

تعیین رسانایی ویژه الکتریکی و درجه حرارت گوشته فوقانی زمین با استفاده از تغییرات ژئومغناطیسی روزهای آرام

اسداله جوع عطا بیرمی^{۱*}، ناصر حسینزاده گویا^۲ و محمود میرزایی^۳

^۱ دانشجوی دکتری الکترومغناطیس، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه فیزیک، دانشگاه اراک، اراک، ایران

(دریافت: ۸۵/۱۲/۸، پذیرش نهایی: ۸۷/۴/۳)

چکیده

رسانایی ویژه الکتریکی زمین یکی از پارامترهای مجهول آن است که می‌توان آن را در مقیاس جهانی مورد بررسی قرار داد. بررسی‌های رسانایی ویژه الکتریکی براساس تغییرات میدان مغناطیسی زمین صورت می‌گیرد. تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین شامل تغییرات درازمدت و تغییرات زودگذر است. تغییرات میدان ژئومغناطیسی با منشأ خارج از زمین، جریان‌های الکتریکی را به بخش‌های رساناتر زمین القا می‌کند. این جریان‌های القایی نیز به نوبه خود سبب ایجاد مؤلفه‌ای از تغییرات مغناطیسی می‌شوند که در سطح زمین قابل مشاهده و اندازه‌گیری است. با تفکیک تغییرات میدان به بخش‌های با منشأ داخلی (i) و خارجی (e)، پاسخ الکترومغناطیسی زمین به یک ورودی ویژه (e) تعیین می‌شود. نسبت بخش‌های با منشأ داخلی و خارجی میدان مغناطیسی معیاری از پاسخ است که به سامانه جریان خارجی و توزیع رسانایی ویژه الکتریکی درون گوشته وابسته است. در این تحقیق با استفاده از یکی از تغییرات روزهای آرام مغناطیسی موسوم به "بی"، رسانایی ویژه الکتریکی و دمای گوشته فوقانی بررسی شده است. نتایج حاصل با کارهای قبلی همخوانی خوبی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: "بی" های ژئومغناطیسی، تغییرات روزهای آرام ژئومغناطیسی، پاسخ الکترومغناطیسی، عمق پوستی، رسانایی ویژه الکتریکی

Determination of the electrical conductivity and temperature of the upper mantle using geomagnetic quiet-daily variations

Jo Ata Bayrami, A¹., Hosseinzadeh Guya, N². and Mirzaei, M³.

¹Ph.D. student of Electromagnetism, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Physics, Arak University, Arak, Iran

(Received: 27 Feb 2007, Accepted: 23 Jun 2008)

Abstract

The electrical conductivity of the earth is its physical parameter, which can be studied in global scales. The investigations of the earth's electrical conductivity are based on geomagnetic field variations. Time variations of the geomagnetic field consist of long-term and short-term (transient) variations. External sources induce electric currents into

the earth. The induced electric currents give rise, in turn, to an internal component of the magnetic variations observed at the surface. Transient magnetic fields (external sources) pass through electrically conducting earth with amplitude reduction and phase rotation. We are concerned here with the inductive skin-effect of natural geomagnetic variations which they undergo within the earth's interior. These variations are very slowly oscillating and can be regarded as quasi-stationary on a global scale. There is a measure of the penetration of an alternating magnetic field of frequency ω (or period T) into a conductor of conductivity σ . The penetration is often expressed by the skin depth S , given by (in terms of kilometers):

$$s = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{10T}{\sigma}} \quad (1)$$

Geomagnetic induction studies involve frequencies from a few cycles per minute to fractions of a cycle per day. So the penetration depth at which the main inductive attenuation of geomagnetic variation occurs depends on the period of the variation and electrical conductivity of the earth.

The inductive response of the earth's interior to the spectrum of geomagnetic variations and thereby the internal electrical conductivity distribution can be studied by two complementary methods: we can observe (i) the vertical magnetic component Z (magnetic method) or (ii) the tangential electrical component E (magnetotelluric method) of a transient surface field, setting either one of them in relation to the horizontal magnetic component H . The magnetic method is applied in this study. The available geomagnetic data consists of records of three components X , Y , Z (horizontal north, horizontal east and vertical components) or Z , D , H (vertical, declination and horizontal components) of the earth's magnetic field as functions of time recorded at a number of points distributed over the surface of the earth. By separating magnetic variations into parts of internal (i) and external (e) origin, we can determine the electromagnetic response of the earth to a particular input (e). The ratio of the parts of the magnetic field of internal and external origin is a measure of the response and is dependent on both the external current system and the distribution of electrical conductivity within the earth.

The geomagnetic quiet-daily variations are the most persistent of all the geomagnetic variations that occur in days when the magnetic activity level is very low. In these days the magnetograms from any (except a high latitude) observatory show smooth pattern with no, or only very small, rapid fluctuations. $Kp \leq 3$ index is the measure for selecting the quiet day. The geomagnetic bays are the events that occur in geomagnetic quiet days and their periods are between 30 minutes to 3 hours.

Once the geomagnetic variations at each observatory have been analyzed in terms of frequency, the spatial behavior can be expressed by expanding each frequency component in a series of spherical harmonics over the surface of the earth. The geomagnetic field outside the earth can be expressed as the gradient of a scalar potential U as (Banks 1969):

$$B = -\nabla U \quad (2)$$

The potential U can be represented as a series of spherical harmonics; in this particular case the harmonics are purely zonal:

$$U = R_e \sum_n \left\{ i_n \left(\frac{R_e}{r} \right)^{n+1} + e_n \left(\frac{r}{R} \right)^n \right\} P_n(\cos \theta) \quad (3)$$

The coefficients i_n and e_n , corresponding to the internal and external parts of the field, respectively. The horizontal (ΔH) and vertical (ΔZ) components of the geomagnetic field at the earth's surface ($r = R_e$) are derived from U as:

$$\Delta H = \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} \right)_{r=R_e} \quad (4)$$

$$\Delta Z = \left(\frac{\partial U}{\partial r} \right)_{r=R_e} \quad (5)$$

For a geomagnetic variation which can be expressed as a single zonal harmonic of order n , the horizontal ΔH and vertical ΔZ components of the field at co-latitude θ and frequency f can be written as:

$$\Delta H_n(\theta, f) = -(e_n + i_n) \frac{\partial P_n(\cos \theta)}{\partial \theta} \quad (6)$$

$$\Delta Z_n(\theta, f) = (e_n - 2i_n) P_n(\cos \theta) \quad (7)$$

The spatial behavior of geomagnetic variations in the frequency range of geomagnetic bays can be represented by a P_1^0 spherical harmonic. Using equations 1, 6 and 7 yields:

$$s = R_e \left\{ 1 - \left(\frac{n+1}{n} \frac{i_n}{e_n} \right)^{\frac{1}{2n+1}} \right\} \quad (8)$$

Equating 1 and 8, the depth-conductivity profile can be determined.

Once the conductivity has been specified in this way, we can interpret the variation of conductivity with depth in terms of the effects of temperature on likely mantle minerals. The conductivity, as a function of absolute temperature (T) can be expressed as (Duba 1976):

$$\sigma = \sigma_0 \exp \left(- \frac{E}{2k_0 T} \right) \quad (9)$$

where k_0 is Boltzman's constant and E , activation energy, is in the range 2-3 electron volts. σ_0 is in the range 100-500 Siemens/m.

In this study, using the geomagnetic bays which are the transient variations, at the co-latitude $\theta = 54.3^\circ$, the electrical conductivity and the temperature of the upper mantle from 170 to 270 km depth have been estimated from the electromagnetic induction method. The relation for depth-conductivity is obtained as $\sigma = 0.0041e^{0.0081S}$, where conductivity, σ and depth, S are in terms of Siemens/m and kilometer respectively. The relation for electrical conductivity versus temperature is obtained as $\sigma = 500 \exp \left(- \frac{14621}{T} \right)$. The relations show that there is no discontinuity in this region

of the upper mantle. The results obtained from the present study agree with the results of previous investigations.

Key words: Electrical conductivity, Electromagnetic response, Geomagnetic bay, Geomagnetic quiet-daily variations, Skin depth

۱ مقدمه

حلقوی صورت می‌گیرد. شولتز و لارسن (۱۹۸۳) داده‌های مغناطیسی روزانه را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که نمایش برحسب هماهنگ‌های کروی منطقه‌ای درجه اول به‌خوبی برای گستره بسامدی 0.1 تا 0.2 دور بر روز مناسب است. از طرف دیگر مک لئود (۱۹۹۴) همین نتیجه را برای بسامدهای $10^{-3} \times 2/74$ دور بر روز به‌دست آورد.

توزیع رسانایی ویژه الکتریکی در گوشته را می‌توان با استفاده از تابع پاسخ الکترومغناطیسی حاصل از این تحلیل‌ها به‌دست آورد. بانکز (۱۹۶۹ و ۱۹۷۲) مدلی برای اعماق تا ۲۰۰۰ کیلومتر ارائه داد. کنستابل (۱۹۹۳) با استفاده از میانگین توابع پاسخ به‌دست آمده، روبرتز (۱۹۸۴) و شولتز و لارسن (۱۹۸۷) برای بسامدهای در گستره $10^{-3} \times 8/54$ تا $10^{-1} \times 8/64$ دور بر روز، ساختار رسانایی ویژه الکتریکی گوشته را به‌دست آوردند. مک لئود (۱۹۹۴) تابع پاسخ برای بسامدهای در گستره $10^{-3} \times 1/37$ تا $10^{-2} \times 1/64$ دور بر روز را به‌دست آورد. اوشیما و شولتز (۲۰۰۰) نیز تابع پاسخ برای بسامدهای متفاوت را به‌روش تفاضل‌های متناهی به‌منظور تعیین رسانایی ویژه الکتریکی گوشته تحتانی به‌دست آورده‌اند. در این نوشتار ساختار رسانایی ویژه الکتریکی گوشته فوقانی با استفاده از یکی از تغییرات مغناطیسی روزهای آرام موسوم به "بی"های ژئومغناطیسی تعیین شده است. زیرا این تغییرات منبعی طبیعی با بسامدهای مناسب برای بررسی رسانایی ویژه گوشته فوقانی را فراهم می‌کنند.

از طرف دیگر چون توزیع رسانایی ویژه الکتریکی

رسانایی ویژه الکتریکی یکی از پارامترهای اساسی زمین است که می‌توان آن را در مقیاس جهانی مورد بررسی قرار داد. بررسی‌های رسانایی ویژه الکتریکی براساس تغییرات میدان مغناطیسی صورت می‌گیرد. تغییرات میدان ژئومغناطیسی با منشأ خارج از زمین، جریان‌های الکتریکی را به بخش‌های رساناتر زمین القا می‌کنند. این جریان‌های القایی نیز به نوبه خود سبب ایجاد مؤلفه‌ای از تغییرات مغناطیسی می‌شوند که در سطح زمین قابل مشاهده و اندازه‌گیری است. این موضوع، القای ژئومغناطیسی درون زمین نامیده می‌شود. با تفکیک میدان‌های دارای منشأ داخلی و خارجی، می‌توان پاسخ الکترومغناطیسی زمین را برآورد کرد. این پاسخ معمولاً به‌صورت نسبت بخش داخلی به خارجی تعریف می‌شود و به منبع خارجی میدان مغناطیسی و توزیع رسانایی ویژه الکتریکی در زمین وابسته است.

منابع تغییرات مغناطیسی با منشأ خارجی در سامانه جریان الکتریکی موجود در مغناطیس‌سپهر و یونسپهر قرار دارند. بسیاری از تغییرات بلند مدت، ناشی از افت و خیزهای سامانه جریان حلقوی موجود در ۳-۴ برابر شعاع زمین هستند. به دلیل دوری سامانه جریان از سطح زمین می‌توان میدان مغناطیسی حاصل از آن را با هماهنگ‌های کروی منطقه‌ای درجه اول نشان داد. صحت چنین نمایشی پیش‌تر اثبات شده است. بانکز (۱۹۶۹) برای بسامدهای گستره $10^{-3} \times 3$ تا $10^{-1} \times 2/5$ دور بر روز تحلیلی را عملی کرد و روشن ساخت که تغییرات زمانی میدان مغناطیسی با منشأ خارجی به‌طور عمده به‌واسطه افت و خیزهای سامانه جریان

و یک تغییر فاز بیشینه در عرض‌های میانی را نشان می‌دهند.

تعداد روزهای آرام مغناطیسی با شدت فعالیت‌های خورشیدی نسبت عکس دارد. همچنین شدت فعالیت‌های خورشیدی با تعداد لکه‌های خورشیدی متناسب‌اند. آرام‌ترین فعالیت‌ها زمانی رخ می‌دهند که تعداد لکه‌های خورشیدی کمینه باشد. به علاوه به علت چرخه ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی، سال‌های آرام مغناطیسی نیز روند مشابهی را پی می‌گیرند.

۳ "بی"های مغناطیسی

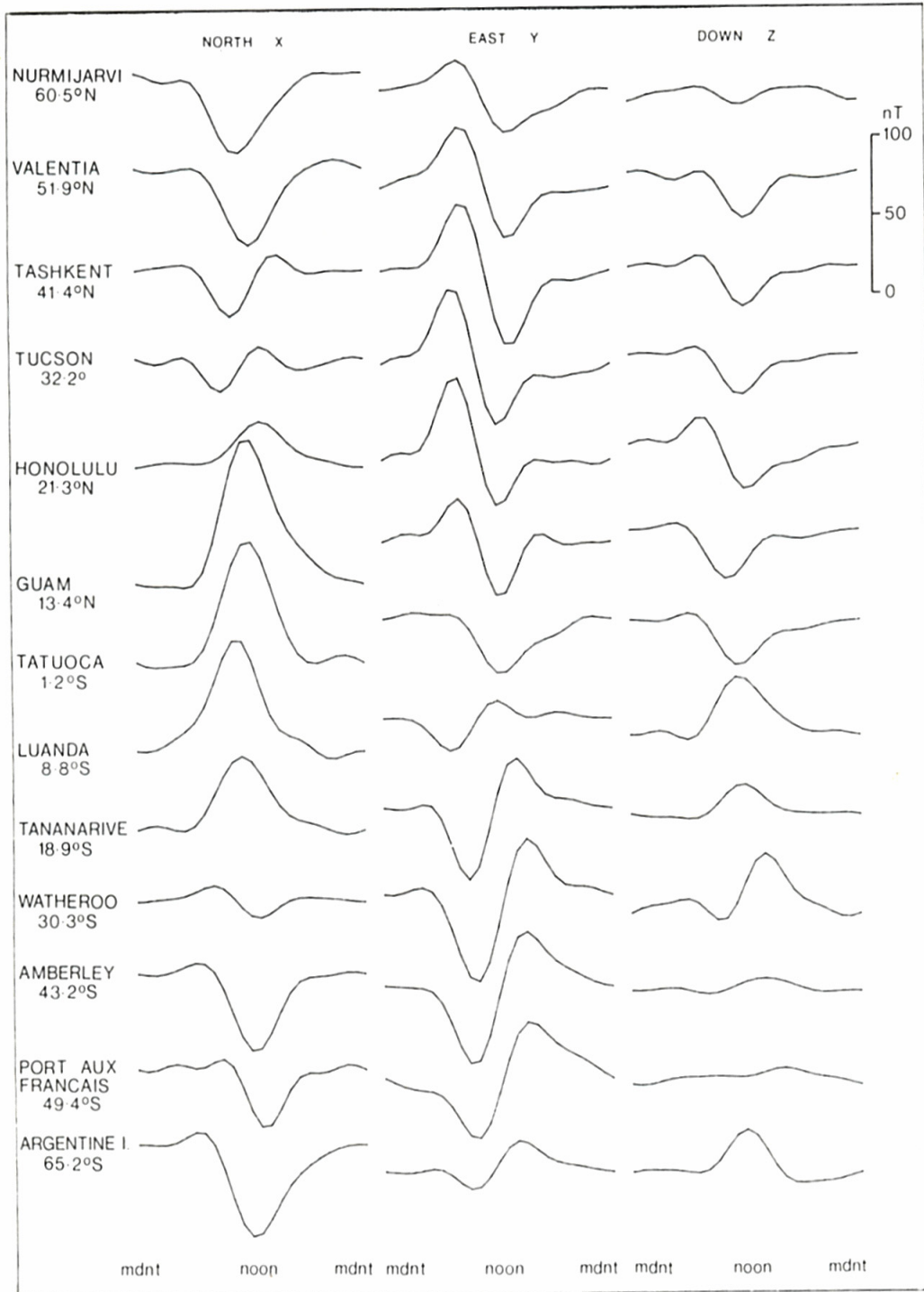
"بی"ها یکی از تغییرات زودگذری هستند که معمولاً در روزهای آرام مغناطیسی به وقوع می‌پیوندند و شکلی خلیج‌مانند روی مغناطیس‌نگارها دارند که یکی از ویژگی‌های ساختاری آنها است. "بی"ها عموماً در روزهای آرام و توام با ریزتپ‌های (micropulsation) مغناطیسی $Pi1$ و $Pi2$ به وقوع می‌پیوندند. جریان‌های الکتریکی یون‌سپهر علت ایجاد این تغییرات مغناطیسی است. در مؤلفه افقی میدان H ، منحنی از تغییرات روزانه عادی به تدریج تغییر می‌کند که این تغییر می‌تواند به صورت افزایش یا کاهش مؤلفه افقی H باشد تا اینکه به مقدار بیشینه یا کمینه خود برسد، آنگاه منحنی H به تدریج به مقدار قبل از آشفتگی برمی‌گردد. اگر H کاهش یابد، "بی" را منفی و اگر H افزایش یابد آن را "بی" مثبت گویند. این انحرافات روی مؤلفه Z کمتر است و مؤلفه D معمولاً این آشفتگی‌ها را ندارد (شکل ۲). آشفتگی‌های نوع "بی" در بردارنده گستره وسیعی از تناوب‌ها و دامنه‌ها را دارند. تناوب "بی"ها تقریباً زیاد یعنی از حدود ۱۰ دقیقه تا ۳ ساعت یا حتی بیشتر است و دامنه آنها نیز از ده تا چند صد گاما است. در مناطق شفقی "بی"های با دامنه ۲۰۰۰ گاما نیز معمولاً به وقوع می‌پیوندند.

گوشته به میزان قابل توجهی در کنترل دما است، بنابراین با بررسی رسانایی ویژه الکتریکی، می‌توان تغییرات رسانایی ویژه الکتریکی با عمق در گوشته را براساس اثرات دما تفسیر کرد.

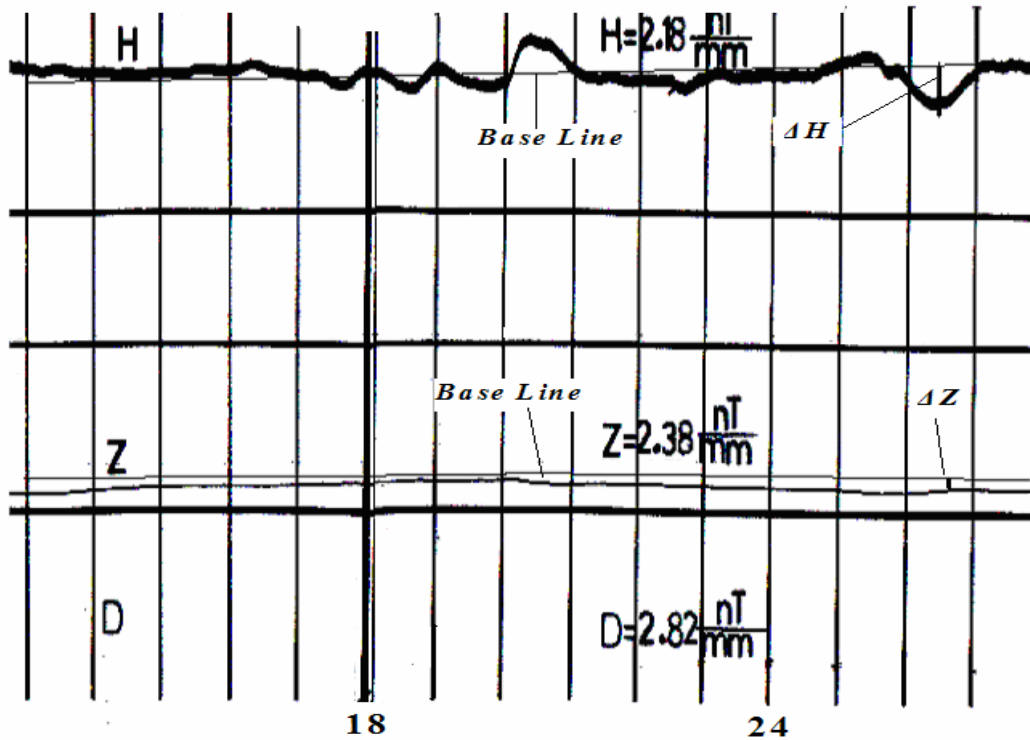
۲ تغییرات مغناطیسی روزهای آرام

در بعضی از روزها، مغناطیس‌نگارها تغییرات کمی را نشان می‌دهند. این مغناطیس‌نگارها توصیفی از "میدان ژئومغناطیسی روزهای آرام" هستند. با مقایسه مغناطیس‌نگارهای دو رصدخانه با عرض‌های یکسان و طول‌های متفاوت در روزهای آرام مغناطیسی، خواهیم دید این دو مغناطیس‌نگار بسیار مشابه‌اند و فقط اختلاف فازی به اندازه تفاوت زمانی بین دو رصدخانه دارند. شکل ۱ تغییرات متوسط روزانه را به صورت تابعی از زمان در چند رصدخانه مغناطیسی با عرض‌های متفاوت را نشان می‌دهد. شکل عمومی تغییرات روزانه از این منحنی‌ها کاملاً معلوم است. اندیس مغناطیسی K_p با مقدار کمتر از ۳ معیاری از آرام بودن مغناطیسی آن روز است. K_p یک اندیس نیمه‌لگاریتمی ۳ ساعته است. یعنی دامنه آشفتگی‌ها را برای فاصله‌های سه ساعته اندازه‌گیری می‌کنند و با این اندیس نشان می‌دهند. مقادیر این اندیس از صفر برای روزهای کاملاً آرام تا ۹ برای روزهای آشفته است. اگر $K_p \leq 3$ باشد، آن روز از نظر مغناطیسی، آرام در نظر گرفته می‌شود. برخی از محققان ۵ روز آرام و ۵ روز آشفته را در ماه براساس اندیس A_p انتخاب می‌کنند. A_p یک اندیس خطی است و اگر دامنه آشفتگی‌ها در یک روز کمتر از ۱۰ نانوتسلا (گاما) باشد، روز را آرام در نظر می‌گیرند.

دامنه و فاز میدان در روزهای آرام مغناطیسی در ماه‌های سال به‌طور آهسته‌ای تغییر می‌کند. این تغییرات، افزایش آشکاری از دامنه در طی ماه‌های تابستان



شکل ۱. منحنی تغییرات روزانه به صورت تابعی از زمان محلی برای رصدخانه‌های عرض‌های جغرافیایی متفاوت (پارکینسون، ۱۹۸۳) مؤلفه شمالی X در هر دو نیم‌کره، جهت یکسانی دارد ولی مؤلفه‌های Z, Y در دو نیم‌کره، در جهت مخالف‌اند.



شکل ۲. یک "بی" مثبت که در ساعت ۲۰،۰۰ و یک "بی" منفی که در ساعت ۰۱،۵۱ به وقوع پیوسته‌اند (ثبت در رصدخانه مغناطیسی تهران).

البته در مورد القای الکترومغناطیسی درون زمین می‌توان ساده‌سازی‌هایی را صورت داد. در نواحی کم‌عمق پوسته، تراوایی مغناطیسی μ با تراوایی مغناطیسی فضای آزاد μ_0 تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای دارد. در صورتی که برای کل زمین این تفاوت‌ها کم‌اند و می‌توان از آنها صرف‌نظر کرد. به همین دلیل μ را معادل μ_0 در نظر می‌گیریم. نتایج الکترومغناطیسی را می‌توان با در نظر گرفتن میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی به‌مثابه تابعی از زمان و یا با در نظر گرفتن ضرایب فوریه حاصل از سری‌های زمانی تحلیل کرد (جاکوب، ۱۹۹۱).

اگر قرار باشد در منطقه معینی، با استفاده از اندازه‌گیری‌هایی که در سطح صورت می‌گیرد، اطلاعاتی به‌دست آوریم، واضح است که اندازه عمق پوستی برای میدان اولیه باید آنقدر باشد که آشفتگی میدان تا عمق مورد نظر نفوذ کند. به‌عبارت دیگر، طیفی از دوره‌ها که

۴ الف‌الکترومغناطیسی درون زمین

اساس نظریه القای الکترومغناطیسی را معادلات ماکسول و معادله پخش که معادله دیفرانسیل اساسی برای جریان‌های گردابی است، تشکیل می‌دهد. کمیت‌های قابل مشاهده در یک بررسی الکترومغناطیسی در مورد ساختار رسانایی ویژه الکتریکی زمین شامل مقادیر سطحی سه مؤلفه میدان مغناطیسی B و مؤلفه میدان الکتریکی E است. میدان مغناطیسی شامل دو بخش است: یکی میدان اولیه که بالاتر از سطح زمین و معمولاً در یون‌سپهر یا مغناطیس‌سپهر قرار دارد. و دومی میدان ثانویه‌ای که به‌واسطه جریان‌های گردابی القا شده با میدان متغیر اولیه حاصل می‌شود.

مقادیر مشاهده شده میدان‌های فوق منجر به محاسبه توابع پاسخ می‌شوند. قسمت اعظم نظریه القای الکترومغناطیسی به محاسبه توابع پاسخ برای مدل‌های توزیع رسانایی ویژه الکتریکی مربوط‌اند.

به‌طور افزایشی تغییر کند، اطلاعاتی از رسانایی در منطقه‌های عمیق‌تر به دست می‌دهد.

۵ تغییرات مغناطیسی و عمق نفوذ آنها

دامنه طیف تغییرات میدان مغناطیسی زمین گستره زمانی وسیعی از کسری از ثانیه تا بیش از ۳۰ میلیون سال را شامل می‌شود که بعضی منشأ درونی و گروهی منشأ بیرونی دارند. این تغییرات سبب القا جریان‌های الکتریکی درون زمین می‌شوند و جریان‌های القایی نیز میدان مغناطیسی ایجاد می‌کنند. هرچه دوره تناوب این تغییرات مغناطیسی بیشتر باشد، عمق نفوذ امواج الکترومغناطیسی ناشی از آنها بیشتر است و می‌توان در مورد اعماق بیشتر اطلاعاتی به دست آورد.

ریزتپ‌های مغناطیسی تابش‌های الکترومغناطیسی با دوره تناوب $0/2$ تا ۶۰۰ ثانیه‌اند که تغییرات بسیار کوچکی در میدان مغناطیسی زمین ایجاد می‌کنند. این تغییرات با توجه به دوره تناوبشان برای بررسی مشخصه‌های زمین تا عمق ۸۰ کیلومتری مناسب هستند. تغییرات روزانه که شامل تغییرات روزانه خورشیدی و تغییرات روزانه قمری و دوره تناوب آنها حداکثر ۲۵

ساعت است، برای بررسی اعماق تا ۸۵۰ کیلومتری مناسب‌اند و می‌توان مشخصه‌های زمین تا این عمق را به کمک آنها تعیین کرد. Dst که میدان آشفته در زمان وقوع توفان مغناطیسی است و برای بررسی مشخصه‌های زمین تا اعماق ۱۱۰۰ کیلومتری به کار می‌رود. تغییرات قرنی با دوره تناوب ۲۵ سال برای مطالعه اعماق تا ۲۹۰۰ کیلومتر یعنی مرز هسته و گوشته مناسب‌اند. تغییرات سالیانه با دوره تناوب شش‌ماهه برای کاوش تا اعماق ۱۶۰۰ کیلومتر مفید هستند (اشموکر، ۱۹۷۰).

اما "بی"های مغناطیسی که دوره تناوبشان از ۱۰ دقیقه تا ۳ ساعت است نیز مانند سایر تغییرات مغناطیسی، جریان‌هایی را درون زمین القا می‌کنند. این جریان‌ها، میدان مغناطیسی ایجاد می‌کنند که با استفاده از تغییری که این میدان‌های ثانویه در میدان مغناطیسی زمین به وجود می‌آورند می‌توان رسانایی ویژه الکتریکی زمین را تعیین کرد. با توجه به دوره تناوب این آشفتگی‌ها می‌توان از آنها برای بررسی اعماق ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتری، یعنی گوشته فوقانی استفاده کرد. در جدول ۱ تعدادی از آشفتگی‌های مغناطیسی، دوره تناوب و عمق نفوذشان آمده است.

جدول ۱. دوره تناوب تغییرات مغناطیسی و عمق نفوذ آنها (اشموکر، ۱۹۷۰).

| نوع تغییرات | دوره تناوب (ساعت) | عمق (کیلومتر) |
|-------------------|-------------------|---------------|
| Secular Variation | 2×10^5 | ۲۹۰۰ |
| Annual Variation | $10^3 \times 4$ | ۱۶۰۰ |
| Dst Variation | ۷۲ | ۱۱۰۰ |
| Sq Variation | ۲۴ | ۸۵۰ |
| Sq Variation | ۱۲ | ۵۷۵ |
| Sq Variation | ۸ | ۴۶۰ |
| Bay Variation | ۳ | ۳۰۰ |
| Bay Variation | ۲ | ۲۷۰ |
| Bay Variation | ۱ | ۲۰۰ |
| Bay Variation | $0/2$ | ۱۰۰ |
| Fluctuations | $0/1$ | ۶۵ |

۶ روش تعیین رسانایی ویژه الکتریکی

تغییرات میدان مغناطیسی زمین که منشأ خارجی دارند جریان‌های الکتریکی را به درون زمین القا می‌کنند. جریان‌های القایی نیز به نوبه خود میدان مغناطیسی ایجاد می‌کنند. با تقسیم تغییرات مغناطیسی به منشاهای داخلی (i) و خارجی (e)، می‌توان پاسخ الکترومغناطیسی زمین به یک ورودی خاص (e) را تعیین کرد. نسبت بخش‌های داخلی و خارجی میدان، معیاری از پاسخ است و به سامانه جریان خارجی (e) و رسانایی ویژه الکتریکی درون زمین بستگی دارد. پاسخ الکترومغناطیسی را می‌توان در گستره وسیعی از دوره تناوب‌ها برای برآورد بهتر رسانایی ویژه الکتریکی درون زمین به کار برد.

طیف تغییرات زمانی ژئومغناطیسی برای بررسی‌های القای ژئومغناطیسی گستره بسامدی وسیعی را دربر می‌گیرند و عمق نفوذشان به درون زمین طبق اصل کلی اثر پوستی الکترومغناطیسی، با کاهش بسامد، افزایش می‌یابد. بنابراین هر نوع از تغییرات مغناطیسی برای بررسی عمق به خصوصی به کار می‌رود. داده‌های ژئومغناطیسی دربردارنده سه مؤلفه افقی شمالی X، مؤلفه افقی شرقی Y و مؤلفه عمودی Z میدان مغناطیسی زمین به صورت تابعی از زمان هستند که در رصدخانه‌ها یا ایستگاه‌های ژئومغناطیسی ثبت می‌شوند.

چون تغییرات مغناطیسی در هر رصدخانه براساس بسامد تحلیل می‌شود، رفتار مکانی را می‌توان با بسط هر مؤلفه بسامدی به صورت مجموعه‌ای از هماهنگ‌های کروی روی سطح زمین بیان کرد. همزمان می‌توان پتانسیل مغناطیسی مربوطه را نیز به بخش‌های با منشأ داخلی و خارجی تفکیک کرد. با تفکیک تغییرات میدان به بخش‌های با منشأ داخلی (i) و خارجی (e)، پاسخ الکترومغناطیسی زمین به یک ورودی ویژه (e) تعیین می‌شود. آنچه که در این تفکیک باقی می‌ماند مجموعه‌ای از ضرایب مربوط به مؤلفه هر هماهنگ کروی در بسامد

مخصوص به خود است. نسبت بخش‌های با منشأ داخلی و خارجی میدان مغناطیسی، معیاری از پاسخ است که به سامانه جریان خارجی و توزیع رسانایی ویژه الکتریکی درون گوشته وابسته است.

با مقایسه پاسخ اندازه‌گیری شده زمین به تغییرات مغناطیسی با بسامد خاص و پاسخ نظری یک توزیع ویژه از رسانایی ویژه الکتریکی می‌توان به توزیع رسانایی ویژه الکتریکی در گوشته فوقانی پی برد.

همان‌طور که اشاره شد، در روزهایی که از نظر مغناطیسی آرامش بیشتری دارند، آشفتگی‌هایی روی مغناطیس‌نگارها مشاهده می‌شود که مشخصات ساده‌ای دارند. این نوع آشفتگی‌ها که شکلی خلیج‌مانند روی مغناطیس‌نگارها دارند "بی" نامیده می‌شوند.

بی‌های مغناطیسی تغییراتی در مؤلفه‌های افقی ΔH و عمودی ΔZ میدان مغناطیسی ایجاد می‌کنند که با اندازه‌گیری دامنه تغییرات در دوره تناوب‌های متفاوت و رابطه آن با میدان‌های داخلی و خارجی می‌توان به رسانایی الکتریکی ویژه در اعماق متفاوت پی برد.

بانکز (۱۹۶۹) پتانسیل مغناطیسی ناشی از آشفتگی‌ها را براساس هماهنگ‌های کروی به صورت زیر نشان داده است:

$$U = R_e \sum_n \left\{ i_n \left(\frac{R_e}{r} \right)^{n+1} + e_n \left(\frac{r}{R} \right)^n \right\} P_n(\cos \theta) \quad (1)$$

به ترتیب میدان‌های خارجی و داخلی، R_e شعاع زمین و $P_n(\cos \theta)$ توابع لژاندر هستند. از طرفی میدان مغناطیسی خارج از زمین را می‌توان به صورت گرادیان پتانسیل نرده‌ای U نشان داد:

$$B = -\nabla U$$

مؤلفه‌های افقی ΔH و عمودی ΔZ میدان مغناطیسی در سطح زمین ($r = R_e$) از مشتق‌های U

به صورت زیر به دست می آیند:

$$s = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{10T}{\sigma}} \quad (۷)$$

s عمق نفوذ برحسب کیلومتر (km)، T دوره تناوب "بی" برحسب ثانیه (s) و σ رسانایی ویژه الکتریکی برحسب زیمنس بر متر (S/m) است.

۷ تغییر شعاعی رسانایی ویژه الکتریکی

هنگامی که معلوم شد بخش مهمی از تغییرات روزانه دارای خاستگاه درونی است، هم شوستر (۱۹۰۸) و هم چپمن (۱۹۱۹) معتقد شدند که در درون زمین باید منطقه‌ای که رسانایی ویژه الکتریکی آن از رسانایی ویژه الکتریکی سنگ‌های پوسته بالاتر است، وجود داشته باشد. راه حل آنها بر رسانایی ویژه الکتریکی یکنواخت درون کره‌ای با شعاعی کوچک‌تر از زمین پایه‌گذاری شده بود. لاهیری و پرایس (۱۹۳۹) این روش را برای تغییر شعاعی رسانایی ویژه الکتریکی بسط دادند که به ترسیم منحنی جهانی توزیع رسانایی ویژه الکتریکی منجر شد. روش آنها محاسبه نسبت میدان داخلی به خارجی یک هم‌هنگ کرووی معین، در فاصله زمانی معین، برای توزیع‌های رسانایی ویژه الکتریکی فرضی متفاوت بود. تحلیل هر دوره انتخابی تغییر زمانی برحسب هم‌هنگ‌های کرووی، نسبت میدان‌های ناشی از علل داخلی و خارجی را برای هر هم‌هنگ به دست می‌دهد. لاهیری و پرایس روشن ساختند که چگونه این نسبت را می‌توان در مورد مدل زمین که در آن رسانایی ویژه الکتریکی فقط تابعی از شعاع باشد، محاسبه کرد. مدل مبنایی آنها از زمینی تشکیل می‌شد که رسانایی ویژه الکتریکی در آن با توانی از شعاع افزایش می‌یافت. در ۱۰۰۰ کیلومتر بیرونی زمین، تغییر رسانایی ویژه الکتریکی نسبت به شعاع آنقدر شدید است که برای نشان دادن آن یک توان منفی مضرب ۳۰ لازم است. اما این تغییر به خودی خود بیانگر مقادیر بسیار کم رسانایی ویژه الکتریکی سطح زمین است، مقادیری که شاید با

$$\Delta H = \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} \right)_{r=R_e} \quad (۲)$$

$$\Delta Z = \left(\frac{\partial U}{\partial r} \right)_{r=R_e} \quad (۳)$$

برای یک تغییر مغناطیسی که با یک هم‌هنگ منطقه‌ای منفرد با مرتبه n بیان می‌شود، مؤلفه‌های افقی ΔH و عمودی ΔZ میدان در متمم عرض جغرافیایی θ و بسامد f را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\Delta H_n(\theta, f) = -(e_n + i_n) \frac{\partial P_n(\cos \theta)}{\partial \theta} \quad (۴)$$

$$\Delta Z_n(\theta, f) = (e_n - 2i_n) P_n(\cos \theta) \quad (۵)$$

از آنجا که داده‌ها در یک عرض جغرافیایی (عرض جغرافیایی رصدخانه مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) برداشت شده‌اند لذا ΔH و ΔZ فقط با بسامد "بی"ها تغییر می‌کنند.

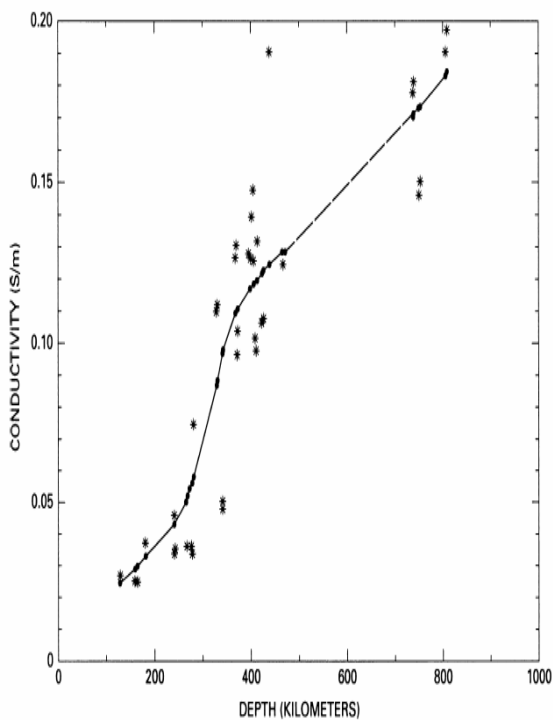
ΔH و ΔZ از روی مغناطیس‌نگارها اندازه‌گیری می‌شوند و می‌توان نسبت این دو را به دست آورد و با توجه به عرض جغرافیایی محل (۳۵/۷ شمالی)، میدان‌های داخلی i_n و خارجی e_n را محاسبه و سپس عمق نفوذ را تعیین کرد. رابطه بین $\frac{i_n}{e_n}$ و عمق نفوذ (برحسب کیلومتر) به صورت زیر است (بانکز، ۱۹۶۹):

$$s = R_e \left\{ 1 - \left(\frac{n+1}{n} \frac{i_n}{e_n} \right)^{\frac{1}{2n+1}} \right\} \quad (۶)$$

با تعیین عمق نفوذ برای $\frac{i_n}{e_n}$ های متفاوت و نیز معلوم بودن دوره تناوب هر "بی" می‌توان رسانایی ویژه الکتریکی σ را با استفاده از رابطه زیر تعیین کرد.

همکاران (۱۹۶۳) تغییرات با بسامدهای یک و دو دور در سال را از یکدیگر جدا کردند. بانکز (۱۹۶۹) این بسامدها را توأم با بسامدهای یک و دو و سه دور در هر ۲۷ روز بررسی کرد. او پیشنهاد کرد که برای همه تغییرات تا دوره شش ماه، تغییر در روی زمین با هماهنگی P_1° نشان داده شود که ممکن است با افت و خیزهای جریان حلقوی استوایی تولید شود.

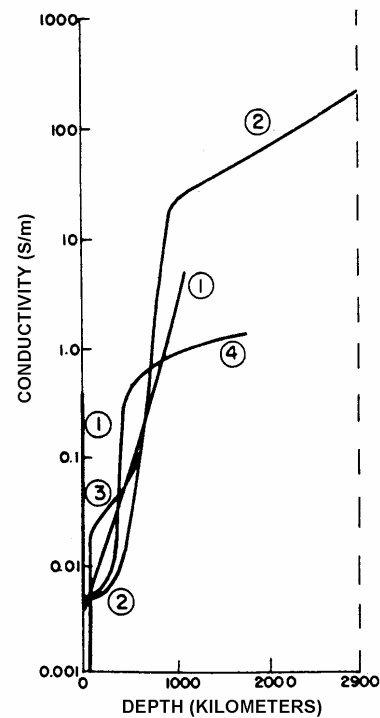
کمپل و همکاران (۱۹۹۸) نیز با استفاده از روش هماهنگی‌های کروی، رسانایی ویژه الکتریکی گوشته‌ی فوقانی را تعیین کرده‌اند که نتیجه کار آنان در شکل ۴ آمده است.



شکل ۴: نیم‌رخ رسانایی ویژه الکتریکی - عمق مربوط به گوشته زمین که با استفاده از تغییرات روزهای آرام مغناطیسی به‌دست آمده است (کمپل و همکاران، ۱۹۹۸).

مقادیر سنگ‌های پوسته متناسب باشد، ولی نه با زمینی که بیشتر از آب دریا با رسانایی ویژه الکتریکی زیاد پوشیده شده باشد. از این رو لاهیری و پرایس این مدل را آنچنان تغییر دادند که شامل پوسته بسیار نازک با رسانایی ویژه الکتریکی نسبتاً زیاد باشد و در زیر آن رسانایی ویژه الکتریکی به مقدار زیاد پایین بیاید و سپس افزایش یابد (شکل ۳).

منحنی لاهیری و پرایس سال‌ها در حکم معیاری برای توزیع رسانایی ویژه الکتریکی جهانی باقی ماند. محققان دیگری براساس تحلیل تغییرات با دوره‌های متفاوت، اصلاحاتی را در این منحنی پیشنهاد کردند. اکهارت و



شکل ۳: رسانای ویژه الکتریکی در گوشته زمین از (۱) لاهیری و پرایس (۱۹۳۹) (۲) مک-دونالد (۱۹۵۷) (۳) کانتول (۱۹۶۰) (۴) بانکز (۱۹۶۹) (گارلند، ۱۹۷۹).

با جایگذاری (۱۰) در (۱۱) و نتیجه آن در (۷) خواهیم داشت:

$$R_e \left\{ 1 - \left(2 \frac{1 - \frac{\Delta Z_1}{\Delta H_1} \tan \theta}{2 - \frac{\Delta Z_1}{\Delta H_1} \tan \theta} \right)^{\frac{1}{3}} \right\} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{1 \cdot T}{\sigma}} \quad (12)$$

در رابطه فوق به جز σ سایر عوامل معلوم هستند $\theta = 54.3^\circ$ متمم عرض جغرافیایی رصدخانه مغناطیسی تهران) از این رو می توان رسانایی ویژه الکتریکی برای دوره تناوب ها و $\frac{\Delta Z}{\Delta H}$ های متفاوت را به دست آورد. در این بررسی از آشفتگی های مغناطیسی رخ داده در روزهای آرام مغناطیسی بین سال های ۱۹۷۱ تا ۱۹۸۰ استفاده شده است که تعداد کل آنها ۹۶۷ رویداد است. برای نمونه برخی از آنها در جدول ۲ آمده است.

۸ تعیین رسانای ویژه الکتریکی با استفاده از تغییرات روزهای آرام

بانکز (۱۹۶۹) روشن ساخت که این تغییرات را می توان با هماهنگی های کروی منطقه ای مرتبه یک یعنی P_1^0 تحلیل کرد. از این رو با $n = 1$ خواهیم داشت:

$$\Delta H_1 = -(e_1 + i_1) \sin \theta \quad (8)$$

$$\Delta Z_1 = (e_1 - 2i_1) \cos \theta \quad (9)$$

با استفاده از دو رابطه فوق خواهیم داشت:

$$\frac{i_1}{e_1} = \frac{1 - \frac{\Delta Z_1}{\Delta H_1} \tan \theta}{2 - \frac{\Delta Z_1}{\Delta H_1} \tan \theta} \quad (10)$$

و رابطه (۶) به صورت زیر نوشته می شود:

$$s = R_e \left\{ 1 - \left(2 \frac{i_1}{e_1} \right)^{\frac{1}{3}} \right\} \quad (11)$$

جدول ۲. پارامترهای محاسبه شده برای بعضی از "بی" های ثبت شده در رصدخانه مغناطیسی دانشگاه تهران.

| زمان وقوع | دوره تناوب (دقیقه) | $\Delta Z / \Delta H$ | i / e | s (km) | σ (S/m) |
|-----------|--------------------|-----------------------|---------|----------|----------------|
| ۷۱/۲/۲۳ | ۳۱ | ۰/۱۰۹۲ | ۰/۴۵۸۹ | ۱۸۰ | ۰/۰۱۳۵ |
| ۷۱/۸/۲۳ | ۵۴ | ۰/۱۲۱۹ | ۰/۴۵۳۷ | ۲۰۳ | ۰/۰۲۳۳ |
| ۷۲/۱۲/۱۶ | ۶۰ | ۰/۱۲۴۲ | ۰/۴۵۲۷ | ۲۰۸ | ۰/۰۲۴۴ |
| ۷۴/۱۰/۲ | ۶۱ | ۰/۱۲۴۸ | ۰/۴۵۲۵ | ۲۰۹ | ۰/۰۲۳۸ |
| ۷۲/۹/۲۷ | ۷۴ | ۰/۱۲۹۳ | ۰/۴۵۰۶ | ۲۱۷ | ۰/۰۲۷۸ |
| ۷۲/۱/۲ | ۹۱ | ۰/۱۳۴۵ | ۰/۴۴۸۴ | ۲۲۷ | ۰/۰۲۵۶ |
| ۷۳/۹/۴ | ۹۴ | ۰/۱۳۵۵ | ۰/۴۴۸۰ | ۲۲۹ | ۰/۰۲۹۴ |
| ۷۱/۱۲/۴ | ۱۰۲ | ۰/۱۳۷۶ | ۰/۴۴۷۱ | ۲۳۳ | ۰/۰۲۶۳ |
| ۷۶/۱۰/۱۶ | ۱۱۵ | ۰/۱۴۰۷ | ۰/۴۴۵۸ | ۲۳۹ | ۰/۰۳۳۳ |
| ۷۳/۹/۲۱ | ۱۱۹ | ۰/۱۴۱۷ | ۰/۴۴۵۴ | ۲۴۱ | ۰/۰۲۷۰ |

همکاران رابطه بین رسانایی ویژه الکتریکی و دما (برحسب درجه سلسیوس) را به صورت

$$\sigma = 490 \exp\left(-\frac{10200}{T}\right)$$

به دست آورده اند.

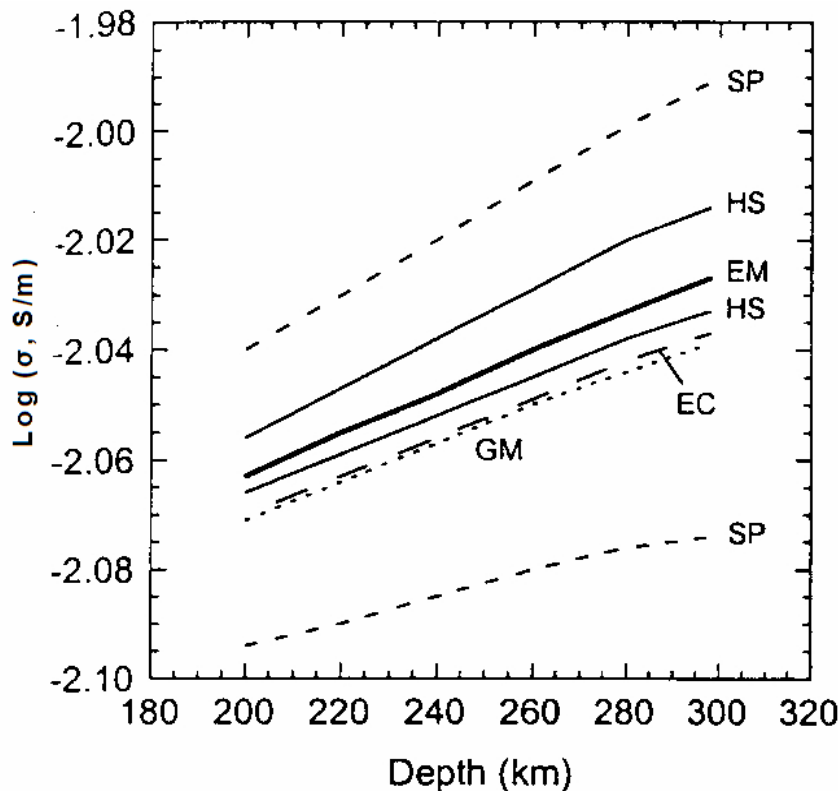
روابط مربوط به تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی ρ و رسانایی ویژه الکتریکی σ با عمق در گوشته فوقانی با برآزش بهترین منحنی ها به قرار زیر به دست آمده اند:

$$\rho = 247e^{-0.0081s} \quad (13)$$

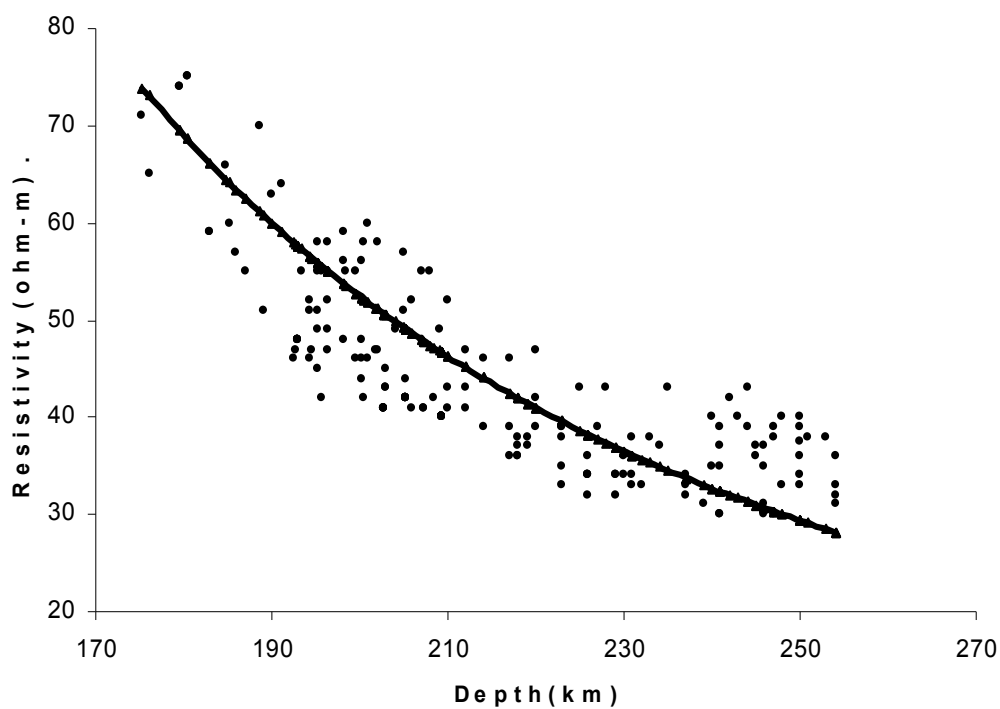
$$\sigma = 0.0041e^{0.0081s} \quad (14)$$

ρ مقاومت ویژه الکتریکی برحسب اهم-متر، σ رسانایی ویژه الکتریکی برحسب زیمنس بر متر و s عمق برحسب کیلومتر است.

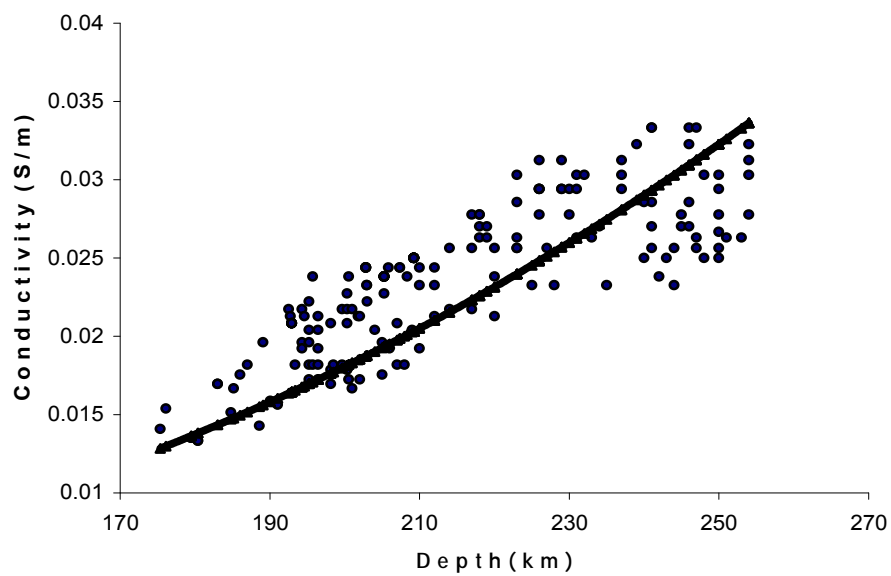
نتایج بررسی ها نشان می دهد که با افزایش عمق، مقاومت ویژه الکتریکی ρ کم می شود (شکل ۶) و به تبع آن رسانایی ویژه الکتریکی σ افزایش می یابد. این موضوع بیانگر رسانایی الکتریکی بهتر در اعماق است. همچنین مشاهده می شود که هیچ گونه تغییر آنی در رسانایی ویژه الکتریکی وجود ندارد که این می تواند شاهی بر نبود تغییر فاز یا ترکیب مواد تشکیل دهنده تا این عمق باشد. نتیجه اخیر با کارهای کسو و همکاران (۲۰۰۰) که رسانایی ویژه الکتریکی را براساس داده های آزمایشگاهی و واقعی بررسی کردند نیز همخوانی دارد (شکل ۵). این محققان، تحت شرایط فیزیکی خاص حاکم بر گوشته و ترکیب کانی شناختی احتمالی آن، رسانایی ویژه الکتریکی را محاسبه کردند. کسو و



شکل ۵. تغییرات رسانایی ویژه الکتریکی در گوشته فوقانی از عمق ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتری براساس مدل های متفاوت. کسو و همکاران (۲۰۰۰) مدل EM را به کار برده اند. همان طور که از منحنی ها مشاهده می شود با افزایش عمق، رسانایی ویژه الکتریکی این اعماق افزایش می یابد و هیچ ناپیوستگی در آن دیده نمی شود. این ویژگی می تواند مبین نبود تغییر فاز یا تغییر ترکیب در این اعماق از گوشته فوقانی باشد (کسو و همکاران، ۲۰۰۰).



شکل ۶. تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در گوشته فوقانی همان‌طور که از منحنی مشاهده می‌شود با افزایش عمق، مقاومت ویژه الکتریکی این اعماق کاهش می‌یابد و هیچ ناپیوستگی در آن دیده نمی‌شود. این ویژگی می‌تواند مبین نبود تغییر فاز یا تغییر ترکیب در این اعماق از گوشته فوقانی باشد.



شکل ۷. تغییرات رسانایی ویژه الکتریکی در گوشته فوقانی. همان‌طور که از منحنی مشاهده می‌شود با افزایش عمق، رسانایی ویژه الکتریکی این اعماق افزایش می‌یابد و هیچ ناپیوستگی در آن دیده نمی‌شود. این ویژگی می‌تواند مبین عدم تغییر فاز یا تغییر ترکیب در این اعماق از گوشته فوقانی باشد.

در این بررسی نیز دمای درون زمین T (برحسب کلوین) با استفاده از رابطه دوبا به دست آمده است (شکل ۹). رابطه حاصل برای اعماق S (برحسب کیلومتر) مورد بررسی به صورت زیر حاصل شده است:

$$s = 0.775e^{0.004T} \quad (16)$$

$$T = 255 \ln(s) + 82$$

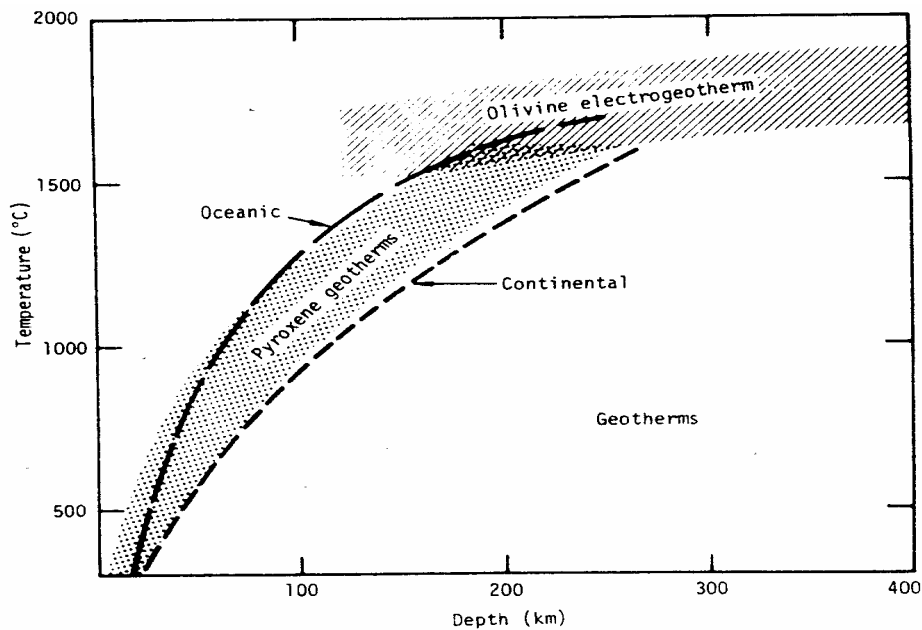
در شکل ۱۰ ارتباط بین رسانایی ویژه الکتریکی و درجه حرارت آورده شده است. پس از برازش منحنی رابطه بین این دو ویژگی فیزیکی زمین به صورت زیر حاصل شده است:

$$\sigma = 500 \exp\left(-\frac{14621}{T}\right) \quad (17)$$

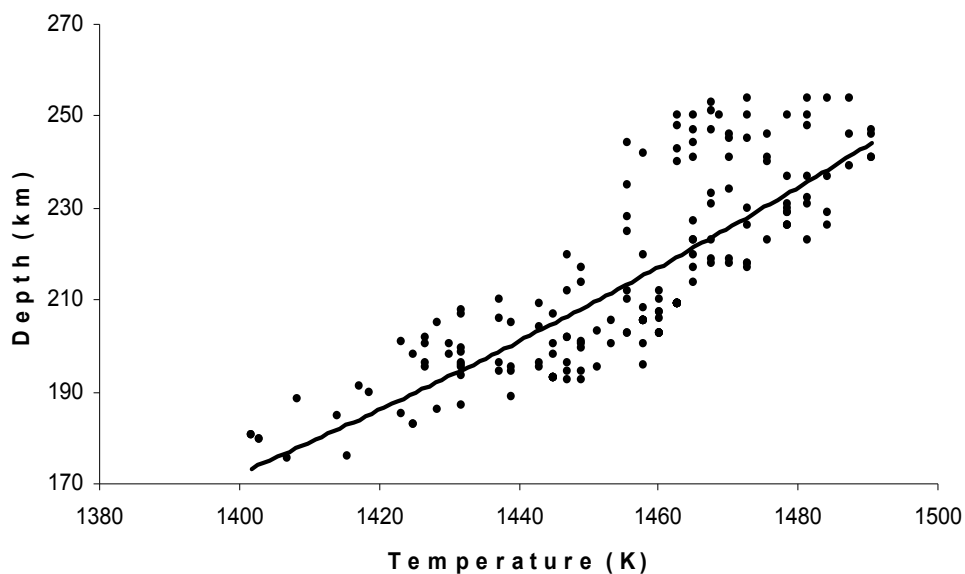
یکی از اهداف بررسی های الفاکترومغناطیسی در زمین، اندازه گیری توزیع هدایت ویژه الکتریکی و نیز تعیین رابطه بین درجه حرارت درون زمین با آن است. دوبا (۱۹۷۶) با کاربرد بهترین داده های موجود و نتایج آزمایشگاهی رابطه بین هدایت ویژه الکتریکی و دما را و تغییرات دما با عمق را به دست آورد (شکل ۸). او این ارتباط را به صورت زیر فرمول بندی کرده است:

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left(-\frac{E}{2k_0 T}\right) \quad (15)$$

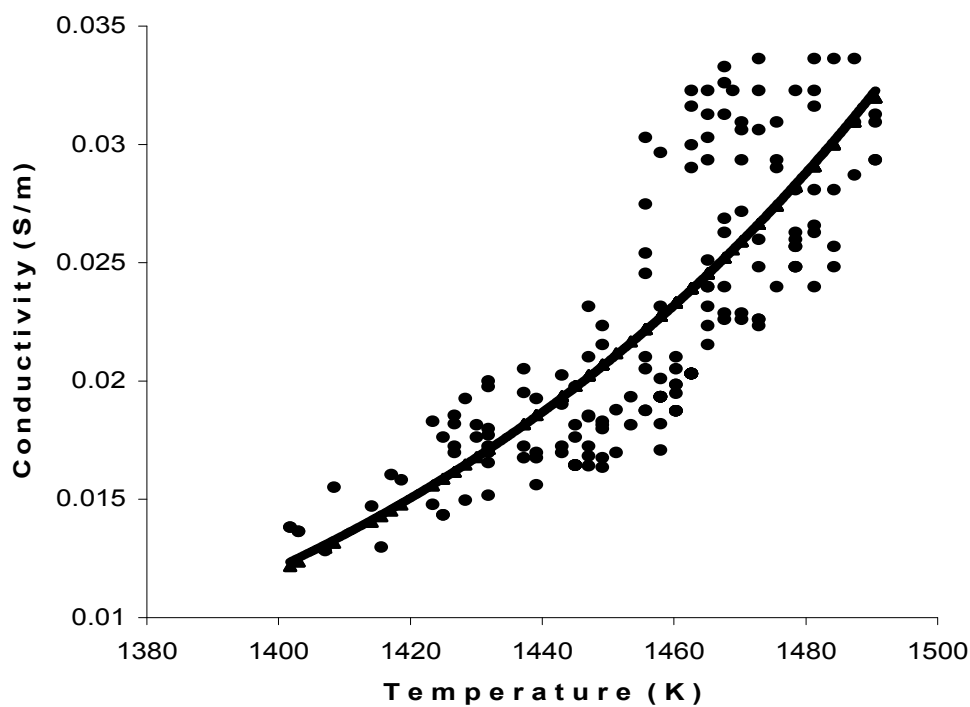
σ_0 به طور تقریبی ۵۰۰-۱۰۰۰ زیمنس بر متر، E انرژی واکنش زایی و مقدار آن ۲-۳ الکترون ولت، k_0 ثابت بولتزمن برحسب ژول بر درجه کلوین و T دما برحسب کلوین است.



شکل ۸. درجه حرارت در گوشته زمین حاصل از هدایت ویژه الکتریکی (الکتروژئوترم یونین) و مقایسه آن با دیگر برآوردهای درجه حرارت (دوبا، ۱۹۷۶).



شکل ۹. تغییرات دما با عمق در گوشته فوقانی. همان‌طورکه از منحنی مشاهده می‌شود با افزایش عمق، دمای موجود در این اعماق افزایش می‌یابد و هیچ ناپوستگی در آن دیده نمی‌شود. این ویژگی می‌تواند مبین نبود تغییر فاز یا تغییر ترکیب در این اعماق از گوشته فوقانی باشد.



شکل ۱۰. ارتباط تغییرات دما و رسانایی ویژه الکتریکی در گوشته فوقانی. همان‌طورکه از منحنی مشاهده می‌شود روند تغییرات دما و رسانایی ویژه الکتریکی مشابه یکدیگر است و هیچ ناپوستگی در آن دیده نمی‌شود. این ویژگی می‌تواند مبین وابستگی مستقیم این دو ویژگی فیزیکی در این قسمت از گوشته فوقانی باشد.

- Constable, S. J., 1993, Constraints on mantle electrical conductivity from field and laboratory measurements: *J. Geomagn. Geoelectr.*, **45**, 707-728.
- Duba, A., 1976, Are laboratory electrical conductivity data relevant to the Earth, *Acta. Geodaet. Geophys. Monetarist.*, **11**, 485-459.
- Eckhardt, D., Larner, K. and Madden, T., 1963, Long-period magnetic fluctuations and mantle electrical conductivity estimates: *J. Geophys. Res.*, **68**, 6279-6286.
- Garland, G. D., 1979, *Introduction to Geophysics*, W.B. Saunders Company, Philadelphia, USA.
- Honkora, Y., and Matsushima, M., 1998, Electromagnetic response of the mantle to long-period geomagnetic variations over the globe: *Pure Appl. Geophys.*, **50**, 651-662.
- Jacobs, J. A., 1991, *Geomagnetism*, Vol. 3, Academic Press. London.
- Lahiri, B. N., and Price, A. T., 1939, Electromagnetic induction in non-uniform conductors and the determination of the conductivity of the Earth from terrestrial magnetic variations: *Philos. T. Roy. Soc., A* **237**, 509-540.
- McDonald, K. L., 1957, Penetration of the geomagnetic secular variation through a mantle with variable conductivity: *J. Geophys. Res.*, **62**, 117-128.
- McLeod, M. G., 1994, Magnetospheric and ionospheric signals in magnetic observatory monthly means: Electrical conductivity of the deep mantle: *J. Geophys. Res.*, **99**, 13577-13590.
- Parkinson, W. D., 1983, *Introduction to Geomagnetism*, Scottish Academic Press.
- Roberts, R. G., 1984, The long-period electromagnetic response of the Earth: *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **78**, 547-572.
- Schmucker, U., 1970, An Introduction to Induction Anomalies: *J. Geomagn. Geoelectr.*, **22**, 8-33.
- Schultz, A., and Larsen, J. C., 1987, On the electrical conductivity of the mid-mantles 1-calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **88**, 733-762.
- Schultz, A., and Larsen, J. C., 1983, Analysis of zonal field morphology and data quality for a global set of magnetic observatory daily mean values: *J. Geomagn. Geoelectr.*, **35**, 835-846.
- Schuster, A., 1908, The diurnal variation of terrestrial magnetism: *Philos. T. Roy. Soc., A* **208**, 163-204.

۹ نتیجه گیری

در این تحقیق رسانایی ویژه الکتریکی و متعاقب آن دمای گوشته فوقانی بین اعماق ۱۷۰ تا ۲۶۰ کیلومتری با کاربرد روش القا الکترومغناطیسی و استفاده از نوعی از تغییرات مغناطیسی به وقوع پیوسته در روزهای آرام یعنی "بی" های ژئومغناطیسی تعیین شده است. همانطور که از منحنی‌ها مشاهده می‌شود با افزایش عمق، رسانایی ویژه الکتریکی و دما موجود در این اعماق افزایش می‌یابد و هیچ ناپوستگی در هر دو مشخصه دیده نمی‌شود. این ویژگی می‌تواند مبین نبود تغییر فاز یا تغییر ترکیب در این اعماق از گوشته فوقانی باشد. نتایج حاصل با کارهای پیشین مقایسه شده و همخوانی قابل قبولی به دست آمده است.

منابع

- مغناطیس‌نگارهای رصدخانه مغناطیسی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Atkinson, G., 1967, The current system of Geomagnetic Bays: *J. Geophys. Res.*, **72**, 6063-6067.
- Banks, R., 1969, Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle: *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **17**, 457-487.
- Banks, R., 1972, The overall conductivity distribution of the earth: *J. Geomagn. Geoelectr.*, **24**, 359-382.
- Bott, H. P., 1982, *The Interior of the Earth*, Elsevier. New York.
- Campbell, W. H., 1987, The upper mantle conductivity analysis method using observatory records of the geomagnetic field: *Pure Appl. Geophys.*, **125**, 427-457.
- Campbell, W. H., Barton, C. E., Chamalaun, F. H., and Welsh, W., 1998, Quiet-day ionosphere currents and their application to upper mantle conductivity in Australia, *Earth Planets Space.*, **50**, 347-360.
- Cantwell, T., and Madden, T. R., 1960, Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements: *J. Geophys. Res.*, **65**, 4202-4205.
- Chapman, S., 1919, The solar and lunar diurnal variation of terrestrial magnetism: *Philos. T. Roy. Soc., A* **218**, 1-118.

- Uyeshima, M., and Schultz, A., 2000, Geoelectromagnetic induction in a heterogeneous sphere: *Geophys. J. int.*, **140**, 636-650.
- Xu, Y., Shankland, T., and Poe, B., 2000, Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle: *J. Geophys. Res.*, **105**, 27865-27875.