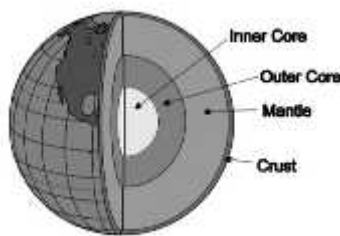


BAB II

Struktur Bumi



Gambar 2.1. Struktur interior bumi

2.1 Pendahuluan

Dari pengukuran dan analisa data geofisika, khususnya gelombang seismic yang dihasilkan oleh peristiwa gempa bumi, diperoleh bentuk struktur interior bumi berlapis berlapis seperti lapisan kulit bawang (Gambar 2.1). Lapisan ini dapat dibedakan berdasarkan kandungan kimia dan sifat fisika lapisan tersebut. Bumi memiliki bahan silikat padat pada kulit luar, kemudian dibawah lapisan kulit luar terdapat mantel yang sangat kental. Dibawah lapisan mantel ini terdapat inti luar cair yang viskositasnya sangat rendah dibandingkan dengan mantel. Setelah lapisan ini terdapat inti dalam yang solid. pemahaman ilmiah tentang struktur internal Bumi didasarkan pada beberapa pengamatan data berupa topografi dan batimetri, pengamatan batuan di singkapan, sampel dibawah permukaan dari kedalaman yang sangat dalam yang dibawa oleh aktivitas gunung berapi, analisis gelombang seismic yang melewati lapisan lapisan Bumi, pengukuran dari medan gravitasi dan magnetik bumi, dan percobaan dengan padatan kristal pada tekanan dan suhu karakteristik interior dalam bumi yang dilakukan dilaboratorium. Dari kesemua data tersebut akhirnya didapat struktur lapisan bumi dari permukaan hingga pada inti bumi tersebut. Penelitian tentang struktur bumi ini telah dimulai sejak peradaban keilmuan muncul hingga hari ini dengan menggunakan berbagai cabang keilmuan. Secara umum rumpun keilmuan ini di kenal dengan Geosains (Geosciences).



2.2 Kerak Bumi (Kulit bumi; Earth Crust)

Ketebalan kerak bumi berkisar antara 5-70 kilometer (3,1 - 43,5 mil) yang merupakan lapisan terluar dari lapisan bumi. Kerak samudra (oceanic crust) dengan ketebalan 5-10 km adalah bagian yang tipis yang mendasari cekungan laut dan terdiri dari padatan batuan yang bersifat mafik (besi magnesium batuan silikat) seperti basalt. Komposisi utama kandungan Kerak Bumi (samudra dan Benua) terlihat pada Gambar 2.

Kerak bumi adalah lapisan luar yang keras dari Bumi. Ini kurang dari 1% volume bumi. Kerak bumi terdiri dari berbagai jenis batuan: batuan beku, metamorf, dan sedimen.

Mantel dan kerak bumi terbentuk sekitar 100 juta tahun setelah terbentuknya planet ini, sekitar 4,6 miliar tahun yang lalu. Awalnya kerak itu sangat tipis, dan mungkin sering berubah karena lempeng tektonik bergeser lebih banyak daripada yang mereka lakukan sekarang. Kerak bumi hancur berkali-kali oleh asteroid yang menabrak Bumi.

Batuan basal samudera tertua saat ini hanya sekitar 200 juta tahun. Sebagian besar kerak benua jauh lebih tua. Batu kerak benua tertua di Bumi adalah antara 3,7 sampai 4,28 miliar tahun. Batuan ini telah ditemukan di Narryer Gneiss Terrane di Western Australia, di Acasta Gneiss di Northwest Territories di Canadian Shield, dan di Fennoscandia. Beberapa batuan yang berumur setidaknya 4,3 miliar tahun telah ditemukan di Narryer Gneiss Terrane.

Usia rata-rata kerak benua bumi diperkirakan sekitar 2,0 miliar tahun. Sebagian besar batuan kerak terbentuk sebelum 2,5 miliar tahun yang lalu. Kerak benua tua dan mantel di bawahnya kurang padat dibanding tempat lain di bumi. Ini tidak mudah hancur saat lempeng bergeser. Pembuatan kerak benua baru terkait dengan zaman orogeni atau pembentukan gunung. Hal ini terjadi bersamaan dengan terbentuknya supercontinents seperti Rodinia, Pangea dan Gondwana. Bagian kerak sebagian



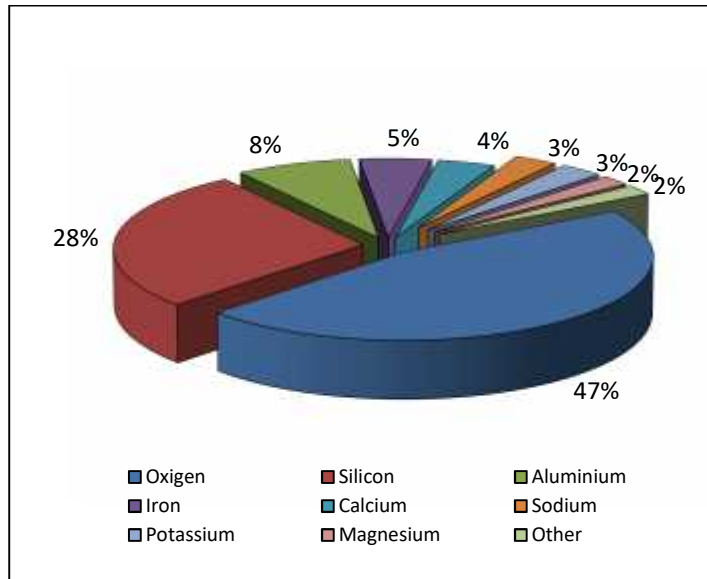
datang bersama-sama busur pulau termasuk sabuk lipatan granit dan metamorf. Mereka disatukan sebagian oleh penggunaan mantel di bawah kerak bumi, yang membuat mantel bias mengempuk kerak bumi.

Di bawah kerak adalah mantel. Bagian atas mantel terdiri dari peridotit, batuan padat daripada batuan biasa di kerak bumi. Kerak dan mantel atas membentuk litosfer. Litosfer dipecah menjadi lempengan tektonik yang bisa bergerak.

Kerak adalah dua jenis yang berbeda. Salah satunya adalah kerak benua (di bawah tanah) dan yang lainnya adalah kerak samudra (di bawah lautan). Kerak benua lebih tebal, dan kerak samudra lebih tipis. Ketebalan kerak bervariasi dari 5 sampai 80 kilometer.

Kerak benua lebih tebal dari kerak samudra. Kerak benua kurang padat dan terdiri dari natrium kalium, batu aluminium silikat, dan granit. Batuan kerak jatuh ke dalam dua kategori utama - sial dan sima (Suess, 1831-1914). Diperkirakan bahwa sima dimulai sekitar 11 km di bawah diskontinuitas Conrad (urutan diskontinuitas kedua). Paling atas mantel bersama-sama dengan kerak merupakan litosfer. Batas kerak-mantel terjadi sebagai dua peristiwa yang berbeda secara fisik. Pertama, ada diskontinuitas dalam kecepatan seismik, yang paling umum dikenal sebagai diskontinuitas Mohorovičić atau Moho. Penyebab Moho dianggap perubahan komposisi batuan dari batuan yang mengandung plagioklas feldspar (atas) untuk batuan yang tidak mengandung feldspar (bawah). Kedua, dalam kerak samudra, ada diskontinuitas kimia antara cumulates ultrabasa dan harzburgites tectonized, yang telah diamati dari bagian dalam dari kerak samudra yang telah obducted ke kerak benua dan dipelihara sebagai urutan ofiolit.





Gambar 2.2. Persentase komposisi Kerak Bumi

2.3 Mantel

Mantel adalah lapisan di dalam planet terestrial dan beberapa badan planet berbatu lainnya. Agar mantel terbentuk, badan planet harus cukup besar sehingga telah mengalami proses diferensiasi kerapatan bodi planet. Mantel dibatasi di bagian bawah oleh inti planet dan di atas oleh kerak bumi. Planet terestrial (Bumi, Venus, Mars dan Merkurius), Bulan, dua bulan di Jupiter (Io dan Europa) dan asteroid Vesta masing-masing memiliki mantel yang terbuat dari batu silikat. Interpretasi data antariksa menunjukkan bahwa setidaknya dua bulan Jupiter lainnya (Ganymede dan Callisto), serta Titan dan Triton, masing-masing memiliki mantel yang terbuat dari es atau zat volatil padat lainnya.

Bagian dalam Bumi, mirip dengan planet terestrial lainnya, terbagi atas beberapa lapisan komposisi yang berbeda. Mantel adalah lapisan antara kerak dan inti luar. Mantel bumi adalah cangkang batu silikat dengan ketebalan rata-rata 2.886



kilometer. Mantel itu menghasilkan sekitar 84% volume bumi. Mantel bersifat padat tapi dalam waktu geologis itu berperilaku sebagai cairan yang sangat kental. Mantel kaya zat besi dan nikel, yang menghasilkan sekitar 15% volume bumi. Episode masa lalu saat mantel meleleh dan bervulkanisme dilokasi yang dangkal telah menghasilkan kerak tipis dari produk lelehan yang mengkristal di dekat permukaan. Informasi tentang struktur dan komposisi mantel diperoleh dari penyelidikan geofisika dan dari analisis geosains langsung dari xenolith dan mantel bumi yang telah terpapar dan terbentang pada punggung laut (mid-oceanic ridge).

Di beberapa tempat di bawah samudera, mantel itu benar-benar terpapar di permukaan Bumi. Ada juga beberapa tempat di darat dimana batu mantel telah didorong ke permukaan oleh aktivitas tektonik, terutama di wilayah Tablelands di Taman Nasional Gros Morne di provinsi Newfoundland dan Labrador di Kanada dan Pulau Zabargad (Pulau St. John) di Laut Merah. (Juga Pulau Macquarie, Saint Peter dan Saint Paul Archipelago, Troodos Ophiolite, Kompleks Kadal, Semail Ophiolite, dan ophiolites lainnya)

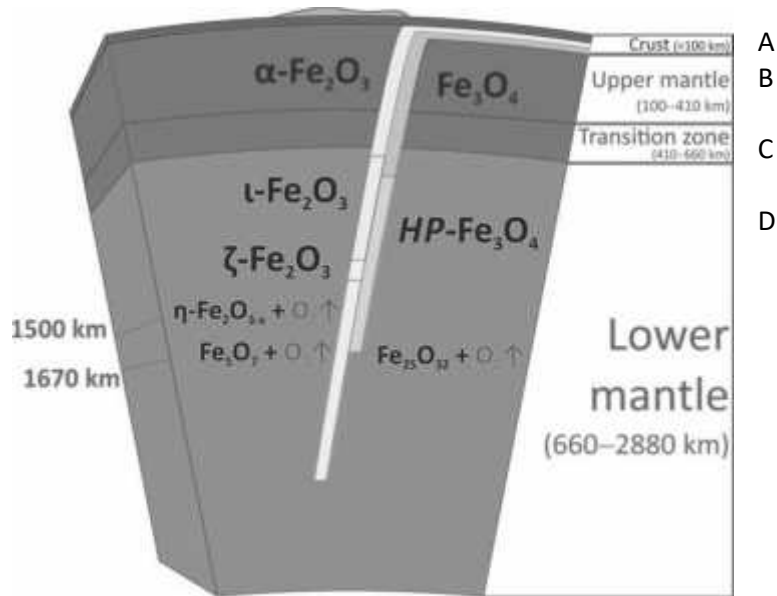
Mantel dibagi menjadi beberapa bagian (Gambar 2.3) yang didasarkan pada hasil analisa seismologi. Lapisan tersebut adalah sebagai berikut:

Mantel atas dimulai dari Moho (atau dasar kerak sekitar 7 sampai 35 km ke bawah) sampai 410 km.

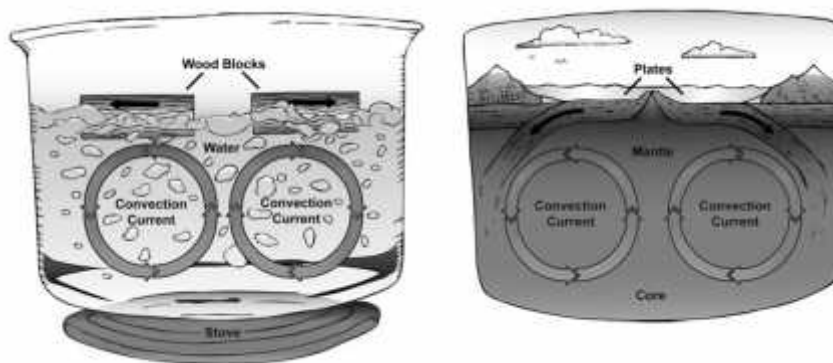
Zona transisi (410-660 km atau 250-410 mi)

Mantel bawah (660-2,891 km), dan

Anomali batas inti-mantel dengan ketebalan bervariasi (rata-rata ~ 200 km).



Gambar 2.3 Susunan interior bumi.



Gambar 2.4. Arus konveksi yang terjadi didalam mantel akibat perbedaan suhu yang relative tinggi di zona zona tertentu.

Bagian atas mantel didefinisikan oleh peningkatan kecepatan seismik yang tiba-tiba, yang pertama kali dicatat oleh Andrija Mohorovičić pada tahun 1909; batas ini sekarang disebut sebagai diskontinuitas Mohorovičić atau "Moho". Mantel paling atas ditambah kerak di atasnya yang relatif kaku dan membentuk litosfer, lapisan tidak beraturan dengan ketebalan

Hak Cipta Dilindungi Undang-Undang
 1. Dilarang mengutip sebagian atau seluruh karya tulis ini tanpa mencantumkan sumber:
 a. Pengutipan hanya untuk kepentingan pendidikan, penelitian, penulisan karya ilmiah, penyusunan laporan, penulisan kritik atau tinjauan suatu masalah.
 b. Pengutipan tidak merugikan kepentingan Universitas Riau.
 2. Dilarang mengumumkan dan memperbanyak sebagian atau seluruh karya tulis ini dalam bentuk apapun tanpa izin Universitas Riau.



maksimum mungkin 200 km. Di bawah litosfer, mantel atas menjadi lebih banyak bersifat plastik. Di beberapa daerah di bawah litosfer, seismic gelombang S mengalami penurunan kecepatan. Zona kecepatan rendah (LVZ) ini meluas sampai kedalaman beberapa ratus km. Inge Lehmann menemukan diskontinuitas seismik sekitar 220 km meskipun diskontinuitas ini telah ditemukan dalam penelitian lain, tidak diketahui apakah diskontinuitas terjadi di mana-mana. Zona transisi adalah area dengan kompleksitas yang besar secara fisik yang memisahkan mantel atas dan bawah. Sangat sedikit yang diketahui tentang mantel bagian bawah yang nampaknya relatif homogeny secara seismik. Lapisan D pada batas inti-mantel memisahkan mantel dari inti. Pada tahun 2015, penelitian yang menggunakan data gravitasi dari satelit GRACE dan geoid nonhydrostatic terlihat panjang gelombang panjang menunjukkan adanya viskositas yang meningkat sekitar 1.000 kilometer di bawah permukaan bumi; penelitian terpisah juga mengindikasikan adanya lempeng tektonik tenggelam pada kedalaman ini. Robert van der Hilst berspekulasi "Dalam hal struktur dan dinamika, 1.000 kilometer bisa lebih penting" (daripada saat ini sekitar 660 km). Mantel bawah juga berisi beberapa zona yang tidak terdiam, yang disebut "tumpukan termokimia" yang telah ditafsirkan sebagai tempat pembedahan termal, yang membawa bahan lebih panas ke permukaan, atau sebagai material yang dibedakan secara kimia. Sumber utama panas yang mendorong lempeng tektonik adalah peluruhan radioaktif uranium, torium, dan kalium di kerak dan mantel bumi.

Mantel berbeda secara substansial dari kerak pada sifat mekaniknya sebagai konsekuensi langsung dari perbedaan komposisi (mineralogi yang berbeda). Perbedaan antara kerak dan mantel didasarkan pada kimia, tipe batuan, reologi dan karakteristik seismik. Kerak bumi adalah produk solidifikasi mantel yang meleleh, dinyatakan sebagai berbagai tingkat produk leleh parsial selama waktu geologis. Peleburan material mantel sebagian diyakini menyebabkan elemen yang tidak



kompatibel terpisah dari mantel, dengan material yang kurang rapat mengambang ke atas melalui ruang pori, celah, atau retakan, yang kemudian akan mendingin dan membeku di permukaan. Batuan mantel khas memiliki rasio magnesium terhadap besi yang lebih tinggi dan proporsi silikon dan aluminium yang lebih kecil daripada batuan kerak bumi. Perilaku ini juga diprediksi oleh eksperimen seperti melelehkan batuan yang dianggap mewakili mantel bumi.

Bebatuan mantel dangkal dari kedalaman sekitar 410 km sebagian besar terdiri dari olivin, pyroxenes, mineral struktur spinel, dan garnet, dan jenis batuan khas diperkirakan dari jenis peridotit, dunite (peridotit kaya olivin) dan eclogite. Antara kedalaman sekitar 400 km dan 650 km, olivin tidak stabil dan digantikan oleh polimorf bertekanan tinggi dengan komposisi kira-kira sama seperti wadsleyite (juga disebut tipe beta-spinel), dan yang lainnya adalah ringwoodite (mineral dengan struktur gamma-spinel). Di kedalaman sekitar 650 km, semua mineral mantel atas mulai menjadi tidak stabil. Mineral yang paling melimpah dapat ditemui seperti perovskit silikat yang memiliki struktur (tapi bukan komposisi) seperti mineral perovskite yang diikuti oleh ferropericlasite magnesium / besi oksida. Perubahan mineralogi pada kedalaman sekitar 400 dan 650 km ini menghasilkan ciri husus yang diperlihatkan oleh seismik interior bumi, dan seperti moho, mudah terdeteksi menggunakan gelombang seismik. Perubahan mineralogi ini dapat mempengaruhi konveksi mantel, karena menghasilkan perubahan kepadatan dan dapat menyerap atau melepaskan panas laten serta menekan atau meningkatkan kedalaman transisi fase polimorfik untuk daerah dengan temperatur yang berbeda. Perubahan mineralogi dengan kedalaman telah diteliti dengan percobaan di laboratorium yang menduplikasi tekanan mantel tinggi.

Dari data seismic diperoleh inti bagian dalam padat, inti luarnya cair, dan mantel padat / plastik. Hal ini karena titik lebur yang relatif dari lapisan yang berbeda (inti nikel-besi, kerak silikat



dan mantel) dan kenaikan suhu dan tekanan saat kedalaman meningkat. Di permukaan kedua paduan besi nikel dan silikat cukup dingin untuk menjadi padat. Pada mantel atas, silikat umumnya padat (daerah terlokalisasi dengan sejumlah kecil lelehan). Namun, karena mantel atas panas dan sedikit tekanan, batu di mantel atas memiliki viskositas yang relatif rendah. Sebaliknya, mantel bawah berada di bawah tekanan yang luar biasa dan karena itu memiliki viskositas lebih tinggi daripada mantel atas. Inti logam nikel logam adalah cair karena suhu tinggi, meski memiliki tekanan tinggi. Saat tekanan meningkat, inti dalam nikel menjadi padat karena titik lebur besi meningkat secara dramatis pada tekanan tinggi ini.

Suhu

Di dalam mantel, suhu berkisar antara 500 sampai 900 ° C pada batas atas dengan kerak bumi dan lebih dari 4.000 ° C pada batas inti bumi. Meskipun suhu yang lebih tinggi jauh melebihi titik lebur batuan mantel di permukaan (sekitar 1200 ° C untuk peridotit), namun mantel hampir secara eksklusif dikatakan padat. Tekanan litostatik yang besar diberikan pada mantel sehingga mencegah pencairan.

Gerakan

Karena perbedaan suhu antara permukaan bumi dan inti luar dan kemampuan batuan kristalin pada tekanan dan suhu tinggi untuk mengalami perubahan bentuk yang lambat, maka ada sirkulasi material konvektif di dalam mantel. Bahan panas naik keatas, sementara bahan pendingin (yang lebih berat) tenggelam ke bawah (Gambar 2.4). Gerakan material turun terjadi pada batas lempeng konvergen yang disebut zona subduksi.

Konveksi mantel bumi adalah proses yang kacau (dalam arti dinamika fluida), yang dianggap sebagai bagian integral dari gerak lempeng. Gerakan lempeng tidak boleh bertentangan dengan drift benua yang berlaku murni untuk pergerakan

komponen kerak bumi di benua. Drift benua yang diamati adalah hubungan yang rumit antara kekuatan yang menyebabkan litosfer samudera tenggelam dan gerakan di dalam mantel bumi.

Meskipun ada kecenderungan viskositas yang lebih besar pada kedalaman yang lebih besar, hubungan ini jauh dari linier dan menunjukkan lapisan dengan viskositas yang menurun drastis, khususnya pada mantel atas dan pada batas dengan inti. Mantel dalam jarak sekitar 200 km di atas batas inti-mantel tampaknya memiliki sifat seismik yang berbeda dari pada mantel pada kedalaman yang sedikit dangkal. Wilayah mantel yang tidak biasa ini berada tepat di atas inti yang disebut D ("D double prime"), sebuah nomenklatur yang diperkenalkan lebih dari 50 tahun yang lalu oleh ahli geofisika Keith Bullen. D terdiri dari bahan lempengan subduksi yang turun dan berhenti di batas inti-mantel dan / atau dari polimorf mineral baru yang ditemukan pada perovskit yang disebut post-perovskite.

Gempa bumi pada kedalaman dangkal adalah akibat dari patahan stick-slip. Namun, di bawah sekitar 50 km kondisi tekanan panas dan tinggi harus menghambat kegempaan lebih lanjut. Mantel dianggap kental dan tidak mampu untuk mengacaukan system ini. Namun, di zona subduksi, gempa bumi diamati hingga kedalaman 670 km. Sejumlah mekanisme telah diusulkan untuk menjelaskan fenomena ini, termasuk dehidrasi, pelarian termal, dan perubahan fasa. Gradien geotermal dapat diturunkan di mana bahan dingin dari permukaan tenggelam ke bawah, meningkatkan kekuatan mantel sekitarnya, dan memungkinkan gempa bumi terjadi hingga kedalaman 400 km dan 670 km.

Tekanan di bagian bawah mantel adalah ~ 136 GPa (1,4 juta atm). Tekanan meningkat saat kedalaman meningkat, karena bahan di bawahnya harus menopang berat semua bahan di atasnya. Seluruh mantel, bagaimanapun, dianggap berubah bentuk seperti cairan pada rentang waktu yang lama. Estimasi



untuk viskositas kisaran mantel atas antara 1019 dan 1024 Pa · tergantung pada kedalaman, suhu, komposisi, keadaan stres, dan banyak faktor lainnya. Dengan demikian, mantel atas hanya bisa mengalir sangat lambat. Namun, ketika kekuatan besar diterapkan pada mantel paling atas, hal itu bisa menjadi lebih lemah, dan efek ini dianggap penting dalam pembentukan batas lempeng tektonik.

Eksplorasi

Eksplorasi mantel umumnya dilakukan di dasar laut dan bukan di darat karena kerak samudera relatif lebih tipis dibandingkan dengan kerak benua yang secara signifikan lebih tebal.

Percobaan pertama eksplorasi mantel, yang dikenal sebagai Proyek Mohole, ditinggalkan pada tahun 1966 setelah kegagalan berulang dan biaya yang meningkat. Penetrasi terdalam kira-kira 180 m. Pada tahun 2005 sebuah lubang bor samudra mencapai 1.416 meter di bawah dasar laut dari kapal pengeboran laut JOIDES Resolution.

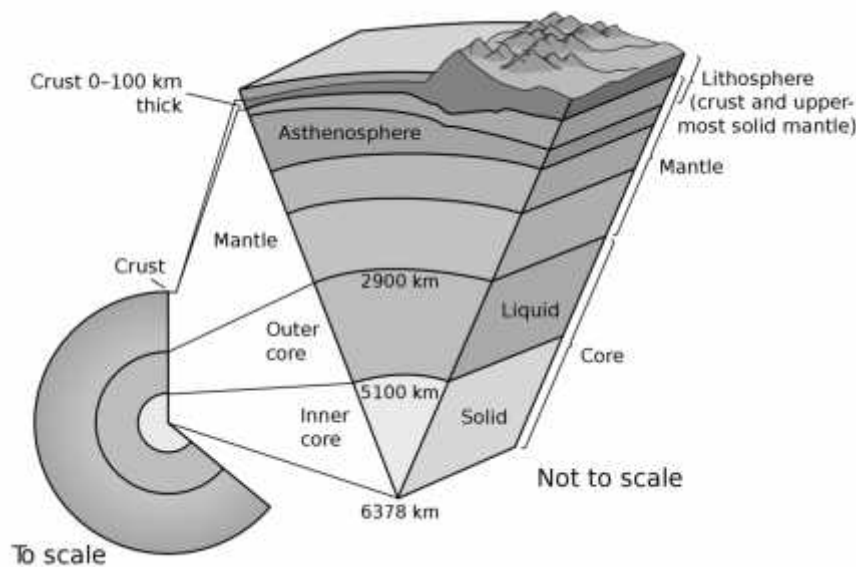
Pada tanggal 5 Maret 2007, sebuah tim ilmuwan yang berada di kapal RRS James Cook memulai sebuah pelayaran ke daerah dasar laut Atlantik dimana mantel terbentang tanpa penutup kerak, di tengah antara Kepulauan Tanjung Verde dan Laut Karibia. Zona yang terpapar terletak sekitar tiga kilometer di bawah permukaan laut dan mencakup ribuan kilometer persegi. Misi Chikyu Hakken mencoba menggunakan kapal Jepang Chikyu untuk mengebor hingga 7.000 m di bawah dasar laut. Ini hampir tiga kali lebih dalam dari pengeboran samudra sebelumnya.

Sebuah metode baru untuk mengeksplorasi Bumi sampai kedalaman beberapa ratus kilometer baru-baru ini diusulkan, terdiri dari probe kecil dan padat yang meleleh turun melalui kerak dan mantel. Sementara posisinya dilacak oleh sinyal akustik yang dihasilkan pada bebatuan. Probe ini terdiri dari bola luar tungsten sekitar satu meter dengan interior kobalt-60



yang berfungsi sebagai sumber panas radioaktif. Diprediksi akan mencapai Samo samudera dalam waktu kurang dari 6 bulan dan mencapai kedalaman minimum lebih dari 100 km dalam beberapa dekade di bawah litosfer samudra dan kontinental.

Eksplorasi juga bisa dibantu melalui simulasi komputer dari evolusi mantel. Pada tahun 2009, sebuah aplikasi superkomputer memberikan wawasan baru tentang distribusi deposit mineral, terutama isotop besi, sejak mantel mulai berkembang 4,5 miliar tahun yang lalu.



Gambar 2.5. Inti bumi berada di bagian paling dalam dalam

2.4 Inti Bumi

Inti bumi (Gambar 2.5) adalah bagian terdalam di Bumi berbentuk bola solid dengan radius sekitar 1.220 kilometer (sekitar 70% jari-jari Bulan). Inti terdiri dari paduan besi nikel

dan beberapa elemen ringan. Suhu di batas inti dalam adalah sekitar 5700 K (5400 ° C).

Discovery

Bumi memiliki inti dalam yang solid dan inti luar yang cair. Ini ditemukan pada tahun 1936 oleh ahli seismologi Denmark Inge Lehmann, yang menyimpulkan dari data seismogram gempa bumi di Selandia Baru. Dia mengamati bahwa gelombang seismik memantulkan batas inti dalam dan dapat dideteksi oleh seismograf sensitif di permukaan bumi. Batas ini dikenal sebagai diskontinuitas Bullen, atau kadang-kadang sebagai diskontinuitas Lehmann. Beberapa tahun kemudian, pada tahun 1940, dihipotesiskan bahwa inti dalam ini terbuat dari besi padat.

Inti luar diperkirakan berbentuk cairan. Ini disimpulkan dari pengamatan yang menunjukkan bahwa gelombang kompresi mampu melewatinya, namun gelombang geser elastik tidak dapat melewatinya atau dapat dilalui hanya dengan sangat lemah. Kepadatan inti dalam sulit dipastikan karena gelombang seismic S yang diharapkan melewati massa padat tersebut sangat lemah dan tidak bisa dideteksi oleh seismograf di permukaan bumi, karena gelombang S menjadi sangat lemah bahkan tidak mampu melanjutkan perjalanannya ketika melalui inti luar yang cairan.

Komposisi

Berdasarkan prevalensi relatif berbagai unsur kimia di Tata Surya, teori pembentukan planet, dan batasan yang diberlakukan atau kimiawi dari keseluruhan volume Bumi, inti dalam diyakini terdiri dari paduan besi nikel.

Suhu dan tekanan

Suhu inti bagian dalam dapat diperkirakan dengan mempertimbangkan hambatan teoritis dan eksperimen yang ditunjukkan pada suhu pelelehan besi tidak murni pada tekanan yang berada di bawah batas inti dalam (sekitar 330 GPa). Pertimbangan ini menunjukkan bahwa suhunya sekitar 5.700 K (5.400 ° C). Tekanan di inti dalam bumi sedikit lebih tinggi daripada pada batas di antara inti luar dan dalam, yaitu sekitar 330 sampai 360 gigapascal (3.300.000 sampai 3.600.000 atm). Besi bisa padat pada suhu tinggi seperti itu hanya karena suhu lelehnya meningkat secara dramatis pada tekanan sebesar itu (lihat hubungan Clausius-Clapeyron).

Sebuah laporan yang diterbitkan di jurnal Science menyimpulkan bahwa suhu leleh besi pada batas inti dalam adalah 6230 ± 500 K, kira-kira 1000 K lebih tinggi dari perkiraan sebelumnya.

Inti bumi diperkirakan tumbuh perlahan saat inti luar cair di batas dengan bagian dalam mendingin dan membeku karena pendinginan interior bumi secara bertahap (sekitar 100 derajat celcius per miliar tahun). Banyak ilmuwan pada awalnya memperkirakan bahwa inti dalamnya akan terlihat homogen, karena inti dalam yang padat pada awalnya dibentuk oleh pendinginan material cair secara bertahap, dan terus tumbuh sebagai hasil dari proses yang sama. Meskipun tumbuh menjadi cair, padat, karena tekanan yang sangat tinggi sehingga membuatnya tetap kompak meski suhu sangat tinggi. Bahkan diduga inti dalam Bumi bisa menjadi kristal tunggal besi. Namun, prediksi ini dibantah oleh pengamatan yang menunjukkan bahwa sebenarnya ada tingkat kelainan dalam inti dalam. Ahli seismologi telah menemukan bahwa inti dalam tidak sepenuhnya seragam, namun mengandung struktur berskala besar sehingga gelombang seismik melintas lebih cepat melalui beberapa bagian inti bagian dalam daripada melalui benda-benda lain. Selain itu, sifat permukaan inti



bagian dalam bervariasi dari satu tempat ke tempat lain pada jarak sekitar 1 km. Variasi ini mengejutkan, karena variasi suhu lateral di sepanjang batas inti-inti diketahui sangat kecil. Penemuan terbaru menunjukkan bahwa inti dalam solid itu sendiri terdiri dari lapisan, dipisahkan oleh zona transisi sekitar 250 sampai 400 km.

Karena inti dalam tidak terhubung secara kaku dengan mantel Bumi, inti dalam kemungkinan berputar sedikit lebih cepat atau lebih lambat dari putaran material Bumi. Pada tahun 1990an, ahli seismologi membuat berbagai klaim tentang pendeteksi rotasi super semacam ini dengan mengamati perubahan karakteristik gelombang seismik yang melewati inti dalam untuk beberapa dekade, dengan menggunakan properti yang disebutkan di atas sehingga mentransmisikan gelombang lebih cepat ke beberapa arah.

Pertumbuhan inti dalam akibat pembekuan intiluar dianggap memainkan peran penting dalam pembangkitan medan magnet bumi dengan aksi dinamo di inti luar cair. Hal ini terjadi terutama karena inti dalam tidak dapat melarutkan jumlah elemen cahaya yang sama dengan inti luar dan karena itu pembekuan pada batas inti bagian dalam menghasilkan cairan sisa yang mengandung lebih banyak unsur cahaya daripada cairan di atasnya. Hal ini menyebabkannya menjadi apung dan membantu menggerakkan konveksi inti luar.

Spekulasi juga berlanjut bahwa inti dalam mungkin telah memamerkan berbagai pola deformasi internal. Ini mungkin diperlukan untuk menjelaskan mengapa gelombang seismik melintas lebih cepat ke beberapa arah daripada di tempat lain. Karena konveksi termal saja tampaknya tidak mungkin menyebabkan itu terjadi, setiap gerakan konveksi yang apung harus didorong oleh variasi komposisi atau kelimpahan cairan di bagian dalamnya. S. Yoshida dan rekannya mengusulkan sebuah mekanisme baru dimana deformasi inti dalam dapat disebabkan oleh tingkat pembekuan yang lebih tinggi pada



khatulistiwa daripada pada garis lintang polar, dan S. Karato mengusulkan bahwa perubahan medan magnet juga dapat merusak bentuk inti dalam perlahan dari waktu ke waktu.

Dari pengamatan terdapat asimetri Timur-Barat dalam data seismologi inti dalam. Ada model yang menjelaskan hal ini karena perbedaan pada permukaan inti yang mencair di satu belahan bumi dan kristalisasi di sisi lain. Bagian barat dari inti dalam mungkin mengkristal, sedangkan belahan bumi timur mungkin mencair. Hal ini dapat menyebabkan peningkatan medan magnet di belahan bumi yang mengkristal, menciptakan asimetri di medan magnet bumi.



Pertanyaan Bab II

1. Mengapa pada tumbukan lempeng benua pada umumnya berada di atas lempeng samudra?
2. Mengapa suhu di dalam kerak bumi bertambah semakin bertambahnya kedalaman?
3. Apa perbedaan utama inti luar dan inti dalam bumi dan mengapa demikian?
4. Tersusun dari bahan apa saja inti dalam bumi?
5. Apa yang dimaksud dengan bahan diskontinu?



Daftar Pustaka dan Tambahan Bacaan

1. Levin, Harold L. The Earth through time. 5th ed, Saunders.
2. JP.J. Patchett and S.D. Samson, 2003. Ages and growth of the continental crust from radiogenic isotopes. In The Crust (ed. R.L. Rudnick) volume 3, pages 321-348 of Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
3. A.I.S. Kemp and C.J. Hawkesworth 2003. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. In The Crust (ed. R.L. Rudnick) volume 3, pages 349-410 of Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
4. Zharkov, V. N. & Zasurskii, I. Ia. (1981). "Distribution of the shearing stresses in the silicate mantle of Venus". *Astronomicheskii Vestnik*. **15**: 11-16.
5. Longhi, John; et al. (1992). "The bulk composition, mineralogy and internal structure of Mars". *Mars (A93-27852 09-91)*. University of Arizona Press, Tucson. pp. 184-208. Retrieved 16 October 2015.



Bacaan Tambahan (Sumber: Nuclear Physics B 908(2016)250–267)



Available online at www.sciencedirect.com

ScienceDirect

Nuclear Physics B 908 (2016) 250–267

NUCLEAR PHYSICS B

www.elsevier.com/locate/nuclphysb

Atmospheric neutrino oscillations for Earth tomography

Walter Winter

Deutsches Elektronen-Synchrotron (DESY), Platanenallee 6, D-15738 Zeuthen, Germany

Received 26 January 2016; received in revised form 22 March 2016; accepted 25 March 2016

Available online 31 March 2016

Editor: Tommy Ohlsson

Abstract

Modern proposed atmospheric neutrino oscillation experiments, such as PINGU in the Antarctic ice or ORCA in Mediterranean sea water, aim for precision measurements of the oscillation parameters including the ordering of the neutrino masses. They can, however, go far beyond that: Since neutrino oscillations are affected by the coherent forward scattering with matter, neutrinos can provide a new view on the interior of the earth. We show that the proposed atmospheric oscillation experiments can measure the lower mantle density of the earth with a precision at the level of a few percent, including the uncertainties of the oscillation parameters and correlations among different density layers. While the earth's core is, in principle, accessible by the angular resolution, new technology would be required to extract degeneracy-free information.

© 2016 The Author. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>). Funded by SCOAP³.

1. Introduction

Using neutrinos for Earth tomography is a dream much older than modern oscillation physics, see Ref. [1] for a review: Early proposals exploit the increase of the neutrino cross sections with energy, leading to significant neutrino absorption over the earth's diameter for energies larger than a few TeV [2–12]. While absorption tomography is conceptually appealing, a technically feasible and scientifically competitive approach to neutrino Earth tomography probably requires neutrino oscillations.

The condensing evidence for neutrino oscillations by the Super-Kamiokande [13], SNO [14], and KamLAND [15] experiments between about 1998 and 2004 was concluded with the mea-

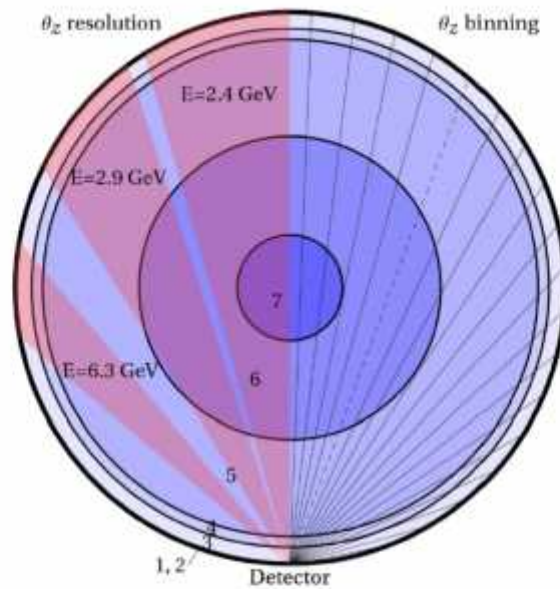


Fig. 1. **Neutrino oscillation model of the earth.** Different layers of the earth used for this analysis, adopted from the PREM model [26]; 1: Crust, 2: Lower Lithosphere, 3: Upper Mesosphere (mantle), 4: Transition zone, 5: Lower Mesosphere, 6: Outer core, 7: Inner core. The right half of the figure shows the θ_z (zenith angle) binning used for the analysis, the left half of the figure illustrates the directional resolution (here for ORCA, $\bar{\nu}_e$ [27], 1σ range) for selected energies and directions.

surement of a non-zero value of the last missing mixing angle θ_{13} by Daya Bay [16] and RENO [17] in 2012 – and was finally rewarded with the Nobel prize in 2015 for the discovery of neutrino oscillations to Takaaki Kajita (Super-Kamiokande) and Arthur B. McDonald (SNO). Modern neutrino oscillation facilities aim for precision measurements and are designed to measure the unknown parameters, such as mass ordering and CP violation. Since coherent forward scattering in Earth matter affects neutrino oscillations [18,19], it can be used as an alternative approach for Earth tomography compared to neutrino absorption. It in principle allows for precision matter density measurements along the propagation path of these neutrinos [20,21], and the required energies are much lower. While neutrino absorption tomography can be compared to X-ray tomography, neutrino oscillation tomography has one interesting additional feature: since the quantum mechanical operators in different density layers do not commute, even the reconstruction from a single baseline (propagation distance) carries information how the structure along the propagation path is arranged [22–25].

Atmospheric neutrinos are produced in the earth’s atmosphere by the interactions of cosmic rays continuously bombarding the earth. The generic setup, from the point of view of the detector, is illustrated in Fig. 1: neutrinos are detected from different zenith angle directions θ_z (the angle between zenith – from the detector’s viewpoint – and incoming neutrino), which correspond to cones through the earth with different baselines $L = 2R_E \cos \theta_z$ (R_E : Earth radius). Within the zenith angle resolution (illustrated in left half of figure), the oscillation paths can be distinguished. We will test the structure of the earth and will identify which parts atmospheric neutrino oscillations are most sensitive within this scenario. We will use proposed experiments such as PINGU (“Precision IceCube Next Generation Upgrade”) [28] in the Antarctic ice or

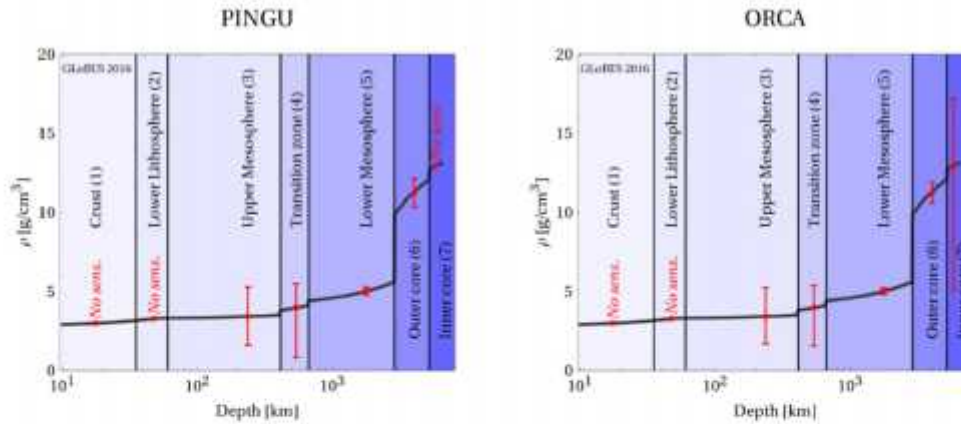


Fig. 2. **Experiment sensitivity to matter density.** Projected experiment precision (1σ error bars) for PINGU (left) and ORCA (right) after ten years of data taking for the matter density layers corresponding to Fig. 1. Here the normal mass ordering best-fit values are assumed, and correlations (with systematics, oscillation parameters, and other layer densities) are taken into account. The solid curves correspond to the PREM matter density profile [26].

ORCA (“Oscillation Research with Cosmics in the Abyss”) [29] in Mediterranean sea water, which are modern megaton-sized neutrino oscillation experiments designed for neutrino oscillation precision measurements with leading sensitivity to the neutrino mass ordering – and thus the Earth matter effect; see the Appendix for the simulation techniques. Earlier discussions in that direction include the matter effect sensitivity [30] and the sensitivity to the core composition [31].

2. Model and methods

We propose a whole-Earth model with seven different density layers adopted from the Preliminary Reference Earth Model (PREM) profile [26], which is shown in Fig. 1, to identify the regions with highest sensitivity. We split the PREM profile into seven layers at depths d , where the characteristic density jumps occur (*cf.*, solid curves in Fig. 2): Crust (1), $0 \lesssim d \lesssim 35$ km, Lower Lithosphere (2), $35 \text{ km} \lesssim d \lesssim 60$ km, Upper Mesosphere (3), $60 \text{ km} \lesssim d \lesssim 410$ km, Transition zone (4), $410 \text{ km} \lesssim d \lesssim 660$ km, Lower Mesosphere (5), $660 \text{ km} \lesssim d \lesssim 2860$ km, Outer core (6), $2860 \text{ km} \lesssim d \lesssim 5151$ km, Inner core (7), $5151 \text{ km} \lesssim d \lesssim R_E = 6371$ km (R_E : Earth radius). Note that compared to seismic waves, which tend to be reflected or refracted at density jumps, neutrino oscillations are not very sensitive to structures or even strong gradients shorter than the oscillation length [23], and therefore cannot resolve the density jumps precisely. Therefore it is reasonable to adopt this knowledge from geophysics.

Each baseline (see rays in Fig. 1) is separated into sections going through the density layers. Within each density layer, we follow the PREM profile [26], where the matter profile is discretized into a sufficient number of steps with constant density. The oscillation probabilities are then evaluated with the evolution operator method (see *e.g.* Ref. [32]); the initial state $|v_\alpha\rangle$ is propagated through all matter density slices with thicknesses x_j and constant densities ρ_j through all crossed layers by

$$V(x_j, \rho_j) = e^{-iH(\rho_j)x_j} \tag{1}$$



as the Hamiltonian within each layer \mathcal{H} is not explicitly time-dependent. The transition probability then reads

$$P_{\alpha\beta} = |\langle v_\beta | \mathcal{V}(x_n, \rho_n) \dots \mathcal{V}(x_1, \rho_1) | v_\alpha \rangle|^2. \quad (2)$$

Note that in general

$$[\mathcal{V}(x_i, \rho_i), \mathcal{V}(x_j, \rho_j)] \neq 0 \quad \text{for } \rho_i \neq \rho_j, \quad (3)$$

which means that the different operators do not commute and the probability will depend on the order the layers are traversed. This is an important difference to X-ray or absorption tomography, which is only sensitive to the path-integrated attenuation.

Our measured quantity in each density layer is actually a factor linearly re-scaling the density profile in this layer, as the actual density profiles for different baselines are slightly different even if they cross the same layer. Although this model is an approximation, it yields similar results for the relative matter precision compared to alternatives (such as choosing the density within each layer to be constant), but maintains accuracy of the oscillation probabilities and the oscillation measurements for the more realistic PREM profile. For convenience, we call the measured scaling factor for layer i “ $\rho_i/\bar{\rho}_i$ ”, and depict it as error on the average matter density.

Note that since neutrino oscillations are not sensitive to structures or changes shorter than the oscillation length [23], additional parameters, such as multiple layers or gradients in the layers, cannot be resolved anymore beyond that level. It is clear that similar arguments apply to *individual* geophysical techniques, such as using the earth’s free oscillation modes, see Refs. [33,34]. As a consequence, “structural” information from neutrino oscillation tomography has to rely on strong density jumps (leading to interference in the probabilities) or different baselines, and “average” information has to rely on some knowledge from geophysics on scales shorter than the oscillation length (smoothing the density profile). Since new ways to combine neutrino oscillations with – or compare them to – geophysical results require further research, and atmospheric oscillation tomography is limited by the complexity from the number of parameters (oscillation parameters, systematics, and geophysics parameters), we choose the approach introduced above.

Furthermore, note that we do not include constraints on the total mass and rotational inertia of the earth, which means that (technically speaking) some of our variations would violate these important constraints. However, in order to include these, one needs to define a correction scheme, *i.e.*, which layers are corrected for density variations to maintain these constraints. One possibility has been discussed in Ref. [20]: Since changes of the innermost densities of the earth (*e.g.*, inner core) influence mass and rotational inertia less than the outermost parts (where the volume is much larger), one can use small adjustments of the outer densities to compensate for large density changes in the innermost earth in spite of the higher densities there. Since it is clear that the final result would depend on that correction scheme, and additional constraints would rather improve our result than deteriorate it (in a similar way as the free oscillation result [33]), we do not consider the total mass and rotational inertia constraints in this work. An alternative (but computationally more expensive) approach would be to generate very different fit density profiles from the very beginning, and define a measure how well they fit neutrino oscillations and other potential constraints [33,23].

The precision on $\rho_i/\bar{\rho}_i$ is obtained by minimizing the $\Delta\chi^2$ over all oscillation parameters, auxiliary systematics parameters, and the other $\rho_j/\bar{\rho}_j$ ($j \neq i$) simultaneously. We also impose a 30% external constraint on $\rho_j/\bar{\rho}_j$ for $j \neq i$, *i.e.*, we assume that there is some crude knowledge on the other layer densities from geophysics and whole-Earth constraints. From the geophysics perspective, this is a very coarse constraint. From the particle physics perspective, it has the

1. Dilarang mengutip sebagian atau seluruh karya tulis ini tanpa mencantumkan sumber:
 a. Pengutipan hanya untuk kepentingan pendidikan, penelitian, penulisan karya ilmiah, penyusunan laporan, penulisan kritik atau tinjauan suatu masalah.
 b. Pengutipan tidak merugikan kepentingan Universitas Riau.
 2. Dilarang mengutipkan dan memperbanyak sebagian atau seluruh karya tulis ini dalam bentuk apapun tanpa izin Universitas Riau.



advantage that it prevents the n -dimensional line minimization techniques used for the analysis from falling into unphysical solutions, such as negative densities (here the penalty χ^2 would exceed nine). It does not have any significant consequences for the result, except from the outer core density measurement which suffers from correlations with the inner core density.

In order to illustrate the underlying physics, consider a simple example using neutrino oscillations in constant matter density. The oscillation probability $P_{\mu e} = P(\nu_\mu \rightarrow \nu_e)$ can (neglecting contributions from solar terms) be approximated as

$$P_{\mu e} \simeq \sin^2 \theta_{23} \sin^2(2\hat{\theta}_{13}) \sin^2 \left(\frac{\Delta \hat{m}_{31}^2 L}{4E} \right).$$

This probability is (apart from the factor $\sin^2 \theta_{23}$) just a two-flavor oscillation probability, where the fundamental parameters Δm_{31}^2 and θ_{13} are replaced by effective parameters in matter $\Delta \hat{m}_{31}^2 = \xi \cdot \Delta m_{31}^2$ and $\sin(2\hat{\theta}_{13}) = \sin(2\theta_{13})/\xi$ with the mapping parameter

$$\xi \equiv \sqrt{\sin^2(2\theta_{13}) + (\cos(2\theta_{13}) - \hat{A})^2}$$

and the matter potential $\hat{A} \equiv \pm 2\sqrt{2}G_F n_e E / \Delta m_{31}^2$; the different signs refer to neutrinos (plus) and antineutrinos (minus). Here the quantity of interest is the electron density in Earth matter n_e , which can be converted into the matter density by $n_e = Y_e \rho / m_N$ using the electron fraction Y_e (number of electrons per nucleon) and the nucleon mass m_N . While one has for hydrogen $Y_e = 1$, heavier materials prefer $Y_e \simeq 0.5$ because of approximately equal numbers of protons and neutrons. We fix $Y_e = 0.5$ in this study, but one should keep in mind that one actually measures the product of $Y_e \times \rho$.¹ It is easy to see that the condition $\hat{A} \rightarrow \cos(2\theta_{13})$ minimizes ξ , leading to effective maximal mixing. This case is often referred to as “matter resonance”, and can be re-cast into a condition for energy $E_{\text{res}} [\text{GeV}] \sim 13.4 \cos(2\theta_{13}) \Delta m^2 [10^{-3} \text{ eV}^2] / (\rho [\text{g}/\text{cm}^3])$. Using typical mantle ($\rho \sim 5 \text{ g cm}^{-3}$), outer core ($\rho \sim 11 \text{ g cm}^{-3}$), and inner core ($\rho \sim 13 \text{ g cm}^{-3}$) densities, one obtains $E_{\text{res}} \simeq 6.3 \text{ GeV}$, $E_{\text{res}} \simeq 2.9 \text{ GeV}$, and $E_{\text{res}} \simeq 2.4 \text{ GeV}$, respectively. These energies are perfectly covered by the atmospheric neutrino flux, and are, in principle, detectable by the discussed experiments – although the core resonance energies are close to the threshold. The corresponding directional resolutions are illustrated in Fig. 1 (left half): From this figure, one can immediately see that excellent sensitivity is expected to the Lower Mesosphere (layer 5). Although inner core and outer core can be, in principle, resolved, the corresponding data will be smeared over direction, the covered solid angle (the event rate is proportional to) is smaller, and the relevant energies are close to the experiment threshold. While these points can be illustrated with the simple constant matter approach, the realistic matter profile of the earth leads to interesting interference effects and a parametric enhancement coming from the oscillation length matching the mantle–core–mantle structure of the earth [35,36], see also Ref. [37], which are treated numerically. Additional complications are the composition of the atmospheric neutrino flux, containing both electron and muon flavors, and the inability of the detectors to discriminate neutrinos from antineutrinos; see *e.g.* Refs. [38,39] for details. We use two event samples (muon

¹ The allowed range for Y_e is actually small for typically used geophysical composition models – which implies that the composition is much harder to measure than the matter density. The reason is that heavier stable nuclei typically contain similar numbers of protons and neutrons – as long as there is no significant hydrogen content. A well studied example in that context is the outer core, see Ref. [31], Table 1: The values of Y_e vary at the level of one percent – which is beyond the relative precision we find in this study.



Table 1

Percentage errors (1σ) for different matter density layers for the normal ordering (NO) and inverted ordering (IO) best-fits, including systematics and correlations with oscillation parameters and other matter layer densities.

Layer	PINGU		ORCA	
	NO	IO	NO	IO
Crust (1)	No sens.	No sens.	No sens.	No sens.
Lower Lithosphere (2)	No sens.	No sens.	No sens.	No sens.
Upper Mesosphere (3)	-53.4/ + 55.0	No sens.	-51.2/ + 53.4	-69.1/ + 52.2
Transition zone (4)	-79.2/ + 38.3	No sens. / + 72.2	-61.2/ + 35.6	-52.7/ + 45.8
Lower Mesosphere (5)	-5.0/ + 5.2	-10.5/ + 11.6	-4.0/ + 4.0	-4.7/ + 4.8
Outer core (6)	-7.6/ + 8.2	-40.2/No sens.	-5.4/ + 6.0	-6.5/ + 7.1
Inner core (7)	No sens.	No sens.	-60.8/ + 32.9	No sens.

track- and cascade-like) for the analysis, including all these effects; for analysis details, see the Appendix.

We point out that a “proof of principle” for the independent extraction of the layer densities requires an experiment simulation including systematics, correlations with the oscillation parameters, and correlations among the layer densities in a self-consistent framework, see the Appendix, which is novel in this work. The simulation techniques are based on Ref. [40] using an extended version of the GLOBES (“General Long Baseline Experiment Simulator”) software [41, 42], which can handle the required level of complexity.

3. Results

For the matter density measurement, one can adopt two viewpoints: a) Tomography approach: what parts of the earth are atmospheric neutrino oscillations most sensitive to? b) Precision approach: suppose that better geophysical information exists on some layers, with what precision can a specific density be extracted? To address a), we show in Fig. 2 (see also Table 1) the expected precision including systematics and correlations with oscillation parameters and other matter densities. Since the zenith angle resolution (Fig. 1) prohibits a resolution of layers 1, 2, no sensitivity can be obtained, and the sensitivity to layers 3 and 4 is weak.

The best precision is found in the lower mantle with 5% and 4% for PINGU and ORCA, respectively. The corresponding $\Delta\chi^2$ is shown in the upper left panel of Fig. 3 for ORCA: it is well-behaved Gaussian and correlations with other density layers are not important. This result may, at a first glance, not be too exciting compared to the *collective* constraints from geophysics including free oscillations, total mass, and moment of inertia of the earth, which are believed to constrain the mantle density at the per cent level [33,34] – although the statistical interpretation of these precisions (confidence level of the error) seems less straightforward than in the present case. We have nevertheless demonstrated that neutrino oscillations can contribute at a similar level with an independent technique and different systematics. They may even be competitive to Ref. [33] if the whole-Earth constraints (mass, rotational inertia) are included, and our method does not rely on the assumption of linearized perturbation theory as Ref. [34]. Future tests of neutrino tomography may use similar techniques for better comparisons, which are, however, currently subject to computational constraints. Further applications may include the test of ambiguities and structures, such as the seismic wave-inferred low shear velocity provinces (LLSVPs) or ultra-low velocity zones (ULVZs) in the lower mantle.

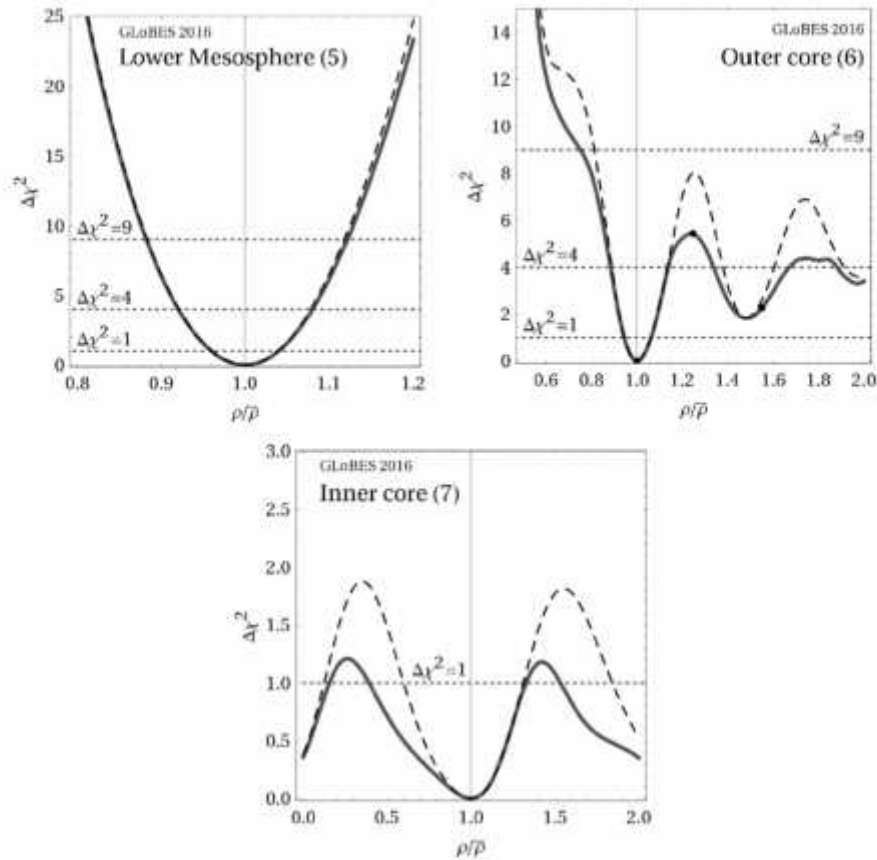


Fig. 3. **Impact of parameter degeneracies.** Here the log-likelihood $\Delta\chi^2$ is shown as a function of the relative error on the average density for three different layers (in different panels) for ORCA. Solid curves include correlations among different matter density layers, with systematics, and oscillation parameters, whereas dashed curves do not include the matter density layer correlations. The horizontal lines correspond to 1σ , 2σ , and 3σ for a Gaussian $\Delta\chi^2$.

Fig. 2 suggests some sensitivity to the earth’s outer core at 1σ ; however, Fig. 3 (upper right panel) illustrates that the $\Delta\chi^2$ is not Gaussian for higher confidence levels, and degeneracies exist for $\rho/\bar{\rho} > 1$. The difference between dashed and solid curves mainly comes from the correlation with the inner core density (the event rates mix within the zenith angle resolution). While the 1σ precision (solid curve) roughly corresponds to the one obtained for the core composition estimate in [28], it is clear that the shown degeneracies prohibit a self-consistent extraction of the outer core density up to higher confidence levels. This result applies to the chemical composition measurement as well as, in comparison to Ref. [31], detector setups closer to the experimental proposals are used, and the densities of the other layers are left free.

If, however, viewpoint b) is adopted, the dashed curve will represent the core density measurement, and the impact of correlations is reduced. The intrinsic oscillatory structure in Fig. 3 remains, as illustrated in Fig. 4 for three different values of $\rho/\bar{\rho}$ for $P_{\mu e}$, corresponding to the dot marks in Fig. 3 (upper right panel). The oscillation peak at $E \simeq 6$ GeV is almost perfectly

1. Dilarang mengutip sebagian atau seluruh karya tulis ini tanpa mencantumkan sumber:
 a. Pengutipan hanya untuk kepentingan pendidikan, penelitian, penulisan karya ilmiah, penyusunan laporan, penulisan kritik atau tinjauan suatu masalah.
 b. Pengutipan tidak merugikan kepentingan Universitas Riau.
 2. Dilarang mengumumkan dan memperbanyak sebagian atau seluruh karya tulis ini dalam bentuk apapun tanpa izin Universitas Riau.

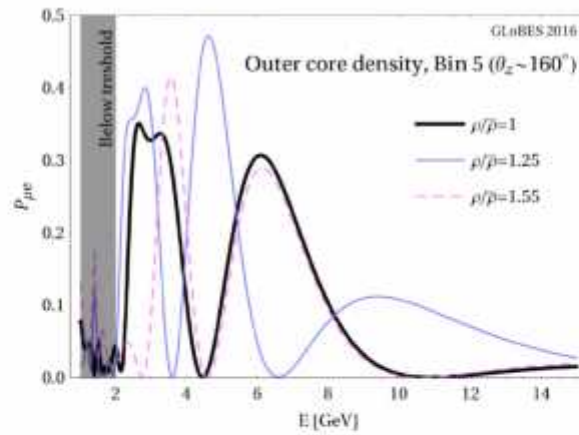


Fig. 4. **Oscillation probability.** Oscillation probability $P_{\mu e}$ for the outer core density (6) and three different values of $\Delta\rho/\rho$ (marked by dots in the upper right panel of Fig. 3) and for angular bin $\theta_2 \simeq 160^\circ$ (marked as dashed line in Fig. 1).

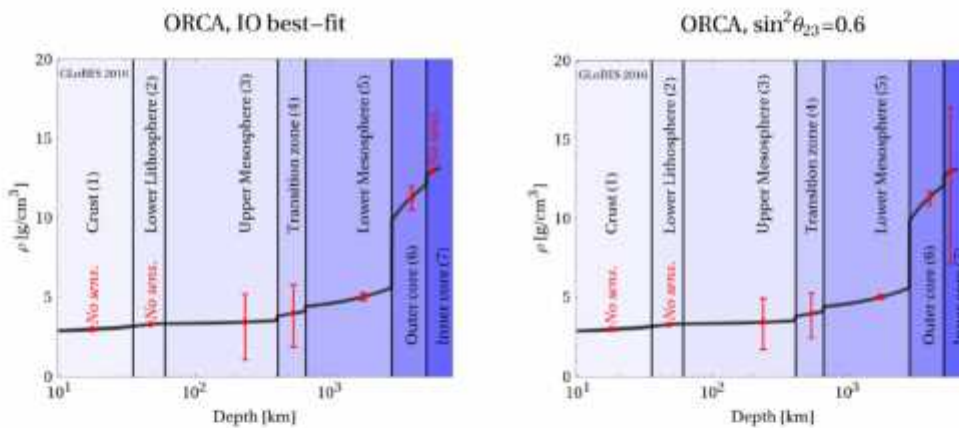


Fig. 5. **Experiment sensitivity to matter density for alternative parameter values.** Same as Fig. 2 for ORCA, but for inverted mass ordering best-fit (left panel) and NO, $\sin^2\theta_{23} = 0.6$, $\delta_{CP} = 7\pi/8$ (right panel).

re-matched by $\rho/\bar{\rho} = 1.55$, while it is very different for $\rho/\bar{\rho} = 1.25$. The low energy differences are more difficult to resolve due to the smaller effective mass and poorer directional and energy resolutions for lower energies. On the other hand, the lower bound on the outer core density is robust, as lower densities correspond to higher resonance energies where the effective masses of the detectors increase.

We chose the NO best-fit earlier in this study; however, the actual oscillation parameters chosen by Nature may be different. We therefore show the result for ORCA and the IO in Fig. 5 (left panel), where the performance is slightly worse (see also Table 1). Although the experiments include both neutrinos and antineutrinos, the antineutrino cross sections are lower – and therefore the expected event statistics. For example, we find precision in the lower mantle of 11% and 5% for PINGU and ORCA, respectively, for the IO.

Note, however, as both the mass ordering sensitivity and the matter effect sensitivity scale with terms $\propto \sin^2 \theta_{23}$ in the appearance oscillation channels, the performance for the earth density measurements will scale in a similar way to Fig. 10 with this parameter. This means that the actual result could be much better depending on the oscillation parameter values chosen by Nature. An example is shown in the right panel of Fig. 5 for ORCA for a parameter set within the 3σ currently allowed range. Here a precision of better than 3% is obtained for the lower mantle density. In this case, the outer core density can be actually measured with a precision better than 5%, and the degeneracies can be resolved at almost 2σ .

While the inner core density may be the prime target from the geophysics perspective, as it is the most difficult to access, currently planned instruments do not allow for a high confidence level extraction even if all the other densities were known (see dashed curve in lower panel of Fig. 3). This measurement operates close to the detection threshold, where also energy and zenith angle resolutions are weaker, and it suffers from a very small solid angle covered by the inner core. A more densely instrumented detector, such as proposed in [43,44], would have a lower threshold and potentially better low energy directional and angular resolutions helping both the inner and outer core density measurements. Especially in combination with geophysical data on the outer core, an extraction of the inner core density may then become possible.

4. Summary and conclusions

We have demonstrated that atmospheric neutrino oscillations measured by planned detectors can provide excellent sensitivities to the lower mantle density and give a robust lower bound on the outer core density. The obtained information is complementary to that of seismic waves, as different quantities (electron density versus seismic wave velocity) and different propagation paths (straight lines versus refracted curves) are tested, and the underlying systematics are very different.

Finally, neutrino oscillation tomography is yet a very young discipline which only has become feasible after the discovery of a non-zero value of θ_{13} in 2012. Further applications may include independent tests of irregular seismic wave propagation zones the lower mantle, where PINGU and ORCA can provide complementary information due to different locations. In the future, techniques similar to the ones used in geophysics [33,34] may be developed, to allow for an easier comparison to and combination with geophysical data. The most inaccessible part of the earth, the inner core, may also warrant further investigation, and could benefit from the combination with large volume detectors with lower thresholds, such as the proposed Hyper-Kamiokande [45] experiment.

Acknowledgements

I would like to thank Sebastian Böser, Jürgen Brunner, Jannik Hofestädt, Antoine Kouchner, Serguey Petcov, and Juan Pablo Yañez for useful discussions and comments, and Rolf Nahnauer for a critical reading of the manuscript.

This project has received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme (Grant No. 646623).

Struktur Bumi



Hak Cipta Dilindungi Undang-Undang
1. Dilarang mengutip sebagian atau seluruh karya tulis ini tanpa mencantumkan sumber:
a. Pengutipan hanya untuk kepentingan pendidikan, penelitian, penulisan karya ilmiah, penyusunan laporan, penulisan kritik atau tinjauan suatu masalah.
b. Pengutipan tidak merugikan kepentingan Universitas Riau.
2. Dilarang mengumumkan dan memperbanyak sebagian atau seluruh karya tulis ini dalam bentuk apapun tanpa izin Universitas Riau.

Tidak disadari ternyata tanah tempat kita berdiri ternyata mengalami pergerakan

