بسم الله الرحمن الرحيم

دانشگاه زنجان

دانشکده علوم

گروه فیزیک

بررسی نوسانات آزاد زمین در حضور چرخش

پایان نامه کارشناسی ارشد

هاجر بنائی

استاد راهنما:

دکتر یوسفعلی عابدینی

مهر ۱۳۹۱

تقدیم به:

پدر و مادر عزیزم

همسر مهربانم

و دختر نازنینم نگار

تشکر و قدردانی

شکر و سپاس خدای را که با الطاف ربانی‌اش توفیق داد تا این مجموعـه را بـه پایـان رسـانده و ازخداوند منان توفیق و سعادت همه پویندگان و رهروان علم و دانش‌را خواهانیم.

اینک که حاصل همه تلاشها، مثمر ثمر واقع شد بر خود فرض می دانم که در کمال ادب و احترام مراتب سپاس و قدردانی‌خالصانه و صمیمانه را از همه کـسانیکه بنده را در ایـن مسیریاری نموده اند ابراز دارم.

از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر عابدینی که با راهنمایی های بی دریغشان ، همواره نگارنده را مورد لطف و محبت خود قرار داده اند و از اساتید داور جناب آقای دکتر بازرگان و دکتر بیگدلی که زحمت داوری را تقبل فرمودند کمال تشکر را دارم.

از پدر و مادر عزیزم که نفس خیرشان و دعای روح پرورشان بدرقه ی راهم بود و از همسر مهربانم که در تمام طول تحصیل همراه و همگام من بوده است تقدیر و تشکر می نمایم.

چکیده

یکی از پیشرفتهای بزرگ فیزیک زمین جامد، یافته‌ی بنیوف (۱۹۵۴) در زمین لرزه ۱۹۵۲ کامچاتکا بود که در آن نوسانی با دوره تناوب ۵۷ دقیقه مشاهده کرد و آن را نوسان آزاد زمین دانست. از آن پس جنبه‌های گوناگون این مسأله توسط افراد مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. و حاصل آن طبقه‌بندی وجوه نوسانی به مولفه‌های شعاعی و پیچشی بود. تئوری نوسانات آزاد زمین به طور گسترده‌ای توسط گیلبرت، گوبینز، ثبوتی و دیگران بررسی شده است.

در این پایان‌نامه به دنبال مقاله‌ی ثبوتی که در آن رهیافت ریاضی نوسانات آزاد اجرام زمین گونه مورد مطالعه قرار گرفته است و مقاله‌ی عابدینی، ابتدا نوسانات آزاد زمین واقعی را در یک مدل کروی متقارن، ناچرخنده، کشسان و ایزوتروپ (مدل ***SNREI*** بولن ۱۹۶۸) مطالعه می‌کنیم داده‌های گیلبرت و زیوانسکی از ساختار درونی زمین در این محاسبات عددی مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج تحلیلی نشانگر سه نوع وجوه صوتی P، گرانشی g و چنبره‌ای t برای نوسانات زمین است.

سپس در بخش دیگر این کار، با فرض یک مدل واقعی‌تر برای زمین، یعنی با در نظر گرفتن نیروی کوریولیس و چرخش زمین و بدست‌آوردن یک معادله حالت مناسب‌تر برای آن، اثر چرخش را بر روی نوسانات آزاد زمین مطالعه می‌کنیم. نتیجه بررسی نشان میدهد که در حالت غیرچرخشی، مدهای با بسامد پائین، که به صورت تعدادی از خطهای طیفی تبهگن است، بر اثر چرخش زمین به تعدادی از بسامدها شکافته می‌شود. نتایج عددی بدست‌آمده، با داده‌های مشاهده‌ای از زمین لرزه‌های بزرگ تطابق خوبی را نشان میدهد و با تأثیر چرخش زمین در بعضی موارد این مقادیر بدست‌آمده با داده‌های مشاهده‌ای در مقایسه با حالت قبل تطابق بهتری را نشان میدهند.

فهرست

چکیده ۱

مقدمه ۴

فصل اول: امواج لرزه ای و ساختار درونی زمین

۱.۱ انواع موجهای لرزه ای ۱۴

۱.۲ بررسی انواع موج زلزله ۱۵

۱.۳ ساختار درونی زمین ۱۹

۱.۴ مکانیک محیط های کشسان ۲۱

فصل دوم: نوسانات آزاد زمین،معادلات حرکت

۲.۱ معادلات حرکت ۲۶

۲.۲ معادله حالت مناسب برای زمین و محاسبه δp ۲۷

۲.۳ معادله حرکت بدون در نظر گرفتن چرخش ۲۹

۲.۴ فضای هیلبرت ۳۲

۲.۵ قضیه هلمهولتز ۳۳

فصل سوم: اثر چرخش در نوسانات آزاد زمین

۳.۱ مقدمه ۳۷

۳.۲ نحوه وارد کردن چرخش و خطی کردن معادله حرکت ۳۸

۳.۳ وردش معادله حرکت ۴۳

۳.۳.۱ بررسی عبارت I_3 ..... ۴۵

۳. ۴ معرفی ماتریس S ۴۹

۳. ۵ بررسی ماتریس C ۵۰

۳. ۶ بررسی ماتریس W ۵۱

۳. ۷ معرفی ماتریسهای Z و E ۵۲

۳. ۸ تشکیل بلوکهای معادله ماتریسی ۵۳

۳. ۹ بررسی بلوک tt معادله مقدار ویژه ۵۴

۳. ۱۰ بررسی بلوک $t \in$ معادله مقدار ویژه ۵۵

۳. ۱۱ بررسی بلوک $\in\in$ معادله مقدار ویژه ۵۶

۳. ۱۱. ۱ بلوک gp ۵۶

فصل چهارم:نتایج محاسبات عددی و تحلیل آنها

۴. ۱ برنامه نویسی و شرح عملیات محاسباتی ۵۸

۴. ۲ نتایج وجوه p ۶۴

۴. ۳ نتایج وجوه g ۶۹

۴. ۴ نتایج وجوه t ۷۴

۴. ۵ تحلیل نتایج محاسبات عددی ۷۹

پیوست (الف) ۸۳

پیوست (ب) ۸۶

پیوست (ج) ۸۷

مراجع ۱۰۷

مقدمه

م.۱ تاریخچه:

نوسان یک کره جامد کشسان، اولین بار به وسیله ی پواسون در سال ۱۸۲۹ مورد بررسی قرار گرفت. لمب در سال ۱۸۸۲ وجوه ساده‌تری از نوسان یک کره‌ی همگن را مورد بحث قرار داد و بسامدهای اساسی معادله‌ی نوسان را محاسبه کرد. او انواع نوسانات کره را به دو نوع ۱- پیچشی، ۲- کروی وار طبقه‌بندی نمود.

در سال ۱۹۴۱ کاولینگ نوسانات اجرام سماوی سیال را به دو گروه وجوه صوتی (p) و گرانشی (g) طبقه‌بندی کرد [۲]. در سال ۱۹۸۱ ثبوتی نشان داد که این طبقه‌بندی به اعتبار وجود دو نوع نیرو در سیالات است،یعنی وجوه صوتی عمدتاً ناشی از اغتشاش در فشار و وجوه گرانشی عمدتاً ناشی از اغتشاش در چگالی و نیروهای غوطه‌وری می‌باشد.

بالاخره یکی از پیشرفت‌های بزرگ فیزیک زمین جامد، یافته بنیوف (۱۹۵۴) در زمین‌لرزه ۱۹۵۲ کامچاتکا بود که در آن نوسانی با دوره تناوب ۵۷ دقیقه مشاهده کرد [۱و۴]. این دوره بزرگتر از آن بود که به موج کشسان رونده نسبت داده شود. بنیوف معتقد بود که این نوسان، معرف نوسان یک موج ایستاده یا نوسان آزاد زمین است.البته تفسیر نگاشت‌های کامچاتکا بدون ابهام نبود. ولی از سال ۱۹۵۴ تاکنون، نوسان‌های مسلمی شناسایی شده‌اند که با تعدادی از مدهای ارتعاشی متناظر هستند. نگاشت‌های زمین‌لرزه بزرگ شیلی در سال ۱۹۶۰ نوسانات آزاد را به روشنی نشان دادند. که این مشاهدات، آغازی برای شاخه جدیدی از لرزه شناسی به نام لرزه‌شناسی فرکانس‌های خیلی پائین بود.

م.۲ نوسانات آزاد زمین:

لرزه‌شناسی به معنای آنالیز حرکات زمین است که در نتیجه منابع انرژی درون زمین مانند زمین‌لرزه‌ها و انفجارها ایجاد می‌شوند. بیشتر این آشفتگی‌ها ناپایدارند و به استثناء مجاورت زمین، پس از فرو نشستن موج عبوری به حالت اولیه خود باز می‌گردند. این نوسانات باعث ایجاد آشفتگی‌های کشسان کوچک می‌شوند که نه تنها می‌توانند به صورت امواج رونده در زمین وجود داشته باشند، بلکه می‌توانند به صورت امواج ایستا نیز ظاهر شوند.

اگر به یک تار صوتی ضربه ای زده شود نوایی ایجاد می‌شود و اگر با چکش به زنگی نواخته شود صدای آن به گوش می‌رسد. زمین نیز به هنگام زمین‌لرزه‌های بزرگ چنان مغشوش می شود که باعث می‌شود کل زمین مثل یک زنگ به صدا درآید و این نوسان حتی تا مدت چندین روز بعد از زمین لرزه ادامه داشته باشد. این صوت حاصل از ارتعاشات زمین آنقدر کم‌توان است که گوش انسان، قادر به دریافت آن‌ها نیست. اما لرزه‌نگارهای جدید آن‌قدر حساس هستند که این نوسانات با فرکانس کم را تشخیص می‌دهند.امواج رونده‌ای که در اثر زمین لرزه‌های بزرگ ایجاد می‌شوند، هنگامی که به مرزهای زمین می‌رسند بازتاب پیدا می‌کنند و باعث بوجود آمدن امواج ایستا در کل زمین می‌گردند.

در واقع، شکل تقریباً کروی و محدود زمین قیدهای شعاعی و پیرامونی را در حل معادله حرکت مربوط به آن ایجاد می‌کنند. از این دیدگاه، تنها امواج سطحی‌ای که پس از انتشار پیرامون سطح زمین، تداخل سازنده انجام می‌دهند به صورت نوسان‌هایی با دوره تناوب طولانی باقی می‌مانند. در چنین شکل کروی و محدودی، تنها طول موج‌های معینی می‌توانند ایجاد امواج ایستا کنند. زیرا تنها طول موج‌های گسسته‌ای وجود دارند که شرایط مرزی زمین را ارضاء می‌کنند. به این موج‌های ایستاده، نوسانات آزاد یا مدهای نوسانی نرمال سیستم می‌گویند.

نه تنها امواج سطحی، بلکه همه‌ی انواع جابجایی‌های کشسان در طول زمین می توانند ایجاد امواج ایستا نمایند. گرچه امواج سطحی را راحت‌تر می‌توان توسط لرزه‌سنج‌ها آشکار کرد.مدهای نوسانی آزاد، پایه‌ی کاملی را تشکیل می‌دهند که هر آشفتگی کشسان کلی زمین را می‌توان به صورت بسطی از برهم‌نهی مدهای نرمال نوشت.

همچنین مدهای نوسانی آزاد زمین، حاوی اطلاعاتی درباره‌ی ساختار داخلی زمین هستند. و چون کل زمین درگیر نوسانات آزاد است، مدهای نرمال بیشتر به میانگین پارامترهای زمین حساسند تا به مقدار این پارامترها در نقاط خاصی از زمین.

امواج ثبت شده از لرزه‌سنج‌ها، حاوی اطلاعاتی در مورد توزیع چگالی در زمین هستند و به همین دلیل، مدهای نرمال نقش اساسی را در توسعه دانش ما در مورد پارامترهای زمین ایفا می‌کنند.

م.۳ امواج ایستاده یک بعدی:

به عنوان یک مثال از امواج ایستا، حالت یک بعدی و ساده‌ی نوسان یک ریسمان را که دو سر آن بسته است در نظر می‌گیریم. آشفتگی که در طول ریسمان پیش می‌رود ایجاد موج ایستا می‌کند و از آن جایی که طول ریسمان باید کسر درستی از طول موج باشد، بنابراین فقط طول موج‌های معینی مجاز هستند که توسط شرایط مرزی تعیین شوند. طیف این طول موج‌ها گسسته است، اگر چه تعداد آن‌ها همچنان بی‌نهایت است.

حرکت در ریسمان از معادله‌ی موج یک‌بعدی تبعیت می‌کند که در آن c سرعت فاز است.

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{1}{c^2}\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

جواب کلی این معادله به صورت زیر است:

$$u(x,t) = Ae^{i\omega(t+\frac{x}{c})} + Be^{i\omega(t-\frac{x}{c})} + Ce^{-i\omega(t+\frac{x}{c})} + De^{-i\omega(t-\frac{x}{c})}$$

از شرایط مرزی مسأله که ناشی از بسته بودن دو انتهای ریسمان است داریم:

$$u(0,t) = u(L,t) = 0$$

از شرط اول خواهیم داشت:

$$A = -B \quad , \quad C = -D$$

و از شرط دوم در x=Lداریم:

$$(Ae^{i\omega t} - Ce^{-i\omega t})\, 2i\sin(\frac{\omega L}{c}) = 0$$

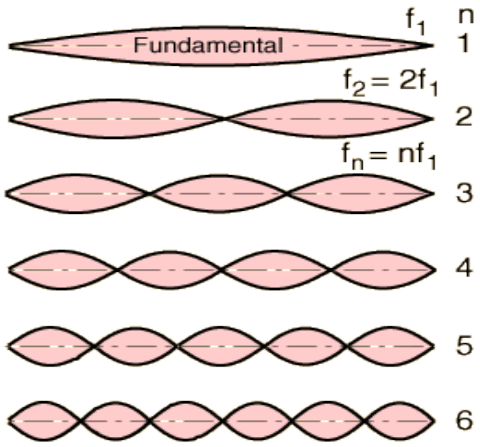
و از حل معادله‌ی بالا داریم:

$$\frac{\omega L}{c} = (n+1)\pi \ , n = 0,1,2,3,\ldots,\infty$$

بنابراین فرکانس‌های این حرکت $\omega_n = \frac{(n+1)\pi c}{L}$ فرکانس‌های ویژه این سیستم مقید نامیده می‌شوند.جابجایی‌های متناظر با این فرکانس‌های ویژه، مدهای نرمال سیستم بوده و به صورت زیر هستند.

$$u = \exp(i\omega_n t)\sin(\omega_n \frac{x}{c})$$

برای n=1 مد پایه یا اصلی را خواهیم داشت و n های بزرگتر مدهای برانگیخته یا فرعی هستند (شکل (م-۱)).

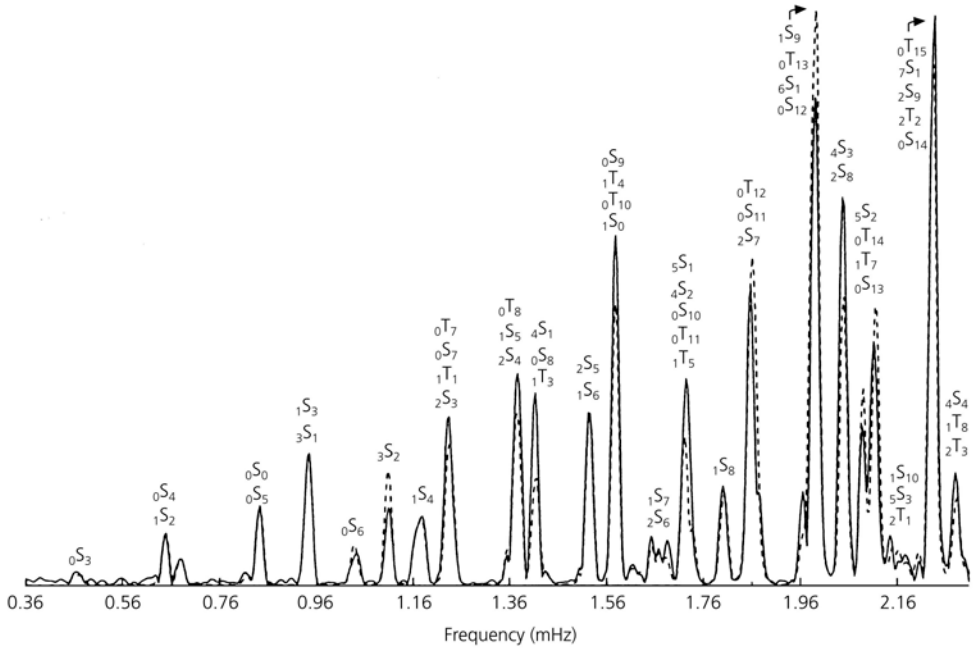


شکل (م-۱) : امواج ایستاده در ریسمان

هر موج‌رونده دیگری را می‌توان به صورت بسط فوریه این فرکانس‌های ویژه نوشت:

$$u(x,t) = \sum_{n=0}^{\infty} (A_n e^{i\omega_n t} + B_n e^{i\omega_n t}) \times \sin(\frac{\omega_n x}{c})$$

چنانچه موج روندهای را که توسط یک لرزهنگار نظری ثبت شده و ساعتها و روزها بعد از زلزله دوام داشته است مانند شکل (م-۲) داشته باشیم، قلههای مجزایی را در فرکانسهای متفاوت، با دامنههای متغیر خواهیم دیدکه اینها، ویژه فرکانسهای سیستم زمین هستند.



شکل (م-۲): طیف توانی لرزهنگاشت

م.۴ مدهای نرمال نوسانات آزاد زمین:

سیستم زمین بسیار پیچیده‌تر از سیستم ریسمان است اما اصول اولیه در هر دو یکسان است. در مورد زمین امواج ایستاده به صورت سه بعدی است و مدهای نرمال نوسانات آزاد زمین از حل معادله موج در مختصات کروی به دست می‌آیند و جواب‌ها به صورت هماهنگ‌های کروی ظاهر می‌شوند. بنابراین هندسه میدان جایجایی بر روی سطح زمین را می‌توان به صورت هماهنگ‌های کروی بر حسب درجه lدر عرض و مرتبه‌ی m در طول جغرافیایی نشان داد. در نتیجه می‌توان هر نوسان با مشخصات (l,m) را به صورت اصلی و یا بسامدهای فرعی نشان داد که l,m اعداد صحیح هستند و $-l \le m \le l$ است.

$$Y_l^m(\theta,\varphi) = (-1)^m \left[\left(\frac{2l+1}{4\pi}\right)\frac{(l-m)!}{(l+m)!} \right]^{1/2} p_l^m(\cos\theta) e^{im\varphi}$$

نوسانات آزاد به دو گروه اساسی طبقه‌بندی می‌شوند:

(۱) مدهای کروی‌وار، که مؤلفه ی حرکتی در راستای شعاع زمین دارند و در آن‌ها مؤلفه‌ی شعاعی تاو جابجایی صفر است، $\nabla \times u = 0$. اما نتایج ثبوتی ، نصیری و عابدینی نشان می‌دهد که مدهای کروی‌وار نیز خود به دو دسته امواج صوتی (p) و امواج گرانشی (g) تقسیم می‌شود[۱۷,۳] .

(۲) نوسانات پیچشی یا چنبره‌ای، که شامل حرکات برشی موازی با سطح زمین می‌شوند و در آن‌ها مؤلفه شعاعی جابجایی صفر است. $u_r = 0$, $\nabla . u = 0$

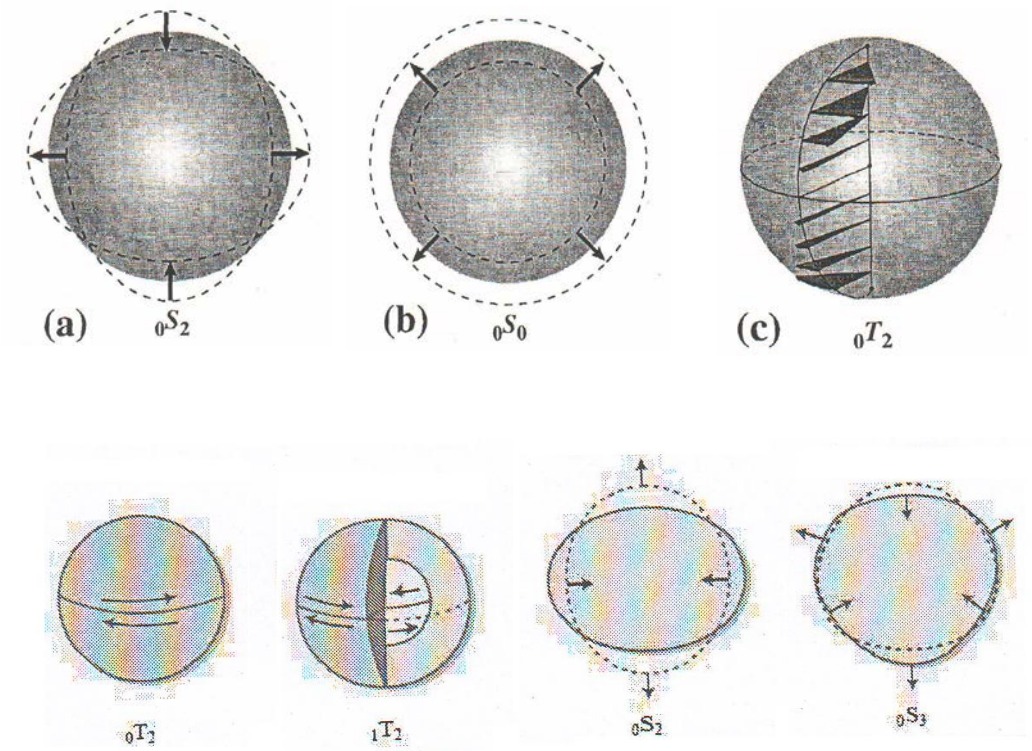
مدهای پیچشی و شعاعی به ترتیب به صورت ${}_nT_l$ و ${}_nS_l$ نمایش داده می‌شوند. که n تعداد گره‌ها در امتداد شعاع زمین و l تعداد صفحه‌های گره‌ای روی سطح زمین را مشخص می‌کند. برای مثال مد ${}_0T_2$ نشانگر حالتی است که در آن نیم‌کره‌های بالایی و پائینی زمین در خلاف جهت هم حرکت می‌کنند و دوره تناوبی حدود ۴۰ دقیقه دارد.

ساده‌ترین مد نوسانی کروی‌وار مد ${}_0S_0$ مربوط به انقباض و انبساط زمین است که اصطلاحاً نفس کشیدن زمین نامیده می‌شود و دوره تناوبی برابر با ۲۰ دقیقه دارد.

مد کروی‌وار دیگر مد ${}_0S_2$ اصطلاحاً مد توپ فوتبال نامیده می‌شود که دوره تناوبی برابر با ۵۴ دقیقه دارد و در آن زمین به صورت یک توپ راگبی تغییر شکل می‌دهد.

مدهای کروی‌وار با $l=0$، صفحه‌های گره‌ای بر روی سطح ندارند و از این رو گاهی مدهای شعاعی نامیده می‌شوند.

در شکل (م-۳)، برخی از انواع نوسانات آزاد زمین نشان داده شده است.[۵]



شکل(م-۳) : نمایش برخی از نوسانات آزاد زمین

م.۵ مدل و روش به کار برده شده در این پایان‌نامه

در این کار نوسانات آزاد زمین را ابتدا در یک مدل کروی متقارن، ناچرخنده، کشسان و ایزوتروپ (**SNREI**) مطالعه می‌کنیم. روش مورد استفاده روشی است که ثبوتی در مورد نوسانات ستارگان به کار برده و آن را به اجرام سماوی زمین‌گونه توسعه داده است [۶].این روش بعداً توسط ایشان و عابدینی برای زمین جامد-مایع بکار برده شده است[۱۸] . سپس با کمی انحراف از این مدل و فرض یک مدل واقعی‌تر که در آن زمین می‌چرخد، نقش نیروی کوریولیس را بر روی نوسانات آزاد زمین بررسی می‌کنیم.

در ضمن برای زمین واقعی از داده‌های گیلبرت و زیوانسکی [۱]، مطابق با ساختار درونی زمین در محاسبات عددی خود استفاده می‌کنیم.

در فصل اول نگاهی کلی به امواج لرزه‌ای و ساختار درونی زمین داریم و مفاهیمی را مطرح می‌کنیم که به عنوان مطالعات پایه در فصل‌های بعدی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

درفصل دوم فیزیک مربوط به نوسانات آزاد زمین رابررسی نموده ایم.

درفصل سوم که اختصاص به موضوع اصلی این پایان نامه دارد، ابتدا اثر چرخش را روی نوسانات آزاد زمین ومعادله حرکت مربوطه اعمال می کنیم. سپس ضمن معرفی ماتریسها ،معادله ویژه مقداری حاصل از حل معادله در حضور چرخش ارائه شده است و در ادامه ،روش محاسبه ویژه مقادیر و ویژه بردارها آورده شده است.

بالاخره درفصل چهارم محاسبات عددی و نتایج آن برای دو حالت بدون درنظرگرفتن چرخش و در حضورچرخش آورده شده و نتایج فوق مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

سپس در ادامه،قسمتی از برنامه کامپیوتری مربوط به محاسبه ی اعضای ماتریسها آورده شده است.

فصل اول

امواج لرزه‌ای و ساختار درونی زمین

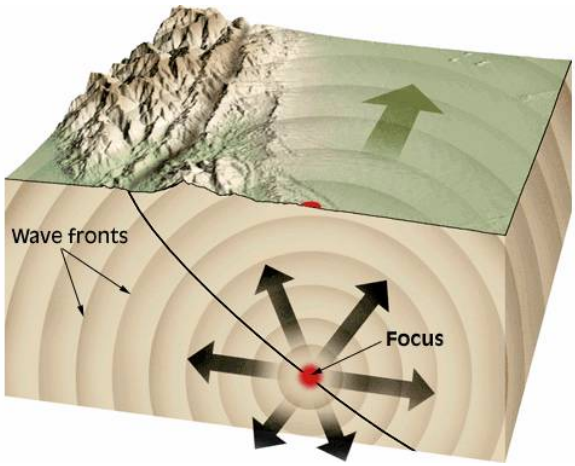
بدیهی است که ساختار درون زمین را نمی‌توان با مشاهدات مستقیم یا حفاری‌ها آشکار کرد. چرا که عمیق‌ترین حفاری ها بوسیله روس‌ها در شبه جزیره کولا در شمال روسیه حدود ۱۲ کیلومتر است (کوزلوفسکی، ۱۹۸۴).یکی از روش‌های پی بردن به ساختمان درونی زمین تحلیل منحنی سرعت در داخل زمین یا لرزه‌شناسی است. که می‌توان از آن اطلاعات خوبی را در مورد ساختمان درون زمین بدست آورد. که اولین بار این کار را بولن (bullen) انجام داد.

کلمه لرزه‌شناسی به معنی مطالعه زمین‌لرزه‌هاست ولی امروزه مطالعه امواج کشسانی را که در اثر زمین‌لرزه ها و انفجارهای مصنوعی ایجاد می‌شوند و نیز بررسی تمام پارامترهایی را که می‌توان از انتشار این امواج استنباط کرد در بر می‌گیرد. بنابراین گستره اطلاعاتی که از طریق لرزه شناسی می‌توان به آن‌ها دست یافت بسیار وسیع است که با استفاده از آنها می‌توان اطلاعاتی از ماهیت درونی زمین بدست آورد.

در اثر زمین‌لرزه‌ها امواجی با دوره تناوب از چند ثانیه تا چندین دقیقه در زمین منتشر می‌شوند. زمین در این محدوده فرکانسی در مقابل این امواج مانند جامدات کشسان رفتار می‌کند. در نتیجه این خاصیت کشسانی، انواع گوناگونی از امواج لرزه‌ای می‌توانند در زمین انتشار یابند و این موضوع باعث می‌شود که حرکات زمین پس از زمین‌لرزه‌ها و انفجارها بسیار پیچیده باشد.

۱.۱ انواع موج های لرزه ای :

بطور کلی پس از اینکه در داخل زمین زلزله‌ای بوجود آمد و انرژی زمین آزاد شد، این انرژی آزاد شده به صورت امواج ارتعاشی در کلیه جهات منتشر شده و انرژی زلزله را با خود منتقل می‌نمایند. (شکل ۱. ۱)، امواج زمین‌لرزه با توجه به حرکتشان در داخل یا سطح زمین به دو دسته امواج داخلی (Body waves) و امواج سطحی (Surface waves) تقسیم می شوند.



شکل (۱. ۱)

امواج داخلی:

امواج داخلی نوعی از امواج لرزه‌ای هستند که در درون زمین حرکت کرده و در تمامی جهات منتشر می‌شوند و با سرعتی بیش از موج‌های سطحی حرکت می‌نمایند. امواج داخلی نیز به دو گروه امواج طولی یا اولیه (Primary waves) و امواج عرضی یا ثانویه (Secondary waves) قابل تقسیم هستند.

امواج سطحی :

امواج سطحی بیشترین انرژی ناشی از تکان‌های کم‌عمق را دارا بوده و عامل اصلی خرابی‌های ناشی از زمین‌لرزه بخصوص در مناطق مسکونی می‌باشند. این گروه از امواج پس از تداخل موج‌های

داخلی در امتداد حد فاصل‌ها، شروع به ارتعاش کرده و عمق نفوذ محدودی دارند. از این‌رو همواره در نزدیکی سطح‌های ناپیوستگی متمرکز می‌شوند.

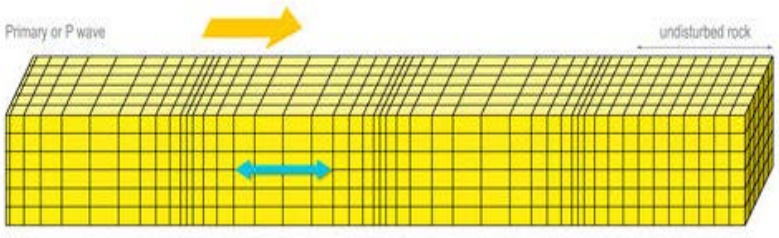
بدین جهت در محیط‌های همگن موج‌های سطحی نخواهیم داشت. این امواج که به نام‌های موج‌های محدود شده و یا موج‌های هدایت شده نیز معروفند، خود به گروه‌های مختلفی مانند موج لاو (Love wave) و موج ریلی (Rayleigh wave) تقسیم می‌شوند.

این امواج توسط ویژگی‌هایی مانند سرعت، دامنه، طول موج، دوره تناوب و فرکانس از یکدیگر تمییز داده می‌شوند.

۲.۱ بررسی انواع موج زلزله:

امواج طولی (P):

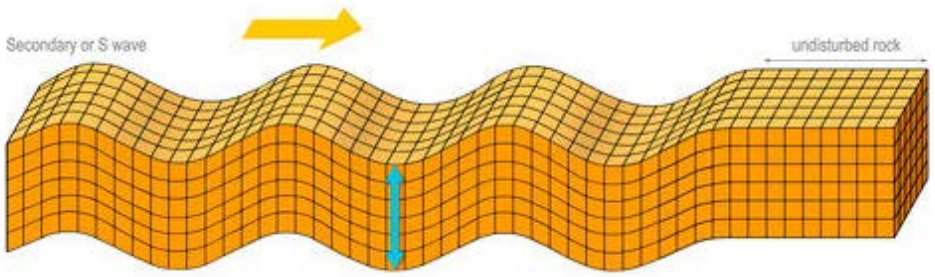
این امواج در اثر تراکم و انبساط محیط کشسان زمین در جهت انتشار موج ایجاد می‌شود. سرعت انتشار این امواج بیشتر از امواج دیگر است و اولین امواجی هستند که به ایستگاه لرزه‌نگار می رسند. این امواج از همه محیط‌هایی که توان تحمل فشار را دارند از جمله گازها، جامدات و مایعات عبور می‌کنند. امواج P، با وجود سرعت بالای انتقال، چون سریع‌تر از امواج دیگر میرا می‌شوند (یعنی انرژی خود را از دست می‌دهند) باعث ایجاد خرابی زیادی در زلزله نمی‌شوند. (شکل ۱. ۲)



شکل (۱. ۲) امواج طولی یا P .

امواج عرضی یا برشی (S):

این امواج در اثر حرکات برشی محیط کشسان، در راستای عمود بر جهت انتشار موج ایجاد می‌شوند. و تنها در محیط‌هایی که می‌توانند در برابر تغییر شکل جانبی مقاومت کنند (مانند محیط‌های جامد) منتشر می‌شوند و در مایعات و گازها نمی‌توانند منتقل شوند. این امواج باعث می‌شوند که سنگ خم شده و شکل خود را از دست بدهد. وقتی لحظه شکستن سنگ فرا می‌رسد سنگ شکاف برداشته و باعث می‌شود نقاط مجاور شکاف بطور جانبی نسبت به هم حرکت نمایند. به این علت، تقریباً اثر تخریبی تمام زلزله‌ها بر اثر امواج برشی است. (شکل ۱. ۳)



شکل (۱. ۳) امواج عرضی یا S .