صورت گرفت به طوری که هنوز هم ادامه دارد. به عبارت دیگر لیتوسفر هنوز در حالتی غیر از حالت ایزوستاسی خود بسر می برد و به تدریج در حال رجعت به آن حالت می باشد. این عمل پوسته زمین را اصطلاحاً رجعت ایزوستاسی بعد از دوران یخ می نامند.

در برگشت به حالت ایزوستاسی سرعت حرکت پوسته را چسبندگی منتل بالائی کنترل می کند. بطور نظری نشان داده شده است که این سرعت با زمان کاهش پیدا می کند. به عقیده [HIESKANEN AND VENING MEINESZ 1958] تا زمان حاضر در حدود $3/4$ تغییر شکل اصلی پوسته، ترمیم یافته است. شکل ۱۳ - ۸ سرعت مشاهده شده فعلی رجعت ایزوستاسی پوسته زمین را به میلی متر در سال در شبه جزیره اسکندیناوی نشان می دهد. این نقشه توسط KUKKAMÄKI [1975] تهیه شده است.

تغییراتی نظیر فوق در منطقه Hudson Bay کانادا مشاهده شده است [WALCOTT 1972] لازم به تذکر است که رجعت ایزوستاسی پوسته توأم با نشست پوسته در زمین های اطراف (زمین هایی که در اثر تغییر شکل بالا آمده بودند) می باشد. این عمل عکس مسیر تغییر شکل پوسته در اثر بار می باشد. (شکل ۷ - ۸).

کاهش هر نوع بار قابل ملاحظه از پوسته موجب بالا آمدگی آن می شود. به عنوان یک مثال شناخته شده می توان از بالا آمدگی زمین های اطراف دریاچه Great Salt Lake در آمریکا نام برد شکل ۱۴ - ۸. در این شکل بالا آمدگی عمودی زمین را بعد از تبخیر آب دریاچه به میزان $10^{15} \times 8/2$ کیلوگرم در اطراف دریاچه مزبور (با عمق متوسط ۳۳۰ متر) مشاهده می کنید [GILBERT 1890]. فرسایش مواد سطحی پوسته در مناطق آسیب پذیر و در یک مدت طولانی تأثیر قابل ملاحظه ای را ایجاد می کند اما مثال واقعی از این قبیل در اختیار مؤلفین نیست.

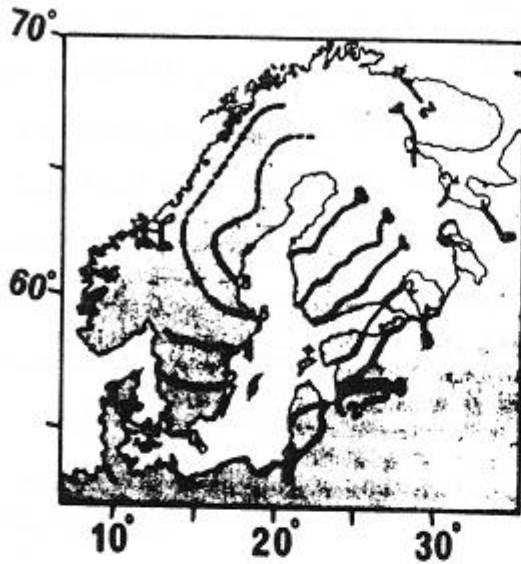


FIG. 8.13. Postglacial rebound in Fennoscandia. Contours in millimetres per year.

شکل ۱۳ - ۸

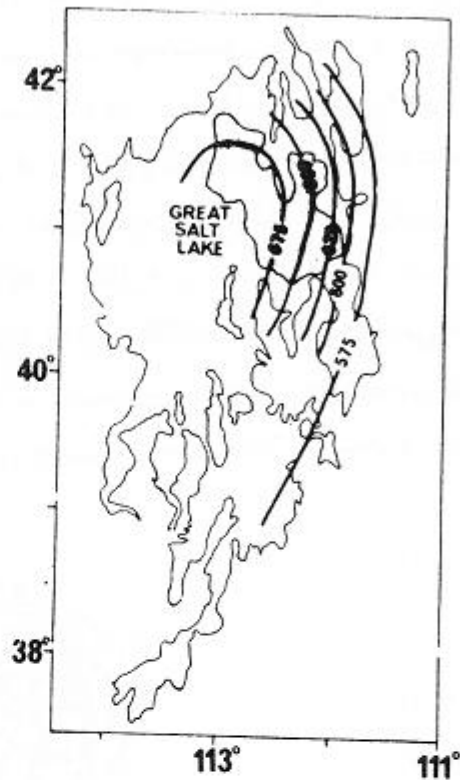


FIG. 8.14. Lake Bonneville rebound. Contours in centimetres.

شکل ۱۴ - ۸

به طوری که از قبل می دانیم به دنبال تغییر پخش توده در داخل یا سطح زمین میدان جاذبه و مقدار شتاب ثقل تغییر می کند. برای حصول برآوردی از تغییرات مقدار شتاب جاذبه در سطح زمین از رجعت ایزوستاسی پوسته مثال می زنیم که عامل عمده تغییرات مقدار شتاب ثقل می باشد. منطقه Hardson Bay با انامولی جاذبه به طور متوسط ۳۰ میلی گال در شکل ۸ - ۶ و ۹ - ۶ مشخص است. گفته می شود که قسمت عمده این انامولی در اثر باقیمانده رجعت ایزوستاسی پوسته زمین در این منطقه می باشد. با قبول مدت پنج هزار سال دیگر، فرصت لازم برای از بین رفتن کامل تغییر شکل های پوسته در آن منطقه می توان نتیجه گرفت که تغییرات سالیانه انامولی در آن منطقه در حدود شش میکرو گال خواهد بود.

در خاتمه باید گفت که افزایش یا کاهش بار پوسته (Crustal Loading) همچنین باعث تغییر فاصله ها و امتدادها می شود. این تغییرات در هر صورت ناچیز بوده و تأثیر قابل اغماض در کارهای ژئودزی دارند.

۳-۸ - تغییر شکل‌های تکتونیکی (Tectonic deformation)

به طوری که در پخش قبل دیدیم لیتوسفر یک غشاء پیوسته نبوده بلکه از چند تکه بزرگ (lithospheric plates) پهلوی هم غوطه‌ور در منیل بالائی تشکیل شده است. عقیده صفحات لیتوسفری با قاره‌های و حوزه‌های اقیانوس در روی آنها در اوایل قرن حاضر ارائه شده است ولی توجه دقیق به آن از چند سال اخیر شروع شده است. اخیراً حرکت صفحات لیتوسفری مورد توجه خاص قرار گرفته و تحقیقات جدی در جهت تعیین سرعت‌های نسبی حرکت و کشف مکانیزم حرکت‌ها و تعیین مرز دقیق صفحات شروع شده است. موقعیت نسبی قاره‌ها در ۷۵، ۵۰ و ۲۵ میلیون سال پیش مطابق IRVING [1977] در شکل ۱۵ - ۸ نشان داده شده است. مرز بین صفحات بزرگ مشخص شده‌اند. شکل ۱۶ - ۸ از کتاب LEPICCHON ETAL [1973] آنها را نشان می‌دهد. در همان شکل سرعت حرکت‌های نسبی صفحات با جهت و مقدارشان ملاحظه می‌کنید این سرعت‌ها از صفر تا ۱/۱ سانتی متر در سال در جنوب غربی اتلانتیک و حدود ۱۴/۵ سانتیمتر در سال در منوگامنا می‌باشند.

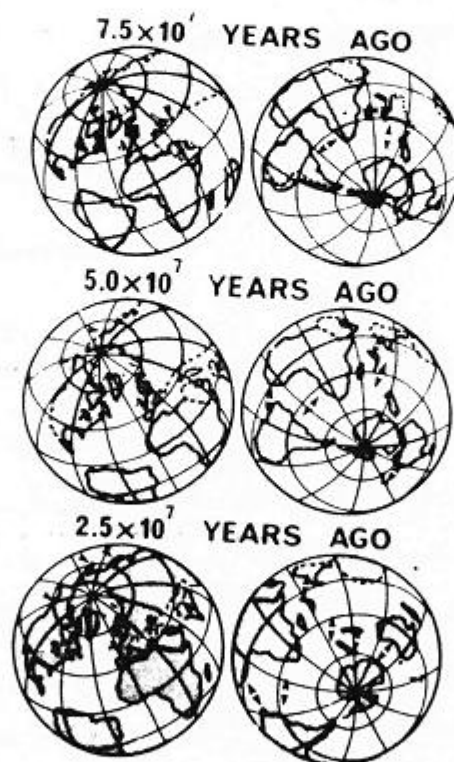


FIG. 8.15. Changes in past continental configurations.

شکل ۱۵ - ۸

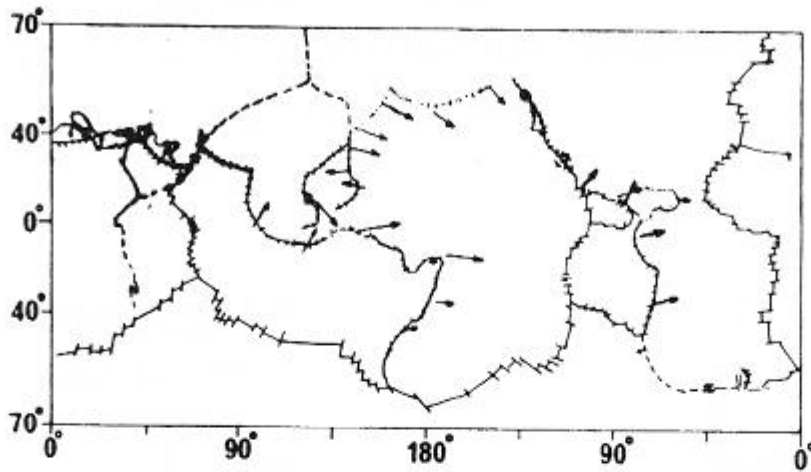


FIG. 8.16. Plate boundaries and motion.

شکل ۱۶ - ۸

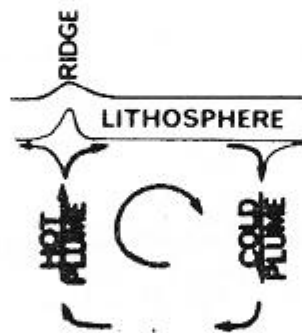


FIG. 8.17 Mantle convection cell.

شکل ۱۷ - ۸

اطلاعات موجود فعلی درباره نیروهای حرکت صفحات لیتوسفری هنوز کافی نیست. به نظر می‌رسد که شاید جابجائی حرارتی مواد در استنوسفر یکی از علل این حرکت‌ها باشد. شکل ۱۷ - ۸ چنین امکانی را نشان می‌دهد [GASS ETAL 1972].

از آنجائی که صفحات لیتوسفری در کنار هم و یا نسبت به هم حرکت می‌کنند می‌توانند یکی از سه نوع

برخورد ناشی از حرکت مخالف در امتداد مرز مشترک (لغزش نسبت به هم) (Lateral slip)، حرکت متقابل در امتداد عمود بر مرز مشترک (Canvergin) و حرکت مخالف در امتداد عمود بر مشترک (divergence) داشته باشند. این حرکت‌ها در شکل ۱۸ - ۸ نشان داده شده است. در واقعیت ممکن است ترکیبی از حرکت‌ها نظیر لغزش توأم با اعمال فشار تقابل و یا لغزش توأم با جدائی روی دهد.

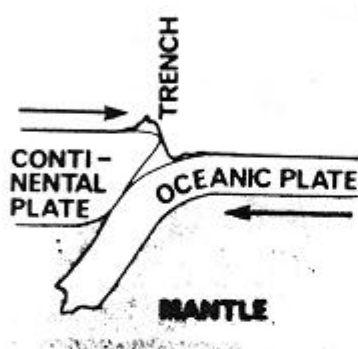


FIG. 8.19. Consuming plate boundary.

شکل ۱۹ - ۸

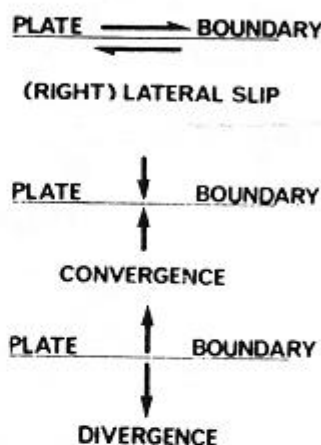


FIG. 8.18. Types of plate contact.

شکل ۱۸ - ۸

حرکت مخالف در صفحه لیتوسفری در امتداد عمود بر مرز مشترک باعث شکافته شدن بیشتر لیتوسفر و در نتیجه راه یافتن مواد منتل به سطح پوسته می‌باشد. این مواد بعد از خروج از لیتوسفر سرد و سخت شده و لیتوسفر جدیدی را تشکیل می‌دهند. این پدیده توأم با فعالیت‌های شدید آتشفشانی بوده که نتیجه ایجاد یک رشته برآمدگی بنام Ridge در ابتدا مرز مشترک می‌باشد. پدیده‌ای از این قبیل را می‌توان در وسط اقیانوس آتلانتیک بنام mid - Atlantic Ridge مشاهده کرد. سرعت متوسط حرکت دو صفحه لیتوسفری در امتداد این مرز حدود ۲ سانتیمتر در سال می‌باشد [COULOMB 1972].

در حرکت متقابل در امتداد عمود بر مرز مشترک دو صفحه لیتوسفری مختلف بر هم فشار آورده سرانجام یکی تسلیم دیگری می‌شود. معمولاً صفحه اقیانوس سنگین و نازک است که زیر صفحه قاره‌ای نفوذ کرده وارد منتل می‌شود به طوری که قسمت وارد شده در منتل در اثر حرارت ذوب شده جزو منتل می‌گردد. مرزی که در

آن این اتفاق می افتد بنام مرز خورنده (Consuminy loundary) معروف است و نتیجه حاصل از این حرکت پیدایش گودال (trench) در امتداد مرز شده و باعث بالا آمدگی لبه صفحه قاره ای در امتداد مرز می شود شکل ۱۹ - ۸. trench ژاپنی ک مطالعات زیادی روی آن انجام گرفته نشان دهنده حرکت افقی به میزان ۷/۵ سانتیمتر در سال می باشد جابجائی های حین زلزله می تواند به چند ده متر در افق و چند متر در ارتفاع برسد. به عنوان مثال جابجائی های افقی زلزله، حاصل از حرکت صفحات لیتوسفری در سال ۱۹۶۴ میلادی در آلاسکا که در شکل ۲۰ - ۸ نشان داده شده است مؤید این مدعا است (WHITTEN [1970]).

حرکت های ارتفاعی قابل ملاحظه ای در حدود چندین دسی متر در لبه صفحات قاره ای در طول چند ده سال توسط Tsuboi [1933] گزارش شده است. دو نوع از این حرکت ها یکی حرکت های قبل از زلزله و دیگری حین وقوع زلزله به طور شماتیک در شکل ۲۱ - ۸ نشان داده شده است (RIKI TAKE [1976]). پدیدار شدن کوه ها عمداً نتیجه برخورد دو صفحه قاره ای می باشد زیرا که در برخورد دو صفحه قاره ای هیچ کدام قادر به راندن دیگری در زیر خود به علت غوطه ور بودنشان، نیست و نتیجه تولد کوهستان های بزرگ می باشد.

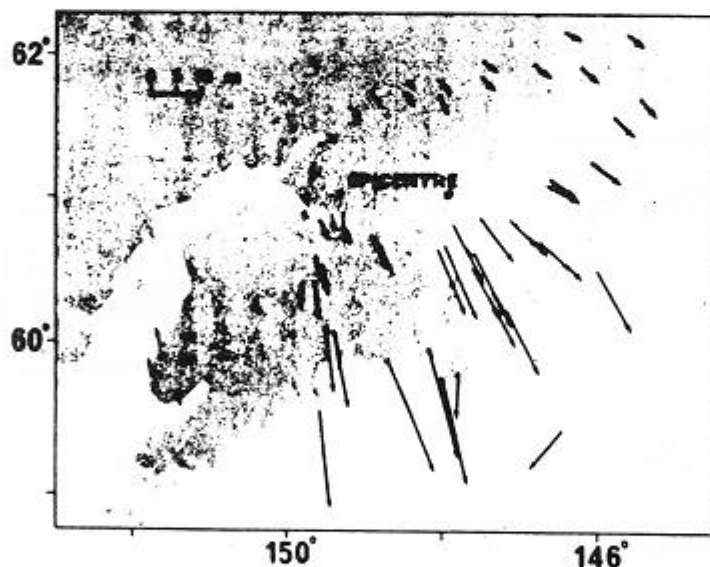


FIG. 8.20. Horizontal displacement resulting from the 1964 Alaska (U.S.A.) earthquake.

شکل ۲۰ - ۸

EARTH AND ITS DEFORMATIONS IN TIME

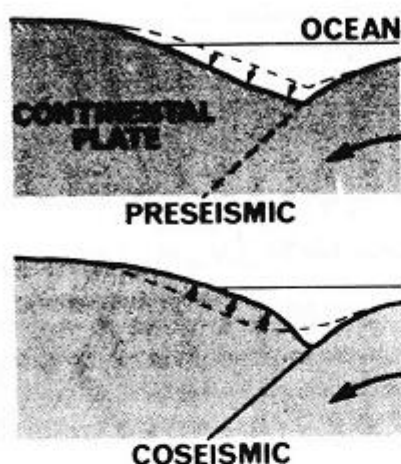


FIG. 8.21. Compression and rebound of continental plate.

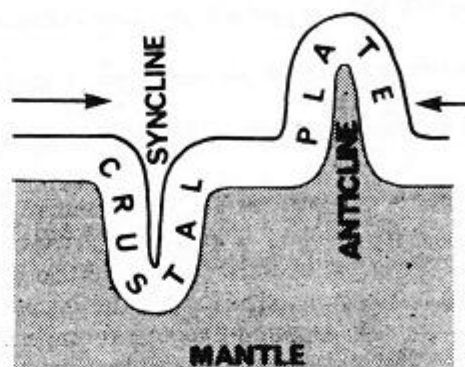


FIG. 8.22. Geosynclines.

شکل ۲۲ - ۸

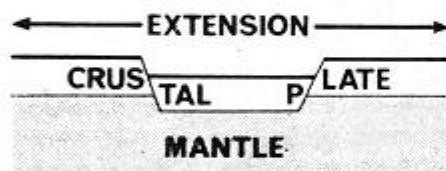


FIG. 8.23. Grabens.

شکل ۲۳ - ۸



FIG. 8.24. Escarpments.

شکل ۲۴ - ۸

آخرین نوع حرکت صفحات لیتوسفر حرکت لغزشی صفحه‌ای نسبت به دیگری است این حرکت ممکن است ظاهراً بین دو صفحه وجود داشته باشد و یا ظاهراً در اثر وجود اصطکاک متوقف باشد. حالت اخیر موجب افزایش فشار بین دو صفحه می‌شود. وقتی که فشار به نیروی اصطکاک غالب آید حرکت ناگهانی ظاهر شده و تولید زلزله می‌کند. البته حرکت در مرزهای خورنده نیز توانم با زلزله می‌باشد (شکل ۱۹ - ۸). بنابراین اغلب زلزله‌های دنیا در حوالی این مرزها به وقوع می‌پیوندد. افزایش فشار در مرزها به شکل

افزایش یا کاهش فواصل افقی و ارتفاع در سطح زمین (فرو رفتگی و یا تورم زمینی) قابل مشاهده است. فکر استفاده از روش های ژئودزی در پیش بینی زلزله متنی و اندازه گیری حرکت های فوق می باشد. بهترین نمونه از حرکت لغزشی دو صفحه لیتوسفری را می توان در امتداد ساحل کالیفرنیا مشاهده کرد. نتیجه حرکت لغزشی در امتداد ساحل مزبور گسل San Andreas می باشد که لغزش حدود ۲/۳ سانتی متر در سال دارد [SAVAGE AND BURFORD 1973]. جابجائی های سطحی متجاوز از پنج متر موقع بروز زلزله سانفرانسیسکو مشاهده شده است [HAYFORD AND AND BALDWIN 1907].

در اینجا یاد آور می شویم که حرکت صفحات لیتوسفری عوارض دیگری غیر از آنچه که گذشت نیز دارد نظیر پیدایش تاخوردگی هائی به طرف داخل و یا خارج پوسته Symdines یا anticlines (شکل ۲۲ - ۸) که ماحصل فشارهای جانبی در پوسته می باشد. اطلاعات کمی درباره مکانیسم ایجاد عوارض فوق در دست است ولی از عوارض فوق به مقدار خیلی زیاد از گذشته موجود است. فشارهای جانبی همچنین مسئول پیدایش گسل (بریدگی در پوسته) می باشند. هندسه گسل (عمق و جهت بریدگی) خود می تواند اطلاعات زیادی درباره مقدار و جهت فشارهای درونی پوسته که خود تعیین کننده مرزها و مقدار و جهت حرکت صفحات می باشند در اختیار بگذارد مگر گسلی که در امتداد خطوط ضعف صفحات ایجاد شود.

گسل ها تنها مختص مناطق مرزی نیستند بلکه در داخل صفحات نیز ایجاد می شوند. علت پیدایش این نوع گسل ها نیز حرکت صفحات لیتوسفری است. بعضی از دانشمندان نظیر MENARD [1973] را عقیده بر این است که شاید لیتوسفر درگیر برخورد هائی با استنوسفر شده و حرکت های ناشی از این برخوردها فشارهای لازم برای ایجاد گسل را فراهم کرده باشد. این نوع گسل ها را می توان در اشکال ۲۳ - ۸ و ۲۴ - ۸ ملاحظه کرد. در مورد مکانیسم ایجاد این گسل ها نیز اطلاعات کمی در دست است. طبق تخمین MENARD ماکزیمم سرعت حرکت ارتفاعی ناشی از لغزش صفحات روی یک سطح مایل حتی اگر سرد شدن مثل در آن دخالت داشته باشد کمتر از ۲ سانتیمتر در یک قرن خواهد بود.

۴ - ۸ - تغییر شکل ساخت بشر و دیگر تغییر شکل ها

نوع دیگر تغییر شکل که در صفحات بالائی پوسته زمین اتفاق می افتد تغییر شکل ناشی از فشرده شدن سطح زمین می باشد. این تغییر شکل به صورت نشست محلی و یا منطقه ای سطح زمین می باشد. صرف نظر از افزایش بار سطحی که در بخش ۲ - ۸ از آن صحبت شد علت عمده دیگر فشرده شدن زمین، استخراج مایعات

از داخل زمین می باشد. استخراج مداوم آبهای زیرزمینی باعث نشست قابل ملاحظه سطح زمین در محدوده های بزرگ می شود. شکل ۸ - ۲۵ نشست هر لندن را بین سال های ۱۸۶۵ و ۱۹۳۱ میلادی طبق برآورد WILSON AND GRACE [1942] نشان می دهد. به طوری که از شکل دیده می شود تغییرات موقعیت های ارتفاعی به هیچ وجه قابل اغماض نبوده و باید آنها را کارهای ژئودزی و سایر پروژه ها منظور داشت.

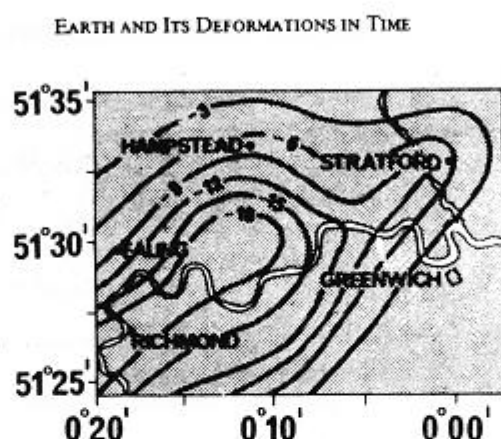


FIG. 8.25. Subsidence of the City of London (U.K.). Contours in centimetres.

شکل ۸ - ۲۵

همینطور از کالیفرنیا می توان نشست دیگری از سطح زمین را در اثر استخراج آب زیرزمین مشاهده کرد. در دره San Joaquin منطقه ای به مساحت ۱۵ هزار کیلومتر مربع نشست کرده است. میزان نشست زمین در قسمت شمالی دره بین سال های ۱۹۵۹ تا ۱۹۶۹ میلادی در شکل ۸ - ۲۶ [HODAH 1969] نشان داده شده است. ماکزیمم نشست حدود ۲/۵ متر می باشد. در شهر مکزیک نیز می توان نشستی به اندازه فوق را مشاهده کرد. نشست حدود ۱/۵ متر (شکل ۸ - ۲۷) بین سال های ۱۹۵۲ تا ۱۹۵۷ در آن شهر اتفاق افتاد. از سال ۱۸۹۱ به بعد روی هم ۷/۵ متر نشست در اثر استخراج آب دریاچه اطراف و افزایش روزافزون مصرف آب زیرزمینی برای زمین آنجا اتفاق افتاده و هنوز هم زمین با سرعت زیادی در حال نشست است.

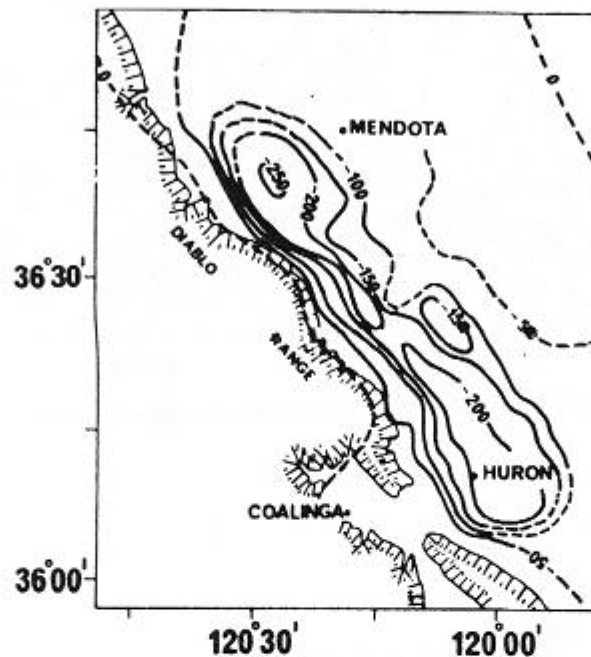


FIG. 8.26. Subsidence of the San Joaquin Valley, California (U.S.A.). Contours in centimetres.

شکل ۲۶ - ۸

نشست زمین در حوالی منابع فعال نفت و گاز هم تا حدودی علت مشابه دارد. شکل ۲۸ - ۸ میزان کلی نشست زمین را روی حوزه نفتی Wilmington در لوسانجلس نشان می‌دهد. علت نشست زمین را در این منطقه استخراج نفت بین سال‌های ۱۹۲۸ و ۱۹۶۲ می‌دانند (YERKES AND CASTLE [1971]). نتیجه تعجب‌آور بررسی‌ها در زمینه فوق کشف جابجائی‌های افقی در حدود چندین متر به همراه نشست ارتفاعی در آن زمین‌ها می‌باشد. این تغییر شکل‌ها شاید تا اندازه‌های نتیجه سقوط حفره‌های خالی زیرزمینی است. مشاهدات مؤید آنند که دست کم بعضی از نشست‌های زمین را می‌توان با تزریق مایعات به حفره‌های تخلیه شده جبران کرد.

[POLAND & DAVIS 1969]

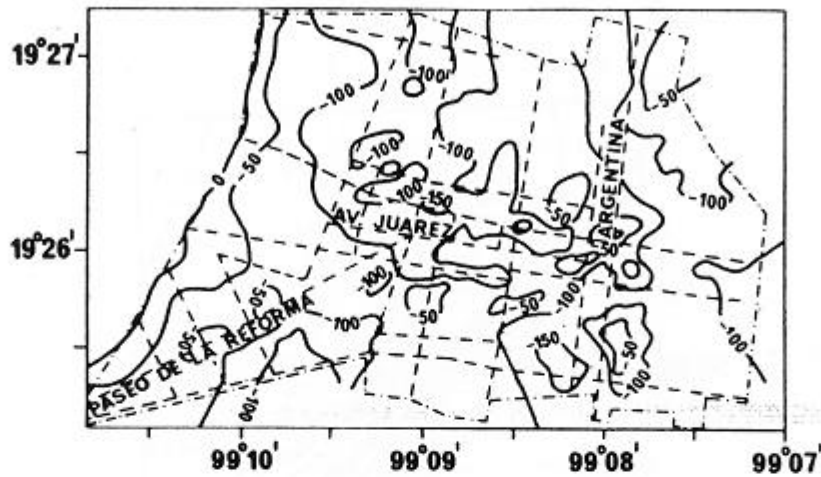


FIG. 8.27 Subsidence of Mexico City (Mexico). Contours in centimetres.

شکل ۲۷ - ۸

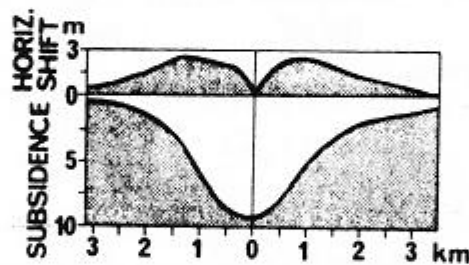


FIG. 8.28. Ground deformation across Wilmington oil field, California (U.S.A.).

شکل ۲۸ - ۸

سقوط حفره های زیرزمینی از نوع طبیعی و یا مصنوعی علت شناخته شده دیگری نشست زمین می باشد که می تواند مناطق وسیعی از سطح زمین را تحت الشعاع قرار دهد. پدیده متضاد نشست زمین یعنی آماس زمین در اثر انباشته شدن فاضلاب ها در زیر زمین مشاهده شده است. وقتی مواد زائد در عمق پوسته زمین تزریق شوند بالا آمدگی پوسته می تواند مناطق وسیعی را تحت تاثیر قرار دهد.

یکی از عیان ترین پدیده هایی که شکل زمینی را به طور عجیبی عوض می کند زلزله است. بزرگترین زلزله ها

منسوب به حرکت های صفحات تکتونیکی (لیتوسفری) است که در بخش ۳ - ۸ از آنها صحبت شد. البته تمام زلزله ها در خطوط مرزی صفحات تکتونیکی اتفاق نمی افتد لغزش های زمین از هر منشعی که باشند در ایجاد خرابی با زلزله ها قابل مقایسه هستند.

به علت حرکت توده عظیم در لغزش زمین تاثیرات دیگری نظیر افزایش بار پوسته ایجاد می شود هر دو زلزله ها و لغزش زمین باعث تغییرات محلی در میدان جاذبه می شوند.

برای ختم بحث درباره تغییر شکل های مهم یاد آور می شویم که بعضی برآمدگی ها و نشست های غیر عادی زمین وجود دارند که منشع مشخصی ندارند. از این قبیل بالا آمدگی ها می توان دو مرز بین ایالت امریکائی می سی سی پی و آلاباما مشاهده کرد. دناهای ژنودزی جمع آوری شده از این منطقه از سال ۱۹۰۰ به بعد نشان دهنده بالا آمدگی با سرعت ۵۰ سانتی متر در قرن می باشد [HOLDANL AND MORRISON 1974]. منطقه دیگری نظیر فوق توسط [FROST AND LILLY 1966] در Lac St. Jean از ایالت کبک Quebec کانادا کشف شده است. بررسی های بعدی توسط [GALE 1970] و [VANICEK AND HAMILTON 1972] مؤید کشف فوق می باشد. نظیر این بررسی ها در شکل ۲۹ - ۸ به صورت منحنی های میزان سرعت عمودی از کبک نشان داده شده است برای این حرکت های غیر عادی هیچ تشریح ژئوفیزیکی مورد قبول دنیا موجود نیست. از آنجائی که علل پیدایش این حرکت ها ناشناخته است پیش بینی آنها نیز غیرممکن می باشد. بنابراین برای عملیات ژنودزی خطرناک می باشند. امکان این هم موجود نیست که دست کم قسمتی از آنها را به منشع تکتونیکی نسبت دهیم.

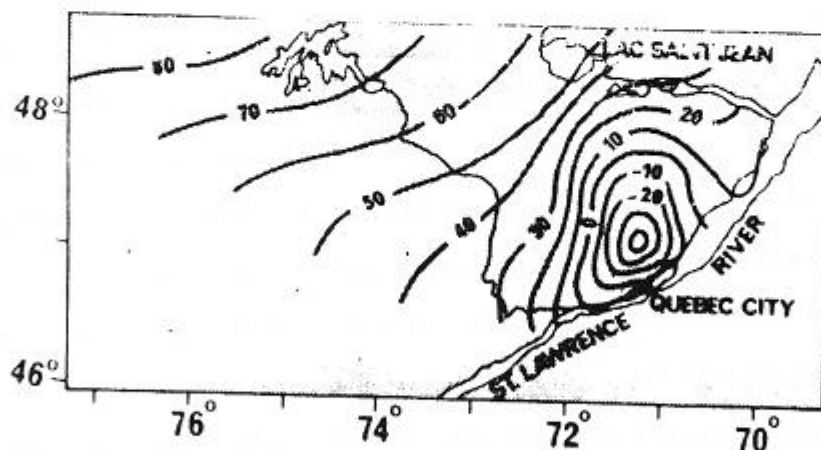


FIG. 8-29 Subsidence in Québec (Canada). Contours in millimetres per year.

شکل ۲۹ - ۸

گروهی از پدیده‌ها موجودند که از اهمیت کمی در ژئودزی برخوردار بوده ولی بعضی از آنها از نظر تئوری مربوطه جالب توجه می‌باشند نظیر بعضی ارتعاشات و تکان‌های از نوع مختلف. از معروفترین آنها می‌توان امواج حاصل از زلزله را نام برد که در هر نقطه‌ای از دنیا محسوس است. روی دریا زلزله و یا هر حادثه دیگر ایجاد امواجی با طول موج بلند بنام tsunamis (شکل ۳۱ - ۸) می‌کنند. تکان‌های ایجاد شده به دست بشر دارای فرکانس زیاد بوده و مختص به محل دارد. این تکان‌ها صرفاً دارای رُل پارازیت در اندازه گیری‌های دقیق ژئودزی دارند و به شکل پارازیت‌های با فرکانس بالا ظاهر می‌شوند.

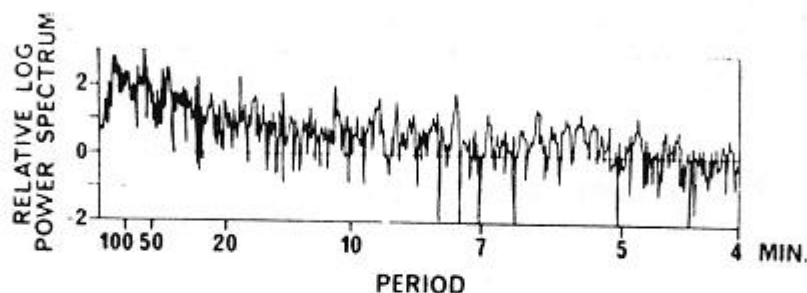


Fig. 8-30 Free oscillations of the earth

شکل ۳۰ - ۸

از پدیده‌هایی که دارای طبیعت پریودیک هستند می‌توان تغییر شکل حاصل در شکل و میدان جاذبه زمین ناشی از حرکت قطبی را نام برد. اگرچه حرکت قطبی خود شکل زمین را تغییر نمی‌دهد ولی تغییرات حاصل در پتانسیل گریز از مرکز باعث تغییر شکل آن می‌شود.

اما این تغییرات خیلی کوچک بوده و از آنها در بخش ۳ - ۲۵ صحبت خواهد شد. در نوسانات آزاد تمام جسم زمین در حالت ارتعاش می‌باشد. این نوسانات ممکن است نتیجه زلزله‌ها و یا سایر تکان‌ها باشند. شکل ۳۰ - ۸ طیف این ارتعاشات را به صورت ارتعاشات مقدار جاذبه مشاهده شده نشان می‌دهد [NAKA GAWA EI AL 1968]. ملاحظه کنید که موج اصلی با پریود ۵۴ دقیقه قابل تشخیص می‌باشد.

تمام تغییر شکل‌هایی که تاکنون مطالعه شد میدان جاذبه زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهند بنابراین وجود آنها را می‌توان از مشاهده تغییرات مربوطه دو میدان جاذبه کشف کرد. در فصل بیست و ششم از این مقوله صحبت خواهد شد. در تغییرات لحظه‌ای میدان جاذبه دو پدیده زیر مؤثرند. نخست پدیده امواج جاذبه که از اجرام سماوی خارج از منظومه شمسی به طرف زمین منتشر شده موجب تغییر میدان جاذبه آن می‌شوند

[MISNER ET AL 1973]. این امواج بقدری ضعیف هستند که فقط توسط دستگاه‌های بسیار دقیق مخصوص قابل تشخیص می‌باشند. پدیده دیگر تغییر دائمی ثابت جاذبه G که توسط بعضی تئوری‌های کیهان‌شناسی (cosmology) عنوان می‌شود [WILL, 1971]. این تغییر اگر هم موجود باشد خیلی کوچک و آهسته خواهد بود هر دو نوع تغییرات فوق فقط مورد توجه محققین در مراکز علمی می‌باشند.

در قسمت VI این کتاب پدیده‌های فوق به طور سیستماتیک برحسب تأثیر آنها در کارهای ژئودزی مورد بحث قرار گرفته و نقش ژئودزی در ارزیابی آنها مشخص خواهد شد.

به منظور تکمیل بحث خود چند کلمه‌ای در مورد تغییرات لحظه‌ای سطح دریا نیز صحبت می‌کنیم شناخت این تغییرات در تعیین موقعیت ارتفاعی ضروری است (بخش ۱ - ۱۹). در شکل ۳۱ - ۸ یک طیف کلی از تغییرات مختلف سطح دریا با فرکانس و دامنه و وسعت منطقه آنها به صورت دو بعدی نشان داده شده است [STOMMEL 1963]. ملاحظه می‌شود که طیف مزبور شامل امواج جزر و مدی و تغییرات ناشی از ذوب یخ‌ها بعد از دوران یخ نیز می‌باشد. طیف مزبور همچنین شامل انواع مختلف از پدیده‌های کوتاه مدت ناشی از تغییرات جوی نیز می‌باشد. این تغییرات با پریود کوتاه تأثیر ناچیزی در کارهای ژئودزی داشته بنابراین قابل اغماض می‌باشند.

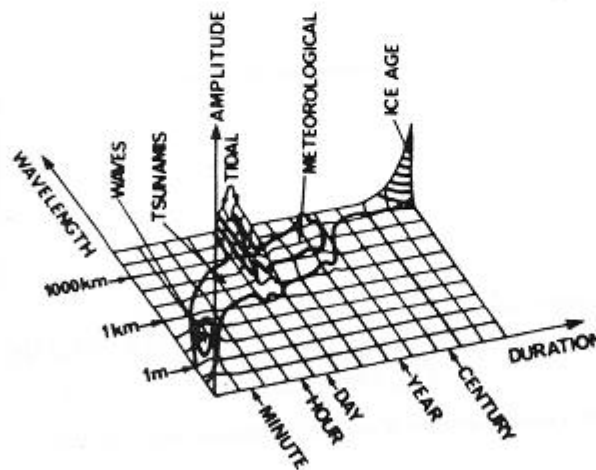


FIG. 8.31. Sea level temporal variations.

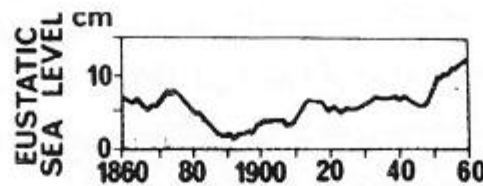


FIG. 8.32. Global mean (eustatic) sea level variations.

شکل ۳۲ - ۸

اما از طرف دیگر تغییرات بلند مدت (با پریود بلند) و دائمی سطح دریا از نظر ژئودزی اهمیت دارند. تغییرات دائمی مستقیماً تعریف ژئوئید را تحت تاثیر قرار داده و بطور غیر مستقیم کمیت‌های دیگر را تاثیر می‌کند. البته عکس قضیه نیز درست است و باید در مطالعه تاثیر تغییرات دائمی سطح دریا بحث راجع به شکل ۸ - ۸ نیز مورد توجه قرار گیرد. متوسط تغییرات دائمی دریا در سطح جهانی را در زمان بین سال‌های ۱۸۶۰ تا ۱۹۶۰ که توسط FAIRBRIDGE AND KREBS [1962] تعیین شده در شکل ۳۲ - ۸ ملاحظه می‌کنید.

مهمترین عامل افزایش ارتفاع سطح آب دریاها ذوب یخ‌های قطبی و لایه‌های یخ موجود در سطح زمین می‌باشد.

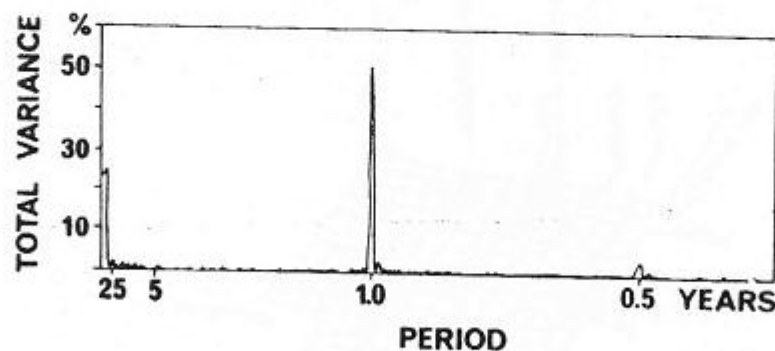


FIG. 8.33. Spectrum of monthly averages of sea level in Baltimore, Maryland (U.S.A.).

شکل ۳۳ - ۸

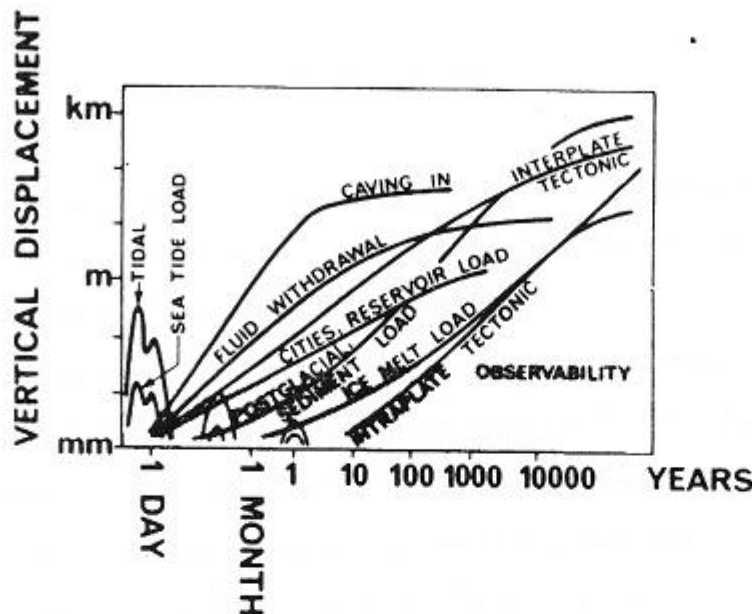


FIG. 8.34. Characteristic vertical displacements due to the most conspicuous phenomena.

شکل ۳۴ - ۸

از تغییرات پریودیک بلند مدت (با پریود بلند) دیگر می توان تغییرات سالیانه را نام برد. این تغییرات به چندین دسیمتر در بعضی جاها می رسد. این تغییرات ناشی از تغییرات سالیانه درجه حرارت، فشار، جهت و مقدار باد می باشد. بعضی تغییرات ثبت شده توسط دستگاه های tide gage در مصب رودخانه ها نشانگر تغییرات مهمی با پریود نصف سالیانه می باشند. به نظر می رسد که این تغییرات در اثر بارش های دوره ای باشد. پریودهای دیگر مربوط به تاثیرات جوی را می توان در طیف شکل ۳۳ - ۸ مشاهده کرد [QURAI SHEE AND VANICEK 1970].

در خاتمه این فصل برای مقایسه انواع مختلف جابجائی های ارتفاعی که سطح زمین با آنها مواجه است در یک گراف آورده شده است (شکل ۳۴ - ۸) این جابجائی ها در حال حاضر قابل اندازه گیری می باشند.

فصل نهم

زمین و آتمسفر آن

اغلب اندازه گیری های ژئودزی - زمینی و خارج از زمین - که در سطح زمین انجام می گیرند به درجات مختلف تحت تاثیر آتمسفر (جو) زمین قرار می گیرند. بنابراین لازم است دست کم مطالعات ابتدائی در زمینه بعضی رویدادهائی که داخل آتمسفر اتفاق می افتد داشته باشیم.

این فصل شامل چهار بخش می باشد. اولین بخش آتمسفر و خصوصیات اصلی فیزیکی آن را بیان می کند. بخش دوم از انتشار امواج الکترومغناطیک در آتمسفر و همچنین بخاطر نبودن جایی مناسب تر از این فصل از انتشار امواج صوتی در آب صحبت خواهد کرد. در این بخش قوانین فیزیکی که بر اساس آنها فرمول های انکسار مورد استفاده در ژئودزی، نوشته می شوند مورد بحث قرار می گیرند بخش سوم اصول حرکت های آتمسفر را بیان می کند. به نظر مؤلفین آشنائی با حرکت های آتمسفر برای کسانی که در مسائل تعیین سطح دریا و حرکت های پوسته زمین جدی هستند مفید است. در آخرین قسمت از موضوع باب روز میدان جاذبه حاصل از آتمسفر و تاثیر آن در میدان جاذبه زمین صحبت می کند.

۱ - ۹ - بعضی خصوصیات فیزیکی آتمسفر

عنوان آتمسفر به توده هوائی که زمین را احاطه کرده است اطلاق می شود. معلوم شده است که جرم مخصوص (دانسیته) هوا با افزایش ارتفاع از سطح زمین کاسته می شود. در ارتفاع ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتری به طور کلی می توان در نظر گرفت که دیگر هوائی موجود نیست. بطوری که در فصل ششم دیدیم شتاب جاذبه زمین با افزایش ارتفاع کاهش پیدا می کند. اما با افزایش ارتفاع تاثیر میدان مغناطیسی زمین بیشتر شده به طوری که کاملاً رفتار ذرات هوا را در فشار بالا در بالاترین لایه آتمسفر تحت کنترل خود می گیرد. دلیل این واقعیت را بعداً شرح می دهیم.

آتمسفر در وحله اول ترکیبی است از سه گاز: ازت (نیتروژن) به مقدار ۷۸ درصد، اکسیژن به مقدار ۲۱ درصد و گاز آرگن به مقدار ۱ درصد [PETTERSEN 1969].

البته غیر از عناصر فوق گازها و ذرات دیگری ممکن است در هوا موجود باشند نظیر اکسید کربن و اوزن که از مهمترین آنها می باشند. به طور کلی اکثر ذرات هوا از نظر الکتریکی خنثی می باشند. البت بعضی از ذرات

هوا که در معرض تابش انواع مختلف اشعه کیهانی هستند یونیزه می‌باشند. بنابراین اجتماع ذرات یونیزه بیشتر در قسمت‌های خارجی آتمسفر می‌باشد.

نخست نظری به واضح‌ترین پارامتر فیزیکی آتمسفر - درجه حرارت هوا - می‌افکنیم. به طوری که هم می‌دانیم درجه حرارت هوا در سطح زمین از نقطه‌ای به نقطه دیگر فرق می‌کند، همین‌طور درجه حرارت در یک نقطه از سطح زمین نسبت به زمان‌های مختلف متفاوت می‌باشد. تغییرات زمانی درجه حرارت آتمسفر دارای دو پریود عمده می‌باشد. تغییرات فصلی با پریود سالیانه ناشی از حرکت زمین به دور خورشید و تغییرات روزانه ناشی از دوران زمین به دور محورش می‌باشد. حداقل (سردترین) درجه حرارت مشاهده شده در سطح زمین در قرن گذشته برابر $88/3^{\circ}\text{C}$ - درجه سانتیگراد معادل $126/9^{\circ}\text{F}$ - درجه فارنهایت که در تاریخ بیست و ششم اوت سال ۱۹۶۰ میلادی در Vostok در منطقه قطبی جنوب ثبت شده است و ماکزیمم (گرمترین) درجه حرارت مشاهده شده برابر $58/0^{\circ}\text{C}$ معادل $136/4^{\circ}\text{F}$ که در سیزدهم سپتامبر سال ۱۹۲۲ میلادی در شهر العزیز (el-Azizia) کشور لیبی ثبت شده است [LANDSBERG 1966].

درجه حرارت هوا همچنین در جهت عمودی به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌کند. شکل (۱ - ۹) متوسط جهانی تغییرات درجه حرارت از سطح زمین تا انتهای جو به طبقات مختلف به شرح زیر تقسیم کرده‌اند: پائین‌ترین طبقه آتمسفر با ضخامت ۸ تا ۱۷ کیلومتر بنام (Troposphere) تروپوسفر می‌باشد که از بالا به (tropopause) تروپوپاز ختم می‌شود. اغلب پدیده‌های جوی نظیر باد و ابر و مه و غیره در این طبقه اتفاق می‌افتد. هوا در این طبقه ناآرام است و ارتفاع مرز بالائی آن به طور قابل ملاحظه‌ای نسبت به عرض جغرافیائی و نسبت به فصول تغییر می‌کند. طبقه بعدی که از تروپوپاز شروع شده تا ارتفاع ۵۰ کیلومتر ادامه دارد بنام (stratosphere) استراتسفر می‌باشد. این طبقه از بالا به (stratopause) ختم می‌شود. هوا در این طبقه خیلی آرام بوده، یا به عبارت دیگر توزیع دانسیته در آن خیلی پایدار است، و خشک است. ۹۹ درصد ملکول‌های آتمسفر در فاصله بین سطح زمین و ارتفاع ۳۰ کیلومتر قرار دارند. طبقه سوم بنام (mesosphere) مسوسفر بوده و دارای هوای متلاطم می‌باشد. این طبقه تا ارتفاع ۸۰ کیلومتر گسترده شده و به (mesopause) مسوپاز ختم می‌شود. طبقه بعد از مسوسفر طبقه (Ionosphere) یونسفر بوده که محل تجمع گازهای یونیزه می‌باشد. از ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر تا حد میدان مغناطیسی زمین را طبقه (magnetosphere) مگنوسفر می‌نامند.

یادآور می‌شویم که نامگذاری طبقات در فوق منحصر به فرد نیست بلکه گروه اسامی مختلف توسط مؤلفین مختلف برای طبقات هوا منظور شده است.

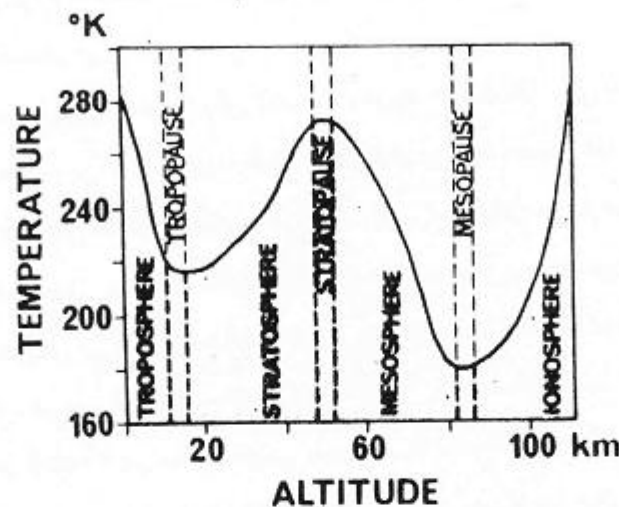


FIG. 9.1. Vertical distribution of temperature in the atmosphere.

شکل ۱ - ۹

برای حل بعضی مسائل مخصوصاً در طبقه تروپوسفر ما احتیاج به دانستن تغییرات ارتفاعی درجه حرارت داریم. متوسط جهانی این تغییرات در طبقه تروپوسفر در حدود $0/0065^{\circ}\text{C}$ در متر می باشد. البته این مقدار از محلی به محل دیگر و در زمان های مختلف، متغیر است.

دومین پارامتر فیزیکی هوا که لازم به مطالعه است جرم مخصوص (دانسیته) هوا است. نظیر درجه حرارت، دانسیته هوا نیز از محلی به محل دیگر و از زمانی به زمان دیگر تغییر می کند. ملموسترین تغییرات آن در جهت ارتفاعی است یا به عبارت دیگر دانسیته هوا با افزایش ارتفاع به سرعت کاهش می یابد. مدل های ثابت جهانی مختلفی برای پخش دانسیته هوا توسط انستیتوهای مختلف پیشنهاد شده است که اسامی تعدادی از آنها عبارتند از:

COSPAR (International Reference Atmosphere) - CIRA

U.S. National Advisory Committee for Aeronautics - NACA

Smithsonian Astrophysical Observatory - SAO

U.S. Air Research and Development Command - ARDC

این مدل ها شامل پارامترهای دیگر نظیر درجه حرارت و فشار نیز می شوند. شکل ۲ - ۹ تغییرات جهانی دانسیته را نسبت به ارتفاع در مدل NACA نشان می دهد. ملاحظه کنید که حتی سنگین ترین طبقات هوا دارای دانسیته ای برابر $0/12$ درصد دانسیته آب و یا برابر $0/04$ درصد دانسیته صخره های سطح زمین می باشند.

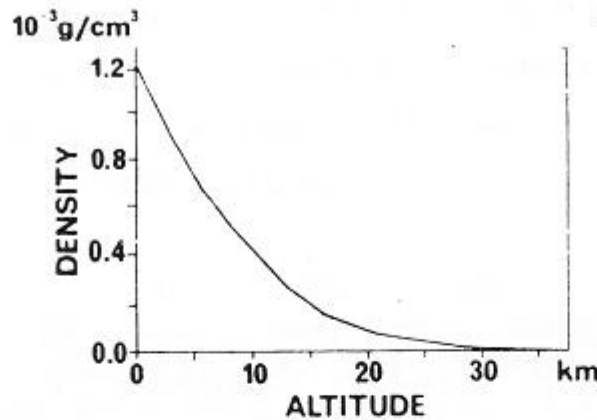


FIG. 9.2 Vertical distribution of density in the atmosphere

شکل ۲ - ۹

دانسیته هوا را می‌توان به کمک فشار هوا (فشار هیدروستاتیکی هوا یعنی وزن ستونی از هوا روی واحد سطح) اندازه‌گیری کرد. وزن ΔW ستونی از هوا به ارتفاع Δh از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\Delta w = \text{mean}(\sigma_a g) \Delta h, \quad (9-1)$$

که در آن σ_a دانسیته متوسط هوا و $\bar{g}$ شتاب ثقل متوسط در آن ستون هوا می‌باشد. انتگرال وزن هوا در امتداد شاقولی از ارتفاع h به بالا تا حد آتمسفر (مثلاً تا ارتفاع ۴۰ کیلومتری با حفظ دقت ۹۹/۷ درصد)، فشار هوا را در ارتفاع h معلوم می‌کند.

$$p \cong \int_h^{40 \text{ km}} \sigma_a g dh. \quad (9-2)$$

از آنجائی که کاهش فشار هوا با ارتفاع در هر زمانی تقریباً منظم می‌باشد می‌توان از فشار هوا در اندازه‌گیری تقریبی ارتفاع از سطح دریا استفاده کرد به شرطی که تغییرات زمانی فشار، در اثر تغییرات زمانی دانسیته، در نظر گرفته شود. تعیین بارومتری ارتفاعات مبتنی بر اساس فوق می‌باشد (بخش ۴ - ۱۹).

فشار بارومتری را معمولاً با واحد بار (Bar) اندازه‌گیری می‌کنند (یک بار معادل ۱۰ نیوتن بر سانتیمتر مربع و یا ۱۰۰ کیلو پاسکال و یا معادل فشار ۰/۷۵۰۰۶ متر جیوه). فشار نرمال در سطح زمین تقریباً

برابر یک بار و یا هزار میلی بار می باشد. سطحی را که در آن فشار هوا ثابت است بنام سطح ایزوبار (Isobaric Surface) می نامند. خطوطی را که نقاط با فشار یکسان را بهم وصل می کنند (نقاط هم سطح دریا) را Isobar می نامند به علت تغییرات زمانی دانسته هر دو سطوح هم فشار و خطوط هم فشار با زمان تغییر می کنند. به عنوان مثال شکل ۳ - ۹ فشار متوسط هوا را در سطح زمین در ماه ژانویه مطابق برآورد MEDALLION WORLD ATLAS [1973] نشان می دهد.

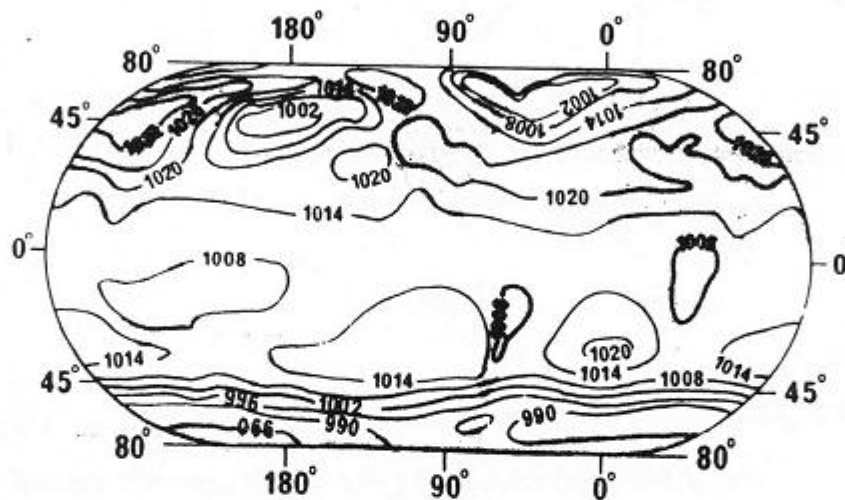


FIG. 9.3. Average global pressure for the month of January. Contours in millibars.

شکل ۳ - ۹

درجه حرارت مطلق (T) هوا به کلوین و فشار (P) هوا طبق معادله حالت گازهای ایده آل مهم مربوط می باشند

[MENZEL 1955].

$$p = \sigma_a \frac{R}{m} T,$$

(۳ - ۹)

در معادله فوق R عبارتست از ضریب ثابت عمومی گازها و برابر است با $8.31696 \times 10^7 \text{ erg}^\circ \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$ و m عبارتست از وزن مولکولی هوا. معادله فوق فقط در مورد هوای خشک هوایی که برای آن نسبت R/m برابر $2.8704 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$ می باشد صادق است [LIST 1958]. در طبقه تروپوسفر هوا به ندرت کاملاً خشک است. هوا معمولاً دارای رطوبت است که در بعضی شرایط به صورت ابر و مه متظاهر می شود. در مورد هوای

مرطوب بجای فرمول ۳ - ۹ از فرمول زیر استفاده می شود.

$$p \doteq \sigma_s \frac{T}{1 - 0.37803 e/p} \cdot \frac{R}{m} \quad (۹ - ۴)$$

در فرمول فوق رطوبت به صورت فشار جزئی (e) بخار آب موجود در هوا ظاهر شده است. مقدار رطوبت هوا را می توان، اندازه گیری درجه حرارت خشک و تر و یا به وسیله رطوبت منبع به دست آورد.

۲ - ۹ - انتشار امواج در آتمسفر و آب

امواج الکترومغناطییک که در اندازه گیری های ژئودزی در آتمسفر بکار می روند از امواج رادیویی گرفته تا امواج میکرو و بوی و بالاخره نور مرئی یا به عبارت دیگر از فرکانس 10^4 تا 10^{15} هرتز متغیر می باشد. در بعضی موارد امواج صوتی (با فرکانس های بین 10 تا 10^4 هرتز) که برای اندازه گیری فاصله داخل آب بکار می رود رفتاری نظیر امواج الکترومغناطییک دارند. بنابراین در این بخش انتشار هر دو نوع موج مورد بحث قرار می گیرد. نخست انتشار امواج الکترومغناطییک را مورد بحث قرار می دهیم. طرز انتشار امواج الکترومغناطییک در آتمسفر بستگی به فرکانس آنها دارد. به طوری که در شکل ۴ - ۹ دیده می شود امواج الکترومغناطییک به سه گروه با خصوصیات متمایز از لحاظ انتشارشان در آتمسفر تفکیک می شوند. در عین حال که هر سه گروه در امتداد مستقیم یا به عبارت دیگر به شکل موج مستقیم (direct wave mode) منتشر می شوند که مستلزم وجود دید مستقیم بین فرستنده و گیرنده موج می باشد، فرکانس های پائین تر (امواج بلند) قابلیت انتشار به شکل موج زمینی (ground wave mode) نیز دارند. کاربرد موج مستقیم در تعیین امتداد روشن است البته از موج زمینی نیز می توان در تعیین امتداد استفاده کرد به شرطی که قویترین سیگنال عامل تعیین کننده امتداد باشد. برای تعیین فاصله می توان از موج مستقیم و یا موج زمینی استفاده کرد. بنابراین برای تعیین فاصله و یا امتداد وجود دید مستقیم بین دو نقطه الزامی نیست.

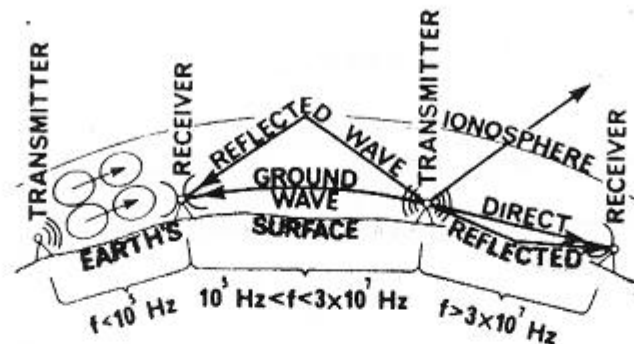


Fig. 9.4. Propagation of electromagnetic waves through the atmosphere.

شکل ۴ - ۹

امواج منعکس شده (شکل ۴ - ۹) عملاً در اکثر اندازه گیری های ژئودتیک به عنوان پارازیت تلقی می شوند [BURNSIDE, 1971]. ولی اخیراً معلوم شده است که امواج منعکس شده به وسیله طبقه یونسفر می تواند در بعضی مواقع مفید باشد [WELLS, 1979]. امواج با فرکانس پائین به وسیله پائین ترین لایه طبقه یونسفر به طرف زمین منعکس می شوند بنابراین نمی توانند به فضای خارج راه یابند. ولی طبقه یونسفر نمی تواند جلو انتشار امواج با فرکانس بالا (بیش از $10^7 \times 3$ هرتز) را به فضای خارج بگیرد. تمام امواج در برخورد به سطح زمین منعکس می شوند اما شدت موج منعکس شده بستگی به فرکانس موج دارد. در مورد امواج بلند (فرکانس پائین) نمی توان واقعاً از انعکاس صحبت کرد شاید غلطیدن عبارت مناسبتری باشد. به استثنای امواج بلند میزان انعکاس موج با طول موج آن و قابلیت هدایت زمین و زاویه تابش افزایش می یابد. برای مثال اگر امواج با فرکانس بالای 10^{10} هرتز با زاویه 90° درجه به سطح آب بتابند به طور کامل منعکس می شوند [HILL 1966].

به طوری که در بخش ۳ - ۷ دیدیم روش های مدرن تعیین فاصله مبتنی بر اندازه گیری زمان انتشار یک موج الکترومغناطییک بین دو نقطه می باشد. متأسفانه سرعت انتشار امواج در محیط های مختلف، متفاوت می باشد. بالاترین سرعت، C ، به اندازه 299792458 ± 12 متر در ثانیه برآورد شده که عبارتست از سرعت موج الکترومغناطییک در خلأ. در اندازه گیری ابتدا باید در نظر گرفت که جهت موج نیز از محیطی به محیط دیگر عوض می شود حتی موج مستقیم هم در محیط انکسار (انحناء) پیدا می کند. انکسار و تغییر سرعت انتشار یک موج مستقیم با هم ارتباط نزدیک دارند. از هر دو با عنوان انکسار نام می برند. منظور از انکسار یک موج زمین

تنها تغییر سرعت آن می باشد چرا که انکسار به معنی تغییر جهت در مورد این موج مفهوم ندارد. در این مرحله بجاست که ضریب انکسار، m را که به صورت زیر تعریف می شود معرفی کنیم

(۹-۵)

$$n = c/v.$$

از آنجائی که سرعت واقعی v همیشه از C کوچکتر است بنابراین m همیشه کمی بزرگتر از واحد می باشد. ضریب شکست n بستگی شدیدی به دانسیته (σ) محیط داشته و بستگی ضعیفی به طور موج سیگنال منتشر شونده دارد. به طوری که بعداً می بینیم در طبقه یونسفر ضریب شکست برای امواج مودوله شده کمی کمتر از واحد است برای اینکه سرعت آنها به گونه ای دیگر تعبیر می شود.

رابطه بین ضریب شکست n و دانسیته σ توسط فرمول Loreny-Loreny به صورت زیر بیان می شود.

[MENZEL 1955]

(۹-۶)

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \sigma r_1$$

که در آن r عبارتست از قابلیت انکسار ویژه هوا و تقریباً برای باند معمولی از طول موج ها ثابت می باشد. از تجربیاتی که در طبقه تروپوسفر انجام شده به این نتیجه رسیده اند که ضریب شکست هوا (n) عددی بین ۱ و ۱/۰۰۰۳ می باشد [HOTINE 1969]. برای n واقع در فاصله فوق فرمول ۹-۶ را می توان با حفظ دقت زیاد به صورت تقریبی زیر که در طبقه تروپوسفر با دانسیته σ صادق است نوشت.

(۹-۷)

$$n - 1 \doteq \frac{3}{2} \sigma_0 r.$$

به علت کوچک بودن سرعت v از سرعت C ، زمانی که موج الکترومغناطیس مسافت بین دو نقطه را در آتمسفر طی می کند بیشتر از زمان لازم برای طی آن مسافت در خلاء می باشد. بنابراین مسافت ظاهراً بیش از مقدار واقعی اش نمایان می شود. یعنی هر چه مسافت نزدیک به سطح زمین (طبقات سنگین تر هوا) باشد طولانی تر به نظر می رسد. البته موضوع به سادگی فوق نبوده بلکه خیلی پیچیده است چرا که دانسیته (σ) و در نتیجه ضریب شکست (n) هوا دارای تغییرات نامنظم می باشد.

قانون کلی حاکم بر شکل هندسی مسیر یک موج مستقیم توسط فرما (Fermat) فرموله شده است. اصل فرما تغییری از اصلی خیلی کلی تر می نیمم انرژی هامیلتون (Hamilton) می باشد [CONDON AND ODISHAW 1967]. بنابه اصل فرما نور فاصله بین دو نقطه را از مسیر طی می کند که زمان لازم برای پیمودن آن می نیمم باشد. اگر فرض کنیم موجی مسافت بسیار کوچک ds را در زمان بسیار کوچک dz طی کرده باشد سرعت لحظه ای موج را

می توان به صورت زیر نوشت

$$v = \frac{dS}{d\tau} \quad (۹-۸)$$

با جایگزینی c/n باری v از فرمول ۵-۹ و انتگرال گیری فرمول فوق در مسیر C بین دو نقطه P_1 و P_2 به نتیجه زیر می رسیم.

$$(\tau_2 - \tau_1)_e = \frac{1}{c} \int_C n dS. \quad (۹-۹)$$

که در آن $\tau_1 - \tau_2$ زمان لازم برای طی مسیر e می باشد. موج الکترومغناطیس مستقیم مسیر e را که در آن انتگرال فوق می نیمم می باشد طی می کند. شکل ۴-۹ را ملاحظه کنید. حاصل ضرب $C(z_2 - z_1)$ ، طول مسیر می نیمم می باشد که آن را در اپتیک eikonal می نامند.

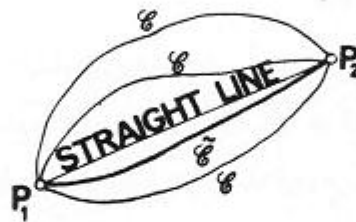


FIG. 9.5. Fermat's principle.

شکل ۵-۹ - اصل فرما

منحنی فضائی (مسیر $\vec{r}(s)$) مسیر می نیمم را می توان از حل مسئله فرموله شده با معادله (۹-۹) به دست آورد. با در نظر گرفتن یک سیستم مختصات کارتزین اختیاری و با در نظر گرفتن اینکه ضریب شکست n تابعی از موقعیت می باشد، $n = n(\vec{r})$ ، معادله دیفرانسیل زیر را می توان برای منحنی مزبور نوشت [MENZEL 1955].

$$\frac{d}{ds} \left(n \frac{d\vec{r}}{ds} \right) - \text{grad } n = 0. \quad (۹-۱۰)$$

بدیهی است که منحنی حاصل، $\vec{r}(s)$ ، بستگی به n داشته و دارای هم انحناء و هم پیچش بوده و طول آن از فرمول ۹-۹ به دست می آید.

مقدار انحراف کوتاهترین مسیر (مسیر با زمان می نیمم) از خط مستقیم هندسی بین دو نقطه P_1 و P_2 در

تعیین امتدادها از اهمیت خاصی برخوردار است. در حل معادله دیفرانسیل ۹ - ۱۰ علاوه بر طول موج الکترومغناطییک لازم است اطلاعات کامل از پخش دانسیته σ_h در امتداد مسیر داشته باشیم. اما σ_h مستقیماً قابل اندازه گیری نیست می توان آن را از فرمول ۴ - ۹ با اندازه گیری درجه حرارت و فشار هوا و فشار جزئی بخار آب موجود در هوا بدست آورد. در عمل بدست آوردن اطلاعات فوق ساده نیست بنابراین راه ساده عملی زیر را برای تعیین و مسیر $r(s)$ بکار می برند.

برای شروع، دو صفحه عمودی و افقی مار بر دو نقطه P_1 و P_2 دو انتهای مسیر را در نظر می گیریم (شکل ۶ - ۹). در بخش ۱ - ۹ دیدیم که عمده تغییرات دانسیته هوا در جهت عمودی است.

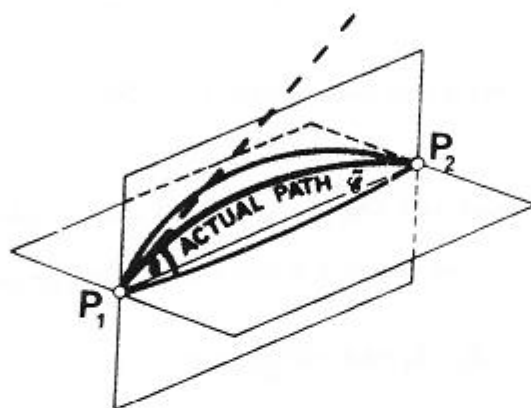


FIG. 9.6. Vertical and horizontal refraction.

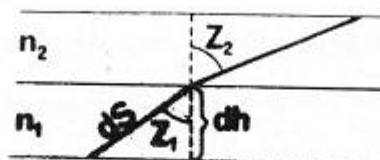
شکل ۶ - ۹ - انکسار عمودی و افقی

بنابراین مسیر موج بیشتر در جهت قائم منکسر می باشد یعنی تصویر مسیر در صفحه قائم به مراتب دارای انحناء بیشتری نسبت به تصویر آن در صفحه افقی می باشد. به عبارت دیگر زاویه بین خط مستقیم P_1P_2 و مسیر واقعی θ یعنی زاویه انکسار در جهت قائم بزرگتر است. مشاهدات نشان می دهد که زاویه انکسار در جهت عمودی حدود ده برابر زاویه انکسار در جهت افقی می باشد. زاویه انکسار (v) بزرگتر از یک دقیقه نیز مشاهده شده است [PELIKAN, 1967]. اکثراً زوایای انکسار در حدود ده ثانیه می باشند.

واضح است که در تقریب اول می توان دانسیته هوا را در جهت افقی ثابت در نظر گرفت یعنی فرض کرد که آتمسفر از طبقات افقی هم دانسیته ولی با دانسیته متغیر در جهت عمودی تشکیل شده باشد. اگر این مدل را برای آتمسفر واقع بین دو نقطه P_1 و P_2 قبول کنیم در آن موقع انحناء مسیر را در جهت قائم به صورت زیر به

دست می آوریم. طبق قانون Snell نور در عبور خود از مرز دو طبقه با ضریب شکست های متفاوت n_1 و n_2 چنان منکسر می شود که معادله زیر در بین زاویه تابش و انکسار آن برقرار است [DRUDE 1959].

$$n_1 \sin Z_1 = n_2 \sin Z_2. \quad (9-11)$$



شکل ۷ - ۹ انکسار در مرز بین دو لایه

با در نظر گرفتن ضخامت لایه n_1 به اندازه بسیار کوچک dh و همچنین با در نظر گرفتن اینکه ضریب شکست n به طور پیوسته تغییر می کند یعنی $n_2 - n_1 = dh$ می توان از معادله ۹ - ۱۱ به نتیجه

$$Z_2 - Z_1 = dZ \doteq - \frac{dn}{n} \tan Z. \quad (9-12)$$

رسید. از طرف دیگر شعاع انحناء مسیر در نقطه p از فرمول زیر محاسبه می شود.

$$\frac{1}{R} = \frac{dZ}{ds}. \quad (9-13)$$

با در نظر گرفتن تساوی $ds \cos Z = dh$ نتیجه زیر حاصل می شود.

$$\boxed{\frac{1}{R} \doteq - \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} \sin Z.} \quad (9-14)$$

ملاحظه می کنید که انکسار عمود، مثل کاهش سرعت انتشار، وقتی موج جهت افقی ($Z \rightarrow \pi/2$) را طی می کند تشدید می گردد. اما در جهت عمودی ($Z \rightarrow 0$)، برعکس کاهش سرعت انتشار، بطور کلی (در تقریب اول) انکسار از بین می رود.

در اغلب موارد عملی کافیت که مسیر موج الکترومغناطیک مستقیم بین دو نقطه نزدیک به زمین را دایره در

نظر بگیریم. یعنی فرض می‌کنیم که انحناء مسیر بین دو نقطه ثابت می‌باشد. این وضعیت در شکل ۸ - ۹ نشان داده شده است.

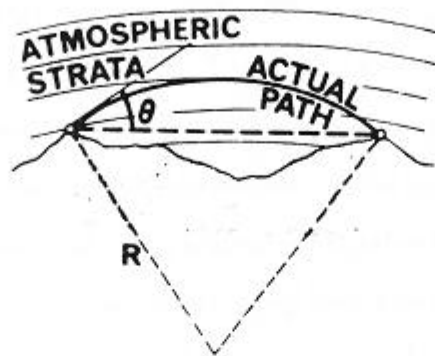


FIG. 9.8. Simplified model of vertical refraction.

شکل ۸ - ۹

بدیهی است که در طبقات پائین آتمسفر پدیده انکسار شدیدتر است. بدین جهت انکسار را در طبقه پائین، انکسار تروپوسفری می‌نامند. بالای ارتفاع ۳۰ کیلومتری زمین انکسار به اندازه‌ای ضعیف است که می‌توان از همه آنها به طرز کلی صرف‌نظر کرد. از طرف دیگر وقتی امواج الکترومغناطیسی به طبقات بالا جانی که هوا از یونها غنی است مخصوصاً طبقه یونسفر می‌رسند پدیده دیگری روی می‌دهد. اگر موجی با فرکانس بالاتر از 3×10^7 هرتز از آتمسفر عبور کند سرعت انتشار آن تحت تاثیر یونها قرار می‌گیرد به طوری که تا حدودی سرعت تابع فرکانس می‌گردد. بنابراین اگر امواجی با هم وارد طبقه یونسفر شوند تحت تاثیر یونها تجزیه (dispersion) می‌شوند چرا که ضریب انکسار برای هر کدام از موج‌ها متفاوت بوده و تابع فرکانس آنها می‌باشد [WEIFFENBACH 1967].

$$n = \sqrt{1 - \frac{f_N^2}{\alpha f^2}} \quad (۹ - ۱۵)$$

f_N عبارتست از فرکانس رزونانس پلاسمای الکترون در طبقه یونسفر که بستگی به دانسیته الکترونی طبقه داشته و با زمان و موقعیت عوض می‌شود. f عبارتست از فرکانس موج الکترومغناطیسی و α تابعی از جهت انتشار موج و میل و شدت میدان مغناطیسی زمین می‌باشد. از آنجائی که محیط یونسفر باعث تجزیه امواج

الکترومانیٹیک می شود ضریب n (فرمول ۱۵ - ۹) را ضریب انکسار یونسفری می نامند.

به طوری که قبلاً نیز دیدیم ضریب انکسار یونسفری برای امواج مودوله شده کوچکتر از واحد است در این صورت سرعت انتشار بزرگتر از C (سرعت در خلاء) خواهد بود (مخالفتی روشن در مقابل یکی از اساسی ترین فرضیه های فیزیک). در یک موج مودوله شده روش مدولاسیون است که حامل اطلاعات می باشد. از آنجائی که که روش مدولاسیون از اختلاط چند لوح ساده (تشکیل گروهی از امواج) بوجود آمده، سرعت انتشار آن بستگی به سرعت موج مودوله شده و همینطور بستگی به کاهش نسبی سرعت امواج تشکیل دهنده گروه دارد. سرعت پوش مدولاسیون و یا سرعت گروهی است که بیشتر از c (سرعت در خلاء) می باشد [LE MEHAUTE 1976].

قبلاً دیده ایم که آب منعکس کننده بسیار خوبی برای امواج الکترومانیٹیک می باشد. آب محیط خوبی برای انتشار امواج الکترومانیٹیک نیست چرا که خیلی هادی تر از هوا است. و همین طور بخاطر قابلیت هدایت زیادش سعی دارد به سرعت انتشار امواج الکترومانیٹیک را تضعیف نماید. امواج با فرکانس بالاتر بیشتر تضعیف می شوند. به طوری که فرکانس های بالاتر از فرکانس های صوتی امکان نفوذ در آب را ندارند. سرعت انتشار موج در آب برعکس هوا بستگی شدیدی با فرکانس W دارد [HILL, 1966].

(۱۶ - ۹)

$$v = \sqrt{2\omega / (\lambda \mu)},$$

λ و μ در فرمول فوق به ترتیب قابلیت هدایت و قابلیت نفوذ مغناطیسی می باشند سرعت انتشار برای فرکانس یک هرتز تقریباً برابر با سرعت انتشار صدا می باشد.

صدا در آب بهتر منتشر می شود، سرعت انتشار در حدود ۱۵۵۰ متر در ثانیه می باشد. سرعت انتشار صدا به طور قابل ملاحظه با تغییر درجه حرارت آب تغییر می کند اما تغییرات چندانی نسبت به تغییرات فشار و درجه شوری آب ندارد. روابط تئوری بین سرعت و پارامترهای یاد شده آب موجود نیست. بجای آن فرمول های تجربی مورد استفاده قرار می گیرند. بخش ۴ - ۱۹.

تضعیف امواج صوتی در آب در اثر پخش و جذب انرژی کمتر از امواج الکترومانیٹیک است. علت اصلی تضعیف، پخش موج روی کف ناصاف و کمی به علت پخش روی سطح ناصاف آب می باشد. پخش روی حباب های هوای موجود در آب نیز شاید قابل ملاحظه باشد.

قوانین انعکاس و انکسار امواج صوتی در آب نظیر قوانین حاکم بر امواج الکترومانیٹیک می باشد. بنابراین هر دو کف و سطح آب صدا را منعکس می کنند و در نتیجه صدا به فرم هایی که در شکل های ۹ - ۹ و ۱۰ - ۹ نشان داده شده است منتشر می شود. در بعضی شرایط خاص موقعی که آب متشکل از لایه های مختلف از جمله

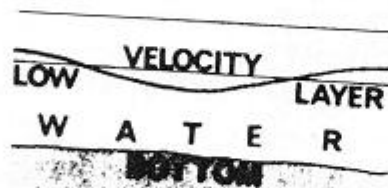
لایه‌ای با خاصیت سرعت انتشار پائین در اعماق خود می‌باشد، صدا از طریق این لایه منتشر خواهد شد. چرا که از این طریق تضعیف در اثر پخش کمتر خواهد شد به طوری که صدا می‌تواند چندین صد و یا هزار کیلومتر را از این طریق بپیماید.



شکل ۹-۹ - انتشار صدا در آب وقتی سرعت در عمق کاهش یابد



شکل ۹-۱۰ - انتشار صدا در آب وقتی سرعت در عمق افزایش یابد



شکل ۹-۱۱ - انتشار صدا در لایه با سرعت پائین

۳-۹- تغییرات لحظه‌ای آتمسفر

منظور از تغییرات لحظه‌ای آتمسفر یا دینامیک آتمسفر یعنی حرکت ذرات هوا یا تغییرات لحظه‌ای در دانسیته هوا. هر دو اینها بیانگر یک پدیده بیشتر نیستند. تغییرات دانسیته بدنبال باد که نتیجه تغییرات درجه حرارت و فشار می‌باشد روی می‌دهد. مبحث دینامیک هوا در کل خیلی پیچیده است. از آنجائی که بحث دینامیک هوا بطور مستقیم مربوط به ژئودزی نیست بررسی عمیق در آن خارج از حوصله این کتاب می‌باشد. خوانندگان علاقمند می‌توانند موضوع دینامیک هوا را در [MALONE 1951] و یا سایر نشریات مربوطه دنبال کنند. در زیر خلاصه‌ای از پدیده‌های دینامیک هوا مورد استفاده در کارهای ژئودزی را ملاحظه می‌کنید. حرکت هوا را در سطح جهانی تقریباً با چهار معادله زیر بیان می‌کنند. نخست معادله هیدرودینامیکی حرکت [MENZEL 1955].

$$\dot{\vec{v}} = -2\vec{\omega} \times \vec{v} - \frac{1}{\sigma_a} \nabla p - \vec{g} + \vec{F}, \quad (9-17)$$

در فرمول فوق $\vec{v}$ سرعت حرکت ذرات هوا و $\vec{F}$ شتابی که بیانگر فشارهای داخلی و چسبندگی در هوا می‌باشد. مابقی علامت‌ها دارای معانی قبلی خود می‌باشند مثلاً $\vec{W}$ بردار سرعت زاویه‌ای زمین می‌باشد. دو ترم اول در طرف ثانی معادله فوق قسمت اعظم حرکت را نشان می‌دهند. اولین ترم بنام شتاب Coriolis و دومین ترم شتاب تغییرات فشار می‌باشد.

معادله دوم بنام معادله پیوستگی (equation of continuity) که نشان دهنده بقاء توده هوا موقع حرکت آن می‌باشد.

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \sigma_a \vec{v} = 0, \quad (9-18)$$

معادله سوم همان اولین قانون هیدرودینامیک می‌باشد [MENZEL 1955].

$$dq = C_p dT - \frac{1}{\sigma_a} dp, \quad (9-19)$$

در فرمول فوق dq افزایش گرمای هوا در اثر افزایش درجه حرارت dT و تغییر فشار به اندازه dp می‌باشد.

C_p گرمای ویژه هوا در فشار ثابت P می باشد معادله چهارم همان معادله حالت ۳ - ۹ یا ۴ - ۹ می باشد. راه حل تحلیلی چهار معادله دیفرانسیل مذکور زیاد از نظر فیزیکی مفهومی نخواهد داشت چرا که معادلات مذکور به طور کامل بیانگر واقعیت های فیزیک نیستند. علاوه بر آن اطلاعاتی از شرایط مرزی معادلات مذکور در دست نیست. تنها راه حل خصوصی با استفاده از مشاهدات انجام شده در تروپوسفر دنبال می شود. به عنوان مثال با علم به اینکه مؤلفه قائم شتاب حرکت هوا در طبقه تروپوسفر خیلی کوچک است [CHAPMAN AND LINDZEN 1970] و با صرف نظر کردن از شتاب های داخلی $\vec{F}$ و با در نظر گرفتن تنها مؤلفه های افقی بردار $\vec{v}$ معادله ۱۷ - ۹ به صورت زیر در می آید.

$$\vec{v}_{hor} \approx -2(\vec{\omega} \times \vec{v})_{hor} - \frac{1}{\sigma_a} (\nabla p)_{hor} \quad (9-20)$$

برای یک جریان مداوم (با سرعت ثابت) باد، که از جریانات عادی طبقه تروپوسفر است، شتاب $\vec{v}$ معادل صفر است یعنی طرف اول معادله ۲۰ - ۹ مساوی صفر می باشد. بنابراین معادله ۲۰ - ۹ با طرف اول صفر، معادله حرکت بادهای ژئوستروفیک (geostrophic) خواهد بود. واضح است که بادهای ژئوستروفیک در شرایطی اتفاق می افتد که شتاب Coriolis. شتاب تغییرات فشار را خنثی نماید و فشار و درجه حرارت، تغییرات لحظه ای قابل اغماضی داشته باشند. باد ژئوستروفیکی نمایانگر وضعیت واقعی آتشفشان می باشد. بنابراین [PETTERSEN 1969] در حدود هفتاد درصد حرکت هوا را در دریاهای ژئوستروفیکی باعث می شوند. مابقی در اثر حرکت های شتابنده که مورد بحث ما در اینجا نیست اتفاق می افتد. معادله حرکت بادهای ژئوستروفیکی را می توان به صورت ساده ای نیز نوشت. مثلاً در یک سیستم مختصات کارتزین سمت راستی که محور y آن را به طرف شمال و محور x به طرف شرق می باشد مؤلفه های سرعت باد ژئوستروفیکی به صورت زیر خواهند بود.

$$v_N = \frac{1}{2\sigma_a \omega \sin \phi} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}, \quad v_E = \frac{-1}{2\sigma_a \omega \sin \phi} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} \quad (9-21)$$

که در آن v_N و v_E مؤلفه های افقی و در امتداد های شرقی - غربی و شمالی - جنوبی سرعت باد ژئوستروفیکی و ϕ عرض جغرافیائی می باشد.

مدل گردش جهانی بادهای ژئوستروفیکی و بادهای حرارتی جالب توجه می باشند در شکل ۱۲ - ۹ شمای کلی

این گردش‌ها را که در نیمکره شمالی مشاهده شده است ملاحظه می‌کنید [ROSSBY 1941]. در این شکل اثر نیروی Coriolis (جابجایی به طرف غرب جریانی‌های شمالی و جابجایی به طرف شرق جریانی‌های جنوبی) را مشاهده می‌کنید. خوانندگان علاقمند می‌توانند در شکل ۹-۱۲ و ۹-۳ را مقایسه کنند. گردش واقعی هوا در حقیقت ترکیبی است از گردش‌های مذکور و سایر حرکت‌های منظم و غیر منظم هوا.

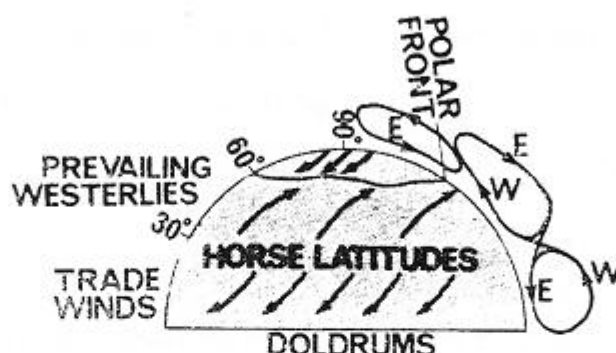


FIG. 9.12. Global circulation pattern for the Northern Hemisphere.

شکل ۹-۱۲

آخرین پدیده قابل ذکر در اینجا جذر و مد آتمسفر می‌باشد. آتمسفر در اثر تغییر شکل پریودیک توده‌های آن دارای اثر جذر و مد می‌باشد. این تغییرات اساساً به علت تغییرات حرارتی روی می‌دهند [CHAPMAN AND LINDZEN 1970]. فرکانس عمده این تغییرات (جذر و مد) نصف روز خورشیدی است (مؤلفه S_2 جذر و مد، بخش ۱-۸) می‌باشد. مقدار تغییر پریودیک (با فرکانس فوق) فشار را در سطح جهانی در شکل ۹-۱۳ ملاحظه کنید این نقشه توسط HAURWITZ [1965] تهیه شده است. البته تغییرات جذر و مدی با فرکانس‌های دیگر نیز موجودات اما به علت کوچک بودن دامنه‌شان قابل تشخیص از سایر پدیده‌ها نیستند.

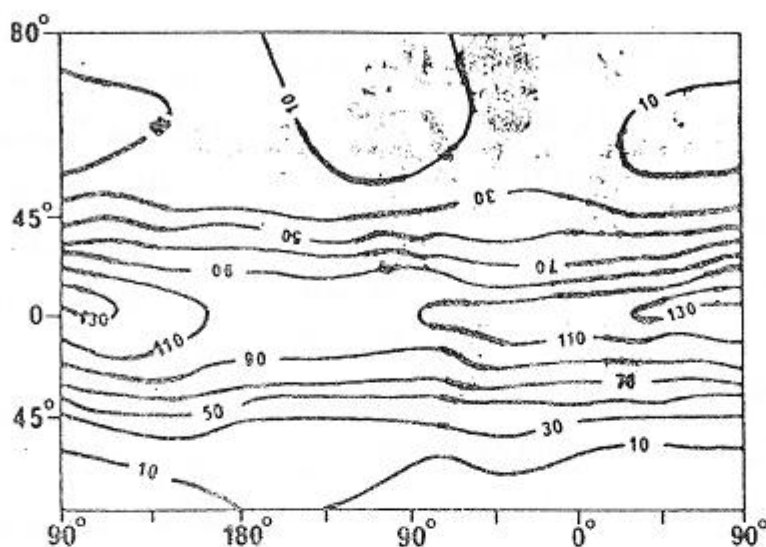


FIG. 9.13. Amplitude of solar semidiurnal atmospheric tide. Contours in microbars.

شکل ۱۳ - ۹

۴ - ۹ - میدان جاذبه حاصل از آتمسفر

از آنجائی که توده آتمسفر دارای جرم می باشد، تقریباً برابر $5/24 \times 10^{18}$ کیلوگرم [COSPAR 1965]، بنابراین دارای جاذبه نیز می باشد. جرم آتمسفر تقریباً $10^{-6} \times 0/89$ برابر جرم زمین می باشد. به طوری که قبلاً دیدیم شتاب جاذبه و پتانسیل جاذبه نواحی خطی از جرم جسم جذب کننده می باشند. بنابراین اثر جاذبه زمین و آتمسفر آن در یک ماهواره، که خارج از آتمسفر دور زمین حرکت می کند، $1/00000089$ مرتبه بزرگتر از اثر جاذبه تنها زمین در آن ماهواره خواهد بود.

در بررسی میدان جاذبه زمین در سطح و بالای سطح آن اغلب (قسمت ۷ کتاب) لازم است که فضای اطراف زمین را خالی از هر جرم فرض کنیم. بنابراین در این موارد باید شتاب جاذبه مشاهده شده در سطح زمین را نسبت به تاثیر آتمسفر تصحیح کرد. این تصحیح مخصوصاً موقع مقایسه دتاهای جاذبه ماهواره ای و زمینی باید در نظر گرفته شود. تصحیح آتمسفری مرتبه اول جاذبه به میزان $0/87$ میلی گال است که باید روی تمام جاذبه های مشاهده شده در سطح زمین افزوده شود افزایش چنین مقداری به شتاب جاذبه مشاهده شده مثل این است که تمام آتمسفر را به طور ریاضی از اطراف زمین به مرکز ثقل آن انتقال داده باشیم.

تصحیح آتمسفری مرتبه اول روی پتانسیل جاذبه معادل تقریباً پنج متر جابجائی ارتفاعی سطوح هم پتانسیل

می باشد. این جابجائی در مورد ژئوئید مفهومی ندارد چرا که ژئوئید با سطح متوسط دریاها تعریف می شود (بخش ۴ - ۶).

بنابراین تاثیر جاذبه آتمسفر روی ژئوئید فقط به صورت تعویض یکنواخت پتانسیل آن خواهد بود. برای اعمال تصحیح آتمسفری روی مشاهدات جاذبه در بالای سطح زمین (در ارتفاع) کافی است اثر جاذبه طبقات آتمسفر واقع در ارتفاعات بالای نقطه مشاهده را محاسبه کرده روی مقدار جاذبه مشاهده شده اضافه کنیم چرا که اثر جاذبه طبقات آتمسفر باقی مانده در زیر نقطه خود در مقدار جاذبه مشاهده شده موجود می باشند. تصحیح نظیر فوق را باید روی شتاب جاذبه مشاهده شده در فضا نیز اعمال کرد. جداولی موجودند که تصحیحات آتمسفری جاذبه را برحسب ارتفاع می دهد [IAIG 1971].

می توان نشان داد که پتانسیل جاذبه یک حفره کروی یا بیضوی که از پوسته های هم دانسیته (بخش یکنواخت جرم) تشکیل شده اند در داخل حفره ثابت می باشد [MACMILLAND 1930]. بنابراین اگر آتمسفر را متشکل از طبقات کروی یا بیضوی هم دانسیته در نظر بگیریم، تصحیح آتمسفری جاذبه برای تمام نقاط هم ارتفاع یکسان خواهد بود. این تصحیح همان تصحیح آتمسفری مرتبه اول جاذبه می باشد اما آتمسفر واقعی نه به طور جانبی دارای بخش دانسیته یکنواخت است و نه دارای شکل منظم می باشد. مخصوصاً طبقات پائین آن خیلی نامنظم بوده و در واقع شکل توپوگرافی زمین را دارد. بدین جهت تاثیر جاذبه آتمسفری حتی برای نقاط هم ارتفاع یکسان نیست. بنابراین تصحیح دیگری بنام تصحیح جاذبه آتمسفری مرتبه دوم بکار می آید. مقدار این تصحیح بنا به ANDERSON [1975] در شکل ۱۴ - ۹ نشان داده شده است. با وجود فرعی دانستن حالت عمومی در محاسبه تصحیحات نقشه ۱۴ - ۹ وابستگی منحنی تصحیحات با توپوگرافی کاملاً از نقشه پیداست.

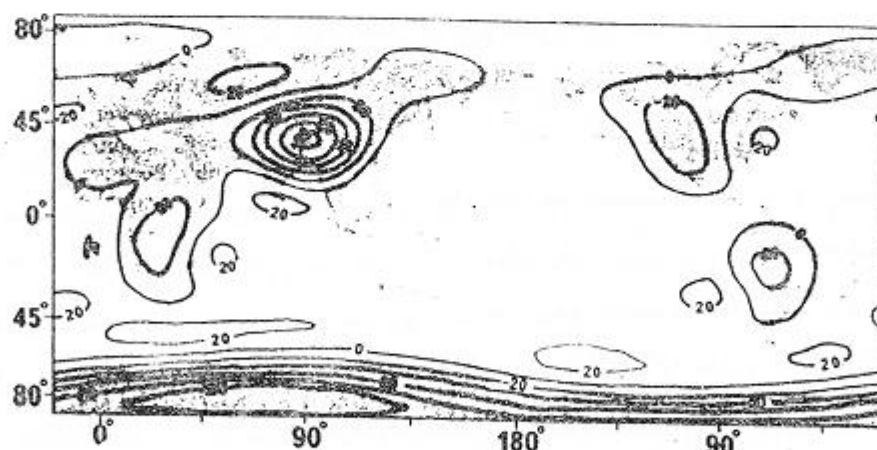


FIG. 9.14. Second-order atmospheric gravitational effect. Contours in microgals.

شکل ۱۴ - ۹

تأثیر جاذبه آتمسفری مرتبه دوم پتانسیل را هم به طور نامنظم تغییر خواهد داد. بنابراین شکل ژئوئید تغییر خواهد کرد. پس باید تصحیح ناشی از تأثیر فوق را در شکل ژئوئید اعمال کرد. مقدار این تصحیح حداکثر ده درصد تصحیح مرتبه اول می باشد.

تصحیح مرتبه دوم روی ژئوئید را طبق محاسبات [ANDERSON ETAL 1973] در شکل ۱۵ - ۹ می بینید. در این شکل نیز می توان وابستگی منحنی تصحیحات را با توپوگرافی زمین مشاهده کرد. البته باید در نظر داشت که لزوم یا عدم لزوم اعمال این تصحیح و حتی تصحیح مرتبه اول بستگی به مورد استفاده ژئوئید دارد. در این مورد در بخش ۴ و ۲۴ صحبت خواهیم کرد.

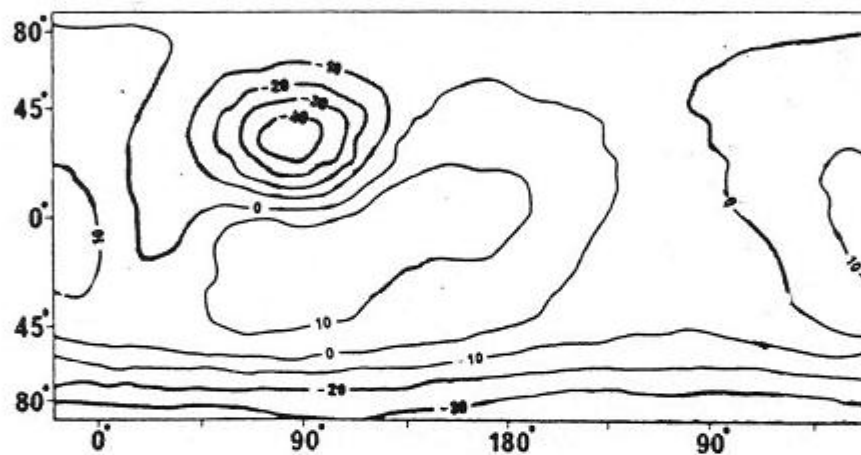


FIG. 9.15. Second-order atmospheric effect on the geoid determined from terrestrial gravity. Contours in centimetres.

شکل ۱۵ - ۹