

کاربرد روش مگنتوتلوریک در اکتشاف مخازن زمین گرمایی با مثالی از ایسلند

بهروز اسکویی^{۱*} و سیدمسعود انصاری^۲

^۱ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲ دانش‌آموخته، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۳/۹، پذیرش نهایی: ۹۰/۷/۱۹)

چکیده

روش مگنتوتلوریک (زمین مغناطاطبرقی) یک روش اکتشافی غیرفعال (Passive) ژئوفیزیکی در اکتشاف مخازن زمین گرمایی (Geothermal) است که از طیف وسیعی از تغییرات ژئومغناطیسی درحکم منشأ القای الکترومغناطیسی در زمین استفاده می‌کند. این روش، به‌ویژه وقتی که اکتشاف آب‌های زیرزمینی عمیق برای روش‌های الکتریکی امکان‌پذیر نیست، سودمند واقع می‌شود. در این مقاله، نقش روش مگنتوتلوریک در اکتشاف این مخازن تجدیدپذیر و شرایط متفاوت زمین‌شناسی که این مخازن ممکن است در آنها شکل گیرند مورد بحث قرار می‌گیرد. همچنین یک مثال عملی اخیر نیز از کاوش‌های منابع زمین گرمایی با استفاده از روش مگنتوتلوریک در منطقه ایسلند عرضه می‌شود. کشور ایسلند به دلیل واقع شدن روی پشته میان اقیانوسی اقیانوس اطلس، وجود نواحی ریفتی و گسل‌های تراسیسی (Transform)، یک منطقه فوق‌العاده فعال از نظر زمین‌ساختی و ماگماتیکی است. در سال ۲۰۰۰ داده‌های مگنتوتلوریک به‌منظور مشخص کردن ساختارهای زیرزمینی عمیق بین دو میدان زمین گرمایی همسایه به نام‌های هنگیل (Hengill) و برنیستینسفیول (Bernisteynsfjoll) برداشت شد که نتایج مدل‌سازی یک‌بُعدی و دو‌بُعدی حاصل از برگردان این داده‌ها می‌شود. توالی لایه‌ها در مدل نهایی دو‌بُعدی به‌دست آمده از وارون‌سازی، به‌ترتیب از سطح شامل بازالت متخلخل دگرسان نشده، زون اسمکتیت-ژئولیت با رسانایی زیاد و زون اپیدوت-کلریت با رسانایی کمتر است. همچنین یک ماده با رسانایی زیاد در مرکز نیم‌رخ و در عمق ۵ کیلومتر مشاهده می‌شود که می‌توان آن را پدیده ذوب بخشی در حال خنک شدن و درحکم منبع اصلی گرمایی این سامانه زمین گرمایی تفسیر کرد. در پایان یک مدل عام برای مخازن زمین گرمایی منطقه عرضه شده است.

واژه‌های کلیدی: مگنتوتلوریک، زمین گرمایی، مقاومت ویژه الکتریکی، وارون‌سازی، هنگیل، برنیستینسفیول و ایسلند، اسمکتیت-ژئولیت، اپیدوت-کلریت

Application of Magnetotelluric method in exploration of geothermal reservoirs with an example from Iceland

Oskooi, B.¹ and Ansari, S. M.²

¹ Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Master Graduate, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 30 May 2009, Accepted: 11 Oct 2011)

Abstract

Magnetotellurics (MT) is a geophysical passive technique for exploring geothermal reservoirs. It utilizes a broad spectrum of natural geomagnetic fields for electromagnetic induction in the Earth. This method is also preferred over DC-resistivity methods, particularly where the exploration of subsurface deep aquifers is considered. The role of MT method in the exploration of geothermal reservoirs is highlighted in this paper.

As a practical example, it focuses on the results of a recent MT study performed on a geothermal region in Iceland. Because it is crossed by the Mid-Atlantic Ridge and its associated rift and fault zones, Iceland is very active both tectonically and magmatically.

In order to determine the deep structure between two neighboring geothermal fields: *Hengill* and *Brennisteinsfjoll* MT data were collected. one- and two- dimensional inversions of these data are done and the results are presented. In a good agreement with geological information, the two-dimensional inversion model declares a highly conductive Smectite-Zeolite zone followed by a less conductive Epidote-Chlorite zone. Also, a highly conductive deep zone is seen in the middle of the profile which is interpreted as a cooling partial melt representing the main heat source of the geothermal system.

Introduction: Geothermal resources are renewable source of heat and of economic interest. Geophysical exploration of geothermal fields using electromagnetic (EM) methods has received increased attention over the past few years. The electrically conductive water reservoir surrounded by a relatively resistive host is efficiently imaged using EM methods. In particular, because of its capability in the large-scale imaging of lateral conductivity variations and greater depth of investigation, Magnetotellurics (MT) is preferred over other electromagnetic methods. The main focus of the paper presented here is one- and two- dimensional interpretation of the MT data over a geothermal field in South-West of Iceland.

Geothermal systems: Geothermal gradient and thermal conductivity of rocks are chief elements which cause the heat flow within the Earth crust. In addition, both conduction and convection processes occur within a geothermal field. Because of density differences caused by varying temperature, water moves within the reservoir by convection. Also, the conduction process gives a linkage between the magma body and permeable reservoir rocks (Barbier, 2002). Through four types of geothermal systems introduced in this paper, we focused on the hydrothermal system and discussed its two Water-dominated and Vapor dominated types.

Geological settings: The Icelandic crust is mostly of volcanic origin, with both intrusive and extrusive rocks (mainly oceanic-type flood basalts, tuffs, hyaloclastites and some acidic rocks) that were erupted under rift conditions (Sæmundsson, 1979). The main geological features and distribution of geothermal systems are shown in Fig 1. As it is shown in Fig 1. geothermal fields occur in regions of young volcanism and along active plate boundaries. Because the abundant geothermal systems in Iceland are the results of volcanic activities, two basic models of alteration associated with volcanic geothermal systems: Acid sulfate and Adularia sericite are also presented (Fig 2).

MT Data acquisition: In September 2000, an MT survey was carried out at 21 sites along a 12 km line in southwest Iceland (Fig 1). The MT profile is almost perpendicular to the axis of the active tectonics and volcanism, and in correspondence of the high-temperature systems of the *Hengill* volcanic complex and the *Brennisteinsfjoll* geothermal area.

Inversion and Interpretation: 1D inversion of determinant impedance data and 2D inversion of joint TE- and TM- mode data are performed. As it is shown by the 1D inversion results in Fig 5-a, a top resistive layer with a resistivity value greater than 100 ohm-m changes to a conductive structure of about 10 ohm-m. Also, a transition into a more resistive zone is seen at about 1.2 km depth. This resistive unit with a thickness of 2 km changes into a conductive structure at a depth of 4 km. As for the 2D inversion results, a resistive layer (>400 ohm-m) is recognized at the top (Fig. 6-b). The second layer is very conductive (<10 ohm-m), and shows a variable thickness along the 2D section, passing from a few hundred meters at Site 20 to about 1800 m at Site 03. Below

this conductor there is an increase in resistivity with depth along the whole profile. The southern part of the profile is characterized by a high resistivity (≈ 1000 ohm-m) basement, whereas in the middle of the profile the top conductive layer (<10 ohm-m) is followed by a resistive layer (30–100 ohm-m), which in turn is overlying a very conductive structure (<5 ohm-m). The very resistive layer at the top can be interpreted as the porous basalt layer near the surface. At about 400 m depth, the conductive layer, showing variable thickness along the profile, is most naturally interpreted as the smectite-zeolite zone. The less conductive zone below this conductor is interpreted as the chlorite-epidote mineralization zone. Considering the characteristics of the neovolcanic zone in Iceland, this conductive bulk (<5 ohm-m) located at the middle of the profile, can be interpreted as either partial melt or a porous region with hot ionized fluids located on top of a magmatic heat source. Since this conductive structure is located where the Hengill fissure swarm intercepts the profile, it is most naturally interpreted as magmatic intrusions acting as a heat source for the geothermal system.

Key words: Brennisteinsfjoll, Epidote-Chlorite, geothermal, Hengill, Iceland, inversion, magnetotellurics, resistivity, smectite-zeolite.

۱ مقدمه

به ندرت متمرکز هستند (باربیر، ۲۰۰۲). برای داشتن انرژی زمین گرمایی پربار به مخزنی به اندازه کافی بزرگ از سنگ‌های نفوذپذیر که از حجم زیادی از شاره‌ها شامل آب یا بخار تشکیل شده باشد نیازمندیم. این مخزن به طور هیدرولوژیکی از راه درزها و شکاف‌ها که کانال‌هایی برای نفوذ آب باران به داخل هستند با مخزن داغ ارتباط پیدا می‌کند. این مقاله شامل تفسیر یک بُعدی و دو بُعدی داده‌های مگنتوتلوریک به منظور شناسایی مشخصه‌های یک میدان زمین گرمایی در جنوب غربی ایسلند است. این داده‌ها در سال ۲۰۰۰ با استفاده از سامانه‌های (SPAMMK III) و (Metronix GMS05) همراه با پیچ‌های القایی Metronix در یک نیم‌رخ شامل ۲۱ ایستگاه برداشت شد. در این مجموعه همچنین، مفاهیمی مانند شارش و انتقال گرما در زمین، انواع مخازن و محیط زمین شناسی مناطق زمین گرمایی و نیز روش مگنتوتلوریک به منزله مؤثرترین روش برای اکتشاف این مخازن توضیح داده شده است. در پایان یک مدل عام زمین گرمایی برای مناطق ولکانیکی عرضه شده است.

منابع زمین گرمایی انرژی‌های حرارتی قابل استخراج، با ارزش اقتصادی زیاد هستند. منشأ این گرما به ساختار داخلی کره زمین و فرایندهای فیزیکی که در آنجا رخ می‌دهد بستگی دارد. بررسی رفتار حرارتی زمین نشان می‌دهد که چگونه دما با عمق تغییر می‌کند و چگونه تغییرات دمایی ممکن است در طول دوران‌های زمین‌شناسی تغییر کرده باشد. میانگین تغییرات دمایی نزدیک سطح ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ۳۰ است، اما این مقدار در پوسته‌های قدیمی قاره‌ای ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ۱۰ و در نواحی با فعالیت آتشفشانی ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ۱۰۰ گزارش شده است. در حالت کلی، انتقال گرما از عمق به مناطق زیرسطحی از راه رسانش (Conduction) و همرفت (Conduction) صورت می‌گیرد و شاره‌های سطحی شامل آب‌های باران و آب دریاچه‌ها در زمین نفوذ می‌کنند و در تماس با سنگ‌های داغ گرم می‌شوند و در حکم حامل عمل می‌کنند (باربیر، ۲۰۰۲). سفره‌های آب زیرزمینی محصور شده در فشار و دمای زیاد، مخزن زمین گرمایی را تشکیل می‌دهند و قسمت اصلی میدان‌های زمین گرمایی هستند. این مخازن در زیر سطح به طور نامنظم توزیع شده‌اند و

۲ شارش و انتقال گرما در زمین

شارش گرمای زمین ناشی از گرادیان زمین گرمایی و رسانش سنگ‌ها است. شارش گرمای زمین معادل مقدار گرمایی است که از داخل زمین در یک واحد سطح و در واحد زمان آغاز می‌شود. تقریباً می‌توان گفت که فرایند رسانش، عامل اصلی انتقال گرما است و نقش مهمی در فرایند گرمایی سنگ‌کره بازی می‌کند (گوپتا و روی، ۲۰۰۷). همرفت که شامل انتقال گرما از راه حرکت جرم است، موثرترین وسیله انتقال گرما در زمین در مقایسه با رسانش خالص است. تابش (Radiation) کمترین اهمیت را در فرایند انتقال گرما در زمین بازی می‌کند. پدیده انتقال گرمای رسانشی با معادله فوریه به صورت زیر بیان می‌شود.

$$q = -k\nabla T \quad (1)$$

که q شارش گرما در واحد زمان و مکان، k ضریب رسانش گرمایی جسم (جسم همسانگرد) و ∇T تغییرات دمایی است. علامت منفی به خاطر شارش گرما در جهت کاهش دما ظاهر شده است. در حالت خاص شارش گرما را در زمین معمولاً به صورت عمودی $(k \frac{\partial T}{\partial Z})$ و به سمت پایین در نظر می‌گیریم. $(\frac{\partial T}{\partial Z})$ گرادیان زمین گرمایی نامیده می‌شود و واحد آن $(\frac{C}{Km})$ است (گوپتا و روی، ۲۰۰۷).

گرما از راه رسانش از حجم ماگمایی به سنگ‌های تراوای مخزن انتقال پیدا می‌کند. شاره‌های داغ اغلب از مخزن فرار می‌کنند، به سطح می‌رسند و فعالیت‌های مشهودی همچون چشمه‌های آب گرم (Hot Springs)، آبخشان‌ها (Geysers) و دودخان‌ها (Fumaroles) را به وجود می‌آورند (باربیر، ۲۰۰۲).

۳ انواع سامانه‌های زمین گرمایی

به‌طور کلی چهار نوع از سامانه‌های زمین گرمایی تعریف می‌شود که عبارت‌اند از: سامانه‌های گرمایی (هیدروترمال)، سامانه‌های سنگ‌گرم-خشک (Hot dry rock)، سامانه‌های تحت فشار (Geopressured) و سامانه‌های ماگمایی. سامانه‌هایی که در حال حاضر از آنها بهره‌برداری می‌شود سامانه‌های گرمایی هستند که به‌طور سنتی به دو سامانه میدان‌های آب غالب (Water-dominated) و میدان‌های بخار غالب (Vapour-dominated) تقسیم می‌شوند. میدان‌های آب غالب خود به دو دسته شامل میدان‌های آب داغ و بخار مرطوب تقسیم می‌شوند. دمای مخازن آب داغ در محدوده ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سلسیوس تغییر می‌کند و معمولاً در عمقی از ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر دیده می‌شود. مخزن این میدان‌ها ممکن است که فاقد پوشی از سنگ‌های نفوذناپذیر در حکم کلاهک باشد. میدان‌های بخار مرطوب که معمولاً منشأ ماگمایی دارند، شامل آب‌های تحت فشار در دماهای بالای ۱۰۰ درجه سلسیوس و مقادیر کمی بخار در قسمت‌های کم‌عمق‌تر و کم‌فشارتر مخزن هستند. در این مخازن معمولاً پوشی از یک سنگ ناتراوا وجود دارد تا از فرار بخار به سطح جلوگیری کند اما حضور پوش الزامی نیست.

مخازن بخار غالب، بخارهای خشک اشباع شده یا مقدار کمی بخارهای خیلی گرم در فشارهای بالای جو هستند به طوری که در مقایسه با میدان‌های بخار مرطوب، انتقال گرمای آنها از عمق بیشتر صورت می‌گیرد. این میدان‌ها، میدان‌های خشک و گرم هم نامیده می‌شوند و در مناطق آتشفشانی جدید (میوسن-کواترنری (Miocene-Quaternary)) واقع شده‌اند، بعضی از آنها در آتشفشان‌ها یا نزدیک آن واقع شده‌اند که این دلیلی بر وجود منبع ماگمایی است (گوپتا و روی، ۲۰۰۷). با توجه به دمای مخزن سامانه‌های زمین گرمایی را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد. دماهای کمتر از ۹۰ درجه، سامانه‌های

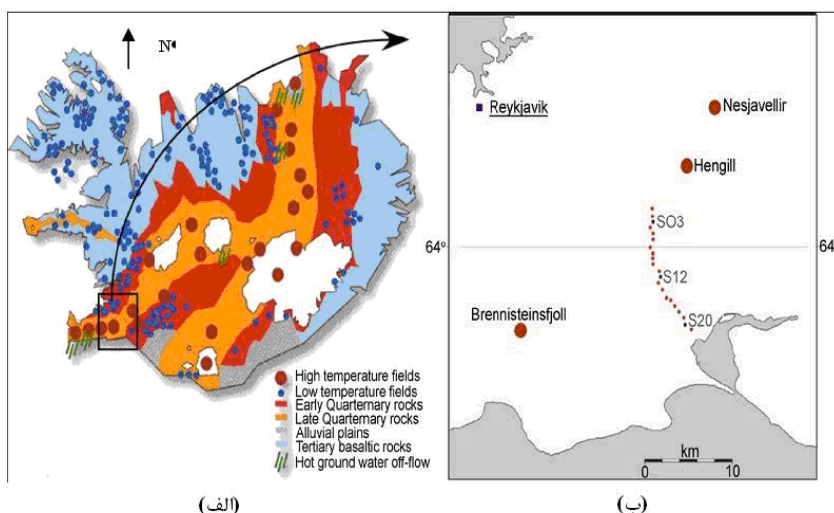
انفجار آتشفشانی بسیار شدید در اثر تبادل آب‌های زیرزمینی به بخار صورت می‌گیرد) هستند. به علاوه، رسوب‌هایی از سیلیس، تراورتن (Travertine) و برش‌های لایه‌ای وجود دارند که دهانه آتشفشانی آب‌زاد (Phreatic Craters) را احاطه کرده‌اند. (وهلتز و هیکن، ۱۹۹۲). چشمه‌های آب گرم مهم‌ترین نشانه‌های قابل رؤیت سامانه‌های زمین گرمایی آب داغ هستند که آب را به سطح زمین منتقل می‌کنند (وایت، ۱۹۷۳). رسوباتی از کلوخ‌های سیلیسی در بسیاری از مناطق گرمایی با دمای زیاد متداول هستند. رسوبات پشته‌ای با چشمه‌های آب گرم جوشان همراه هستند و نشانه‌های بارزی از وجود مخازن گرمایی با دمای بالاتر از ۱۷۵ درجه هستند (فورنیر و رو، ۱۹۶۶). آب‌های باران در اطراف جسم ماگمایی یا در مدت چرخش عمیق در امتداد گسل‌ها گرم می‌شوند، این آب‌های داغ بعد از ترکیب شدن با آب‌های زیرزمینی خنک‌تر می‌شوند و با سنگ‌های نفوذپذیر در دمای تقریبی ۷۰ درجه به تعادل گرمایی می‌رسند (بارگار، ۱۹۷۸). دو نوع مدل پایه‌ای از تغییرات مربوط به میدان‌های آتشفشانی زمین گرمایی به نام‌های اسید-سولفات (Acid sulfate) و آدولاریا سرسیت (Adularia sericite) در شکل ۲ نشان داده شده‌اند.

کم‌دما، ۹۰-۱۵۰ درجه سامانه‌هایی با دمای متوسط و ۱۵۰-۲۴۰ درجه سلسیوس سامانه‌هایی با دمای زیاد نامیده می‌شوند (وایت و ویلیامز، ۱۹۷۵).

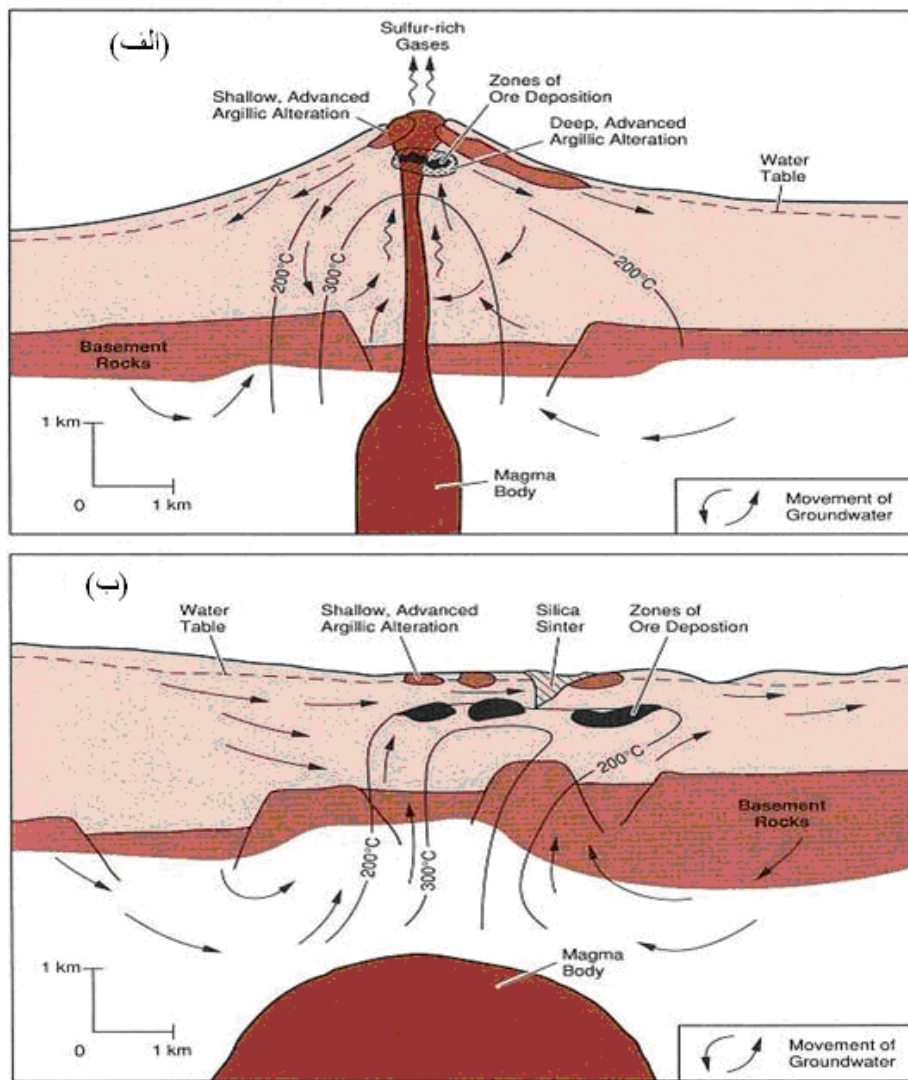
۴ موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی و ویژگی‌های محیط‌های زمین‌شناسی حاوی مخازن زمین گرمایی

پوسته ایسلند بیشتر منشأ آتشفشانی، با هر دو نوع از سنگ‌های نفوذی و خروجی دارد که جنس آنها بیشتر از انواع بازالت‌های اقیانوسی، توف‌ها، سنگ‌های شیشه‌آواری (Hyaloclastities)، و بعضی از سنگ‌های اسیدی است و همگی این مواد تحت شرایط ریفتی فوران کرده‌اند (سموندسون، ۱۹۷۹). واحدهای مهم زمین‌شناسی و توزیع سامانه‌های زمین گرمایی در شکل ۱-الف و منطقه مورد بررسی در شکل ۱-ب نشان داده است.

واضح‌ترین توصیف از مخازن زمین گرمایی وقتی رخ می‌دهد که شاره‌ها در امتداد گسل‌ها و شکاف‌ها یا از میان سنگ‌های نفوذپذیر به بیرون نشت کنند. بسته به دمای مخزن و سرعت آبدهی، این نشانه‌های سطحی شکل‌های متفاوتی از این نشت شاره شامل دودخان، چشمه‌های گرم، چشمه‌های جوشان، آیفشان‌ها، و دهانه‌های آتشفشانی (که



شکل ۱. (الف) نمایش ساختارهای زمین‌شناسی و میدان‌های زمین گرمایی در ایسلند. (ب) توزیع سایت‌های مگنتوتلوریک در منطقه مورد بررسی.



شکل ۲. دو مدل از سامانه‌های گرمابی فسیل: الف) سامانه‌ای که با گازهای ماگمایی اسیدی مشخص شده است: پیکان‌های موج‌دار نماینده گازهای غنی از سولفور ماگمایی بالارونده هستند. این گازها فشرده و اکسید می‌شوند تا شاره‌های اسیدی را تشکیل دهند که مسئول فرونشست و تغییرات رُسی در آتشفشان و در سطح هستند. ب) سامانه تغییرات آدولاریا سریست که آب‌های کلردار pH طبیعی دارند. (وهلتز و هیکن، ۱۹۹۲).

با pH طبیعی و آب‌های کلردار قلیایی شناخته می‌شود (شکل ۲-ب). ترتیب تغییرات، که در حکم دلیلی تجربی از دما و تراوایی در یک میدان آتشفشانی استفاده می‌شود، از راه بررسی کانی‌های ثانویه به دست می‌آید. برای مثال اپیدوت (Epidote) یک مشخصه از دمای زیاد و آدولاریا (Adularia) از مشخصه‌های دماهای زیاد و تراوایی بیشتر در یک سامانه گرمابی هستند.

نوع اول (اسید-سولفات) در قسمت‌های بالایی یک آتشفشان یا در امتداد شکاف حلقه کالدرا یعنی جایی که مقدار ناچیزی آب زیرزمینی وجود دارد اتفاق می‌افتد (شکل ۲-الف). آب‌های اسید-سولفات در مکان‌هایی که آب‌های زیرزمینی با گازهای ماگمایی بالارونده ترکیب می‌شوند، شکل می‌گیرند. چرخه نوع دوم (آدولاریا سریست) وقتی رخ می‌دهد که جریانی از آب، خیلی بالا یا در همسایگی یک منشأ گرمابی عمیق قرار گیرد و

و δ عمق پوست بر حسب متر است که به منزله عمقی تعریف می شود که در آن دامنه موج الکترومغناطیسی به $\frac{1}{e}$ مقدار اولیه اش در سطح کاهش می یابد. یک تقریب مناسب از این عمق به صورت رابطه زیر داده می شود:

$$\delta \approx 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (۴)$$

در یک سامانه مختصات دکارتی نسبت $\frac{E_x}{H_y}$ در سطح اهمیت خاصی دارد.

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} = (1+i) \left(\frac{\omega\mu}{2\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (۵)$$

از آنجا که بسامد دقیقاً باید مشخص باشد، بنابراین زمان نسبی برداشت داده ها باید با دقت زیادی معلوم باشد. در نتیجه رابطه (۵) مستقیماً رابطه بین میدان های اندازه گیری شده و رسانایی را نشان می دهد. در عمل

نسبت $\frac{E_x}{H_y}$ متناسب با $\rho^{\frac{1}{2}}$ است. با قرار دادن

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y}$$

می توان رابطه زیر را به دست آورد،

$$Z_{xy} = \frac{\omega\mu}{k} = (1+i) \sqrt{\frac{\rho\omega\mu}{2}} \quad (۶)$$

و از آنجا

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy} Z_{xy}^*}{\mu\omega} \quad (۷)$$

که Z^* مزدوج مختلط Z است. فاز امپدانس بیانگر اختلاف فاز بین میدان های الکتریکی و مغناطیسی است. با استفاده از رابطه (۶) مشاهده می شود که در یک نیم فضای همگن، E_x ۴۵ درجه نسبت به H_y تقدم فاز دارد. رابطه (۷) معمولاً به صورت زیر بیان می شود:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (۸)$$

۵ استفاده از روش مگنتوتلوریک به منزله مؤثرترین روش برای اکتشاف مخازن زمین گرمایی

روش مگنتوتلوریک از جمله روش های ژئوفیزیکی است که به طور وسیع در اکتشاف مخازن زمین گرمایی به کار می رود (پلرین و همکاران، ۱۹۹۶). این روش از میدان های طبیعی الکترومغناطیسی اطراف زمین، در حکم منشأ برای کاوش های زیر سطحی استفاده می کند. این میدان ها شامل طیف وسیعی از بسامدها است که در این میان از بسامدهای خیلی کم برای کاوش در اعماقی بیشتر از ده ها کیلومتر استفاده می شود. این بسامدهای کم با جریان های یون سپهری و مغناطیس سپهری ایجاد می شود که از برهم کنش پلاسمای گسیل شده از خورشیدباد با میدان مغناطیسی زمین ایجاد می شوند. در فاصله های دور از منشأ میدان الکترومغناطیسی حاصل یک موج تخت با بسامد متغیر است. سه مؤلفه میدان مغناطیسی و دو مؤلفه افقی میدان الکتریکی بعد از اندازه گیری بر حسب زمان به صورت رقمی درمی آید و روی آنها تحلیل طیفی صورت می گیرد. در مرحله بعد این طیف های متفاوت باید به مقاومت ویژه به صورت تابعی از عمق تبدیل شوند. در این تبدیل فرض می شود که یک رابطه خطی بین بردار میدان های الکتریکی و مغناطیسی به صورت زیر وجود دارد:

$$H = Z_{ij} E \quad (۲)$$

که Z امپدانس میدان الکترومغناطیسی است و با ساختار مقاومت ویژه و بسامد مشخص می شود. با توجه به معادلات ماکسول در هر بسامد زاویه ای ω در سطح یک نیم فضای همگن با رسانایی σ رابطه زیر برقرار است:

$$H = \frac{k}{\mu\omega} n \times E \quad (۳)$$

که $\alpha = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} = \frac{1}{\delta}$ و $k = (1-i)\alpha$ است. k ثابت انتشار، n بردار یکه عمود بر سطح و به سمت پایین

افقی میدان مغناطیسی را به مؤلفه قائم آن مربوط می‌کنند، گاهی اوقات بردار تیپر نامیده می‌شوند. همان‌طور که در شکل‌های ۳-الف و ۳-ب دیده می‌شود داده‌ها در بسامدهای زیاد (۱۰ و ۱۰۰ هرتز) یک رسانایی مشهود را بین نیم‌رخ‌های B و D نشان می‌دهند.

این پیکان‌ها همدیگر را در محل نیم‌رخ C قطع می‌کنند که این دلیلی بر وجود ناحیه‌ای با رسانایی زیاد در عمق کم بین دو نیم‌رخ است. اگرچه پیکان‌های القایی در بسامدهای کم‌تر در شکل‌های ۳-ج و ۳-د با داده‌ها در بسامدهای زیاد شبیه نیستند ولی دلالت بر وجود یک رسانای دو بُعدی در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی دارند و با تصویر منطقه سازگار هستند. نواحی اطراف آن رسانا می‌توانند منشأ احتمالی رسانایی زیاد در بسامدهای کم باشد (هاریناریانا و دیگران، ۲۰۰۶).

۷ تحلیل ابعادی با توجه به داده‌های مگنتوتلوریک
 با تحلیل تانسور امپدانس، $[Z]$ ، می‌توانیم ساختار ژئوالکتریکی و مشخصه‌های هندسی مثل تحلیل ابعادی، شکل و جهت‌یابی آن را تعیین کنیم. برای تحلیل ابعادی از پارامترهای گوناگونی استفاده می‌شود. پارامتر چاولگی (اسکیو Skew) (سویفت، ۱۹۶۷) در حکم نسبت مؤلفه‌های قطری و غیرقطری تانسور امپدانس تعریف می‌شود که در رابطه (۱۱) نشان داده شده است. این کمیت یک اندازه‌گیری از عدم تقارن محیط را عملی می‌سازد. در یک مدل دو بُعدی و یک مدل سه بُعدی که از نظر محوری متقارن است این پارامتر برابر صفر است. انحراف چاولگی از صفر وجود یک ساختار سه بُعدی نامتقارن را مشخص می‌کند. شکل ۴ مقادیر چاولگی برای داده‌های مگنتوتلوریک برداشت شده اسکونی و همکاران (۲۰۰۵) در یک منطقه زمین گرمایی واقع در جنوب غربی ایسلند را نشان می‌دهد.

وارد و هوهمن رابطه (۸) را به صورت زیر بازنویسی کردند:

$$Z_{xy} = (\omega\mu_0\rho_a)^{\frac{1}{2}} e^{i\frac{\pi}{4}} = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| e^{i(\varphi_E - \varphi_H)} = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| e^{i\varphi} \quad (9)$$

که بیان می‌کند فاز امپدانس مربوط به اختلاف فاز بین E_x و H_y ، ۴۵ درجه است.

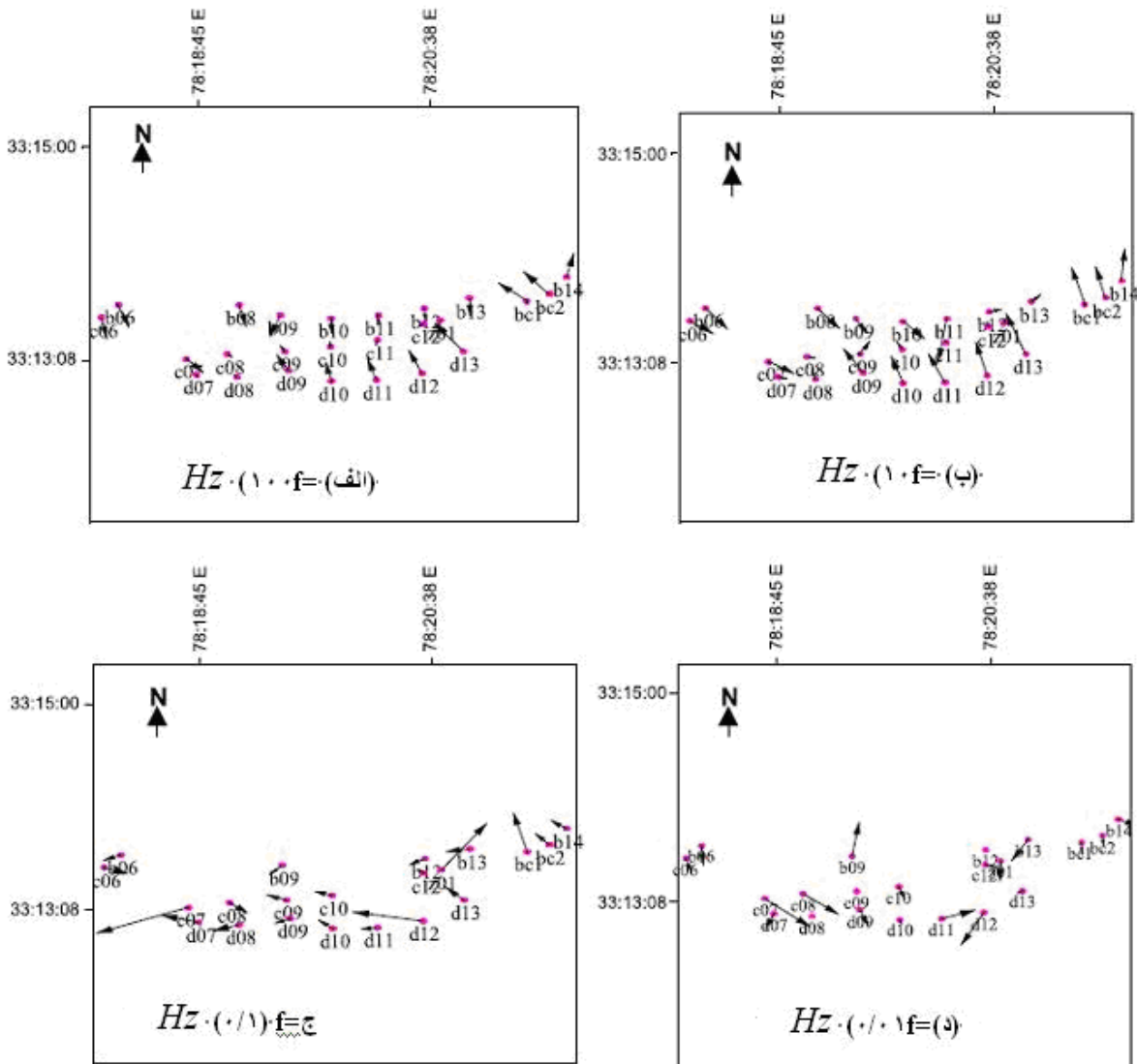
در حالت کلی H_x به E_y وابسته است و مقدار کمی هم به E_x وابستگی دارد. به طور مشابه، H_y باعث به وجود آمدن E_x و مقداری E_y می‌شود، بنابراین در هر بسامد انتظار می‌رود که یک سامانه خطی به شکل زیر رفتار کند:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (10)$$

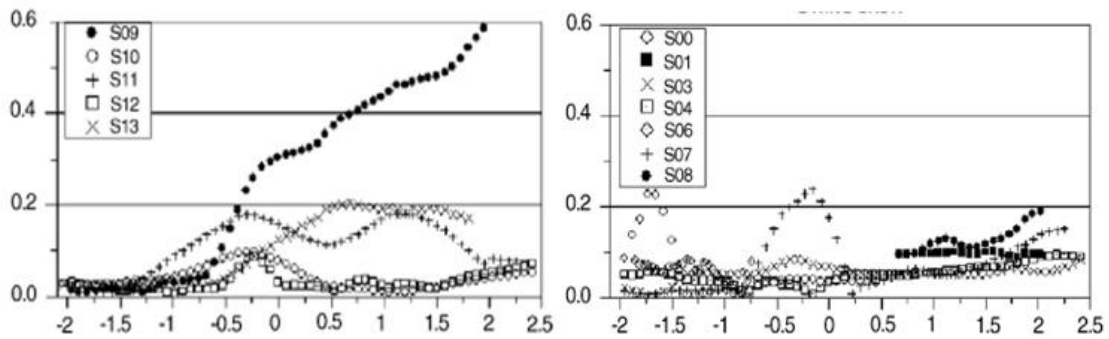
در عمل اندازه‌گیری میدان‌ها و مؤلفه‌های تانسور امپدانس در جهت‌های مختصات دیگری غیر از مختصات اصلی اندازه‌گیری می‌شود. برای مثال، جهت امتداد به‌ندرت در زمان داده‌برداری صحرائی معلوم است و برای به دست آوردن E و H اصلی باید آنها را به اندازه زاویه‌ای که سامانه مختصات اندازه‌گیری صحرائی با دستگاه اصلی (که جهت امتداد ژئوالکتریک در راستای یکی از محورهای آن است) چرخانده شود.

۶ پیکان‌های القایی (Induction Vectors)

پیکان‌های القایی بردارهایی نشان‌دهنده نسبت مختلط مؤلفه عمودی میدان مغناطیسی به مؤلفه افقی آن هستند. از آنجا که مؤلفه عمودی میدان مغناطیسی از تغییرات جانبی رسانایی تولید می‌شود، پیکان‌های القایی را می‌توان برای تشخیص این تغییرات به کار برد. در قرارداد پارکینسون جهت این بردارها به سمت بی‌هنجاری یعنی جایی که تمرکز جریان وجود دارد است. این بردارها که مؤلفه‌های



شکل ۳. مولفه حقیقی پیکان‌های القایی پارکینسون برای ۴ بسامد مختلف در یک منطقه زمین گرمایی ناشی از برخورد دو پوسته قاره‌ای.



شکل ۴. مقادیر اسکویو برای داده‌های مگنتوتلوریک در ایستگاه‌های واقع شده در منطقه ایسلند.

است. از مدل یک بُعدی در شکل ۵-الف مشاهده می شود که لایه مقاوم سطحی با مقاومت ویژه بیشتر از ۱۰۰ اهم متر با افزایش عمق به لایه ای رسانا با مقاومت کمتر از ۱۰ اهم متر می رسد. همچنین گذار به یک واحد مقاوم در عمقی نزدیک به ۱۲۰۰ متر مشاهده می شود. واحد مقاوم با ضخامتی در حدود ۲ کیلومتر از عمق ۲ کیلومتر به بعد مشاهده و تبدیل به یک ساختار رسانا در عمق ۴ کیلومتر می شود.

۸-۲ وارون سازی دو بُعدی

در ساختار زیرزمینی دو بُعدی و سه بُعدی ناهمسانگردی (Anisotropy) مقاومت ویژه ظاهری مشاهده می شود که این ناشی از مقادیر متفاوت اندازه گیری شده در مؤلفه های میدان های مغناطیسی و الکتریکی در جهت های متفاوت است. بنابراین، کاربرد مگنتوتلوریک یک بُعدی در محیط هایی که ساختار ژئوالکتریکی پیچیده ای دارند نتایج نادرستی خواهد داد. در محیط های دو بُعدی به خاطر ناپیوستگی جریان در مرز دو محیط با مقاومت ویژه متفاوت، دو مُد TE و TM را می توان برای تعیین مدل مقاومت ویژه نهایی در نظر گرفت. در مُد TE مؤلفه مغناطیسی میدان الکترومغناطیسی عمود بر امتداد ژئوالکتریک است اما در مُد TM مؤلفه الکتریکی این میدان عمود بر فصل مشترک دو محیط است.

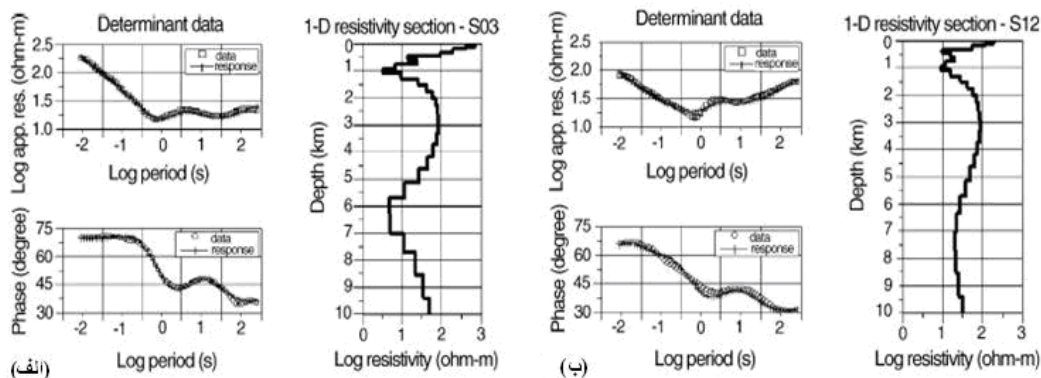
$$Skew = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \quad (11)$$

همان طور که مشاهده می شود، مقادیر چاولگی معمولاً کمتر از ۰/۱ (نزدیک به صفر) هستند که دلالت بر یک ساختار یک بُعدی یا دو بُعدی دارند. در بعضی از سایت ها و بسامدها (برای مثال در سایت 09 در دوره تناوب های بیشتر از یک ثانیه) آشفتگی گالوانیک یا رفتار سه بُعدی وجود دارد. همچنین در دوره تناوب های کوتاه در سایت های 00 و 07 مقدار چاولگی بیشتر از ۰/۱ است که دلالت بر وجود اثرات سه بُعدی محلی یا نوفه های بشری دارد. تحقیقات صورت گرفته در زمینه تحلیل ابعادی منطقه ای اثبات می کند که آشفتگی های سه بُعدی داده ها عمدتاً به خاطر طبیعت گالوانیک آنجا است.

۸ وارون سازی (Inversion) داده ها

۸-۱ وارون سازی یک بُعدی

طرح های معکوس داده های مگنتوتلوریک ساده و سریع است که برای به دست آوردن توزیع مقاومت ویژه لایه های افقی به عنوان تابعی از عمق به منظور تفسیر کمی کافی است. در مورد این بررسی موردی در ایسلند، از وارون سازی یک بُعدی با استفاده از برنامه ای که پدرسون نوشته، استفاده شده است. مدل مقاومت ویژه، داده ها و پاسخ های مدل برای دو سایت در شکل ۵ نشان داده شده



شکل ۵. داده های مقاومت ویژه و فاز از امپدانس دترمینان و پاسخ مدل یک بُعدی بر حسب عمق.

می‌شود که درحکم منطقه ذوب‌بخشی یا یک ناحیه متخلخل با شاره‌های یونیزه شده در بالای یک منبع داغ گرمایی تفسیر می‌شود. با توجه به نشانه‌های سطحی موجود در منطقه، این توده رسانا به منزله یک منبع داغ برای سامانه زمین گرمایی تفسیر می‌شود. با حرکت به سمت شمال، نیم‌رخ رسانش الکتریکی کاهش می‌یابد درحالی که یک تماس عمودی نسبتاً ناگهانی با سنگ کف اقیانوس در جنوب دیده می‌شود. همچنین با توجه به شکل ۶-ب در زیر سایت‌های ۱۳ و ۱۴ یک، گذار ناگهانی به مقادیر ویژه متوسط در عمق‌های ۷ تا ۸ کیلومتر وجود دارد و جسم رسانای عمیق آشکار می‌شود. این گذار جانبی را می‌توان در مُد TM داده‌ها و پاسخ مدل آن مشاهده کرد (شکل ۶-الف) که از جنوب به شمال فاز از مقادیر کم افزایش می‌یابد ولی مقاومت ویژه کاهش می‌یابد.

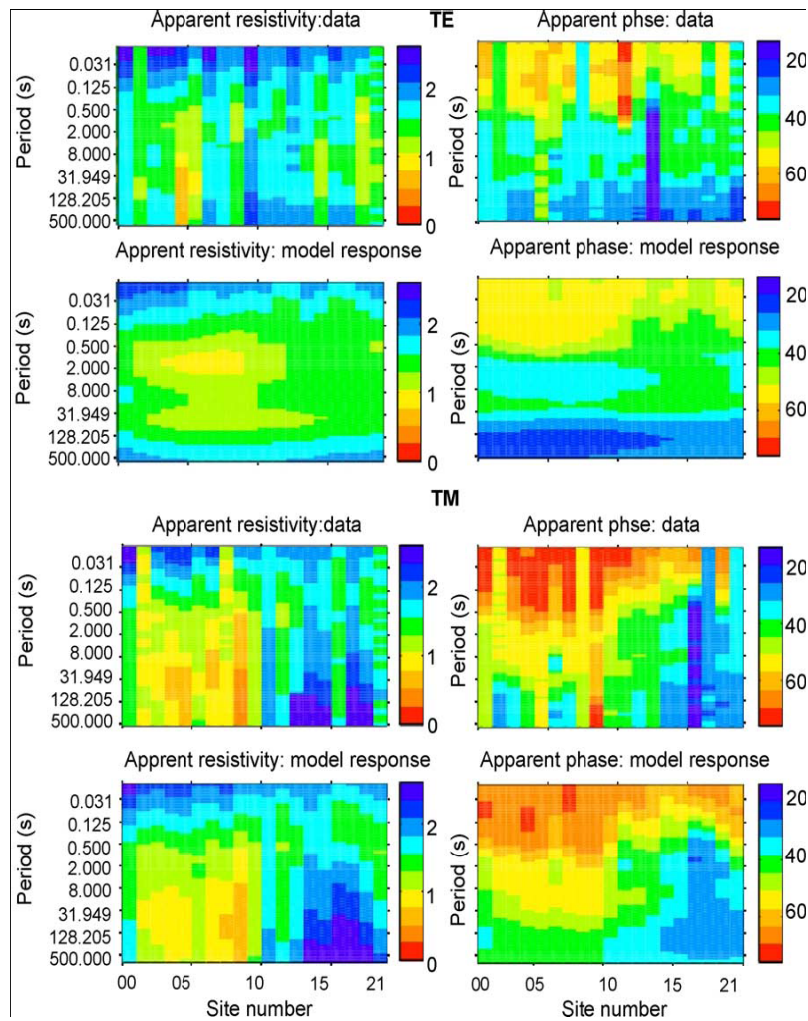
۹ پیشنهاد یک مدل عمومی مخازن زمین گرمایی

مدل عام زمین گرمایی در شکل ۷ یک نوع معمول از سامانه زمین گرمایی آتشفشانی است، اما عناصر و مولفه‌های مشابهی در مخازن دیگر با دمای زیاد پیدا می‌شود. شاره‌ها و گازهای ماگمایی از راه سنگ‌های ناتراوا بالا می‌آیند و وارد ناحیه‌های شکسته شده با نفوذپذیری زیاد می‌شوند؛ آن‌جا که در آن جریان همرفتی در محدوده دمایی ۲۳۰ تا ۳۳۰ درجه وجود دارد. دگرسانی گرمایی مربوط به سنگ‌های متخلخل در مخزن معمولاً به سبب پاره‌ای ویژگی‌ها، کانی‌های رُسی ایلیت-کلریت (Illite-chlorite) برجای می‌گذارد. این کانی‌ها در کلاهک آرژیلیتی (Argilit) بالای ناحیه دگرسانی پروپیلیتی (Propylitic) تشکیل می‌شوند. گاز و آب از مخزن نشت می‌کند تا یک هاله دگرسانی رُسی (اسمکتیت-ایلیت (Smectite-illite)) با نفوذپذیری کم یا یک پوش رُسی و آب‌های کم‌عمقی که جریان به سمت خارج دارند تشکیل شود.

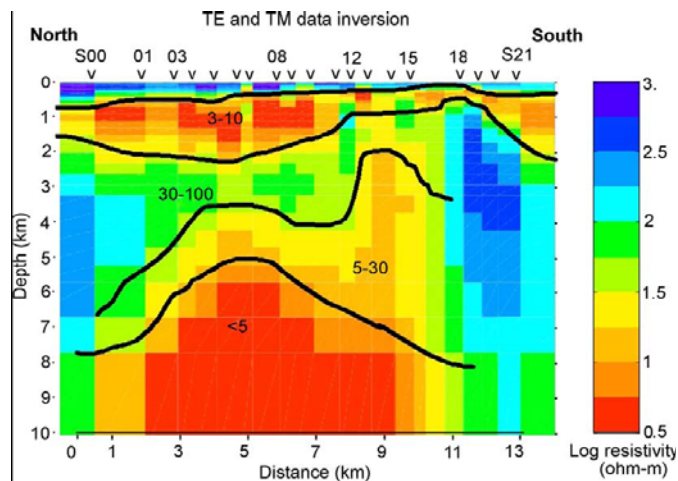
این دو مُد حساسیت‌های متفاوتی نسبت به ساختارهای نزدیک سطح و عمیق دارند و درتقریب دو بُعدی اجسامی که در حالت واقعی سه بُعدی هستند با دقت‌های متفاوت عمل می‌کنند. مُد TM به ساختارهای نزدیک سطح و مُد TE به ساختارهای عمیق حساس‌تر است. مُد TM در مقابل اثرات سه بُعدی ساختارهای رسانا پایدارتر است درحالی که مُد TE در مقابل اثرات سه بُعدی ناشی از ساختارهای نارساناتر پایدارتر است. مُد TM در مقابل جابه‌جایی ایستای (Static-Shift) حاصل از بی‌هنجاری‌های سه بُعدی نزدیک سطح تأثیرپذیرتر از مُد TE است. در این بررسی موردی از یک برنامه نوشته شده سیرپونواراپون و آگبرت برای وارون‌سازی دو بُعدی مدهای مشترک TE و TM استفاده شده است. داده‌ها و پاسخ مدل در شکل ۶-الف و مدل حاصل از مدهای مشترک TE و TM (joint TE- and TM-mode data) در منطقه هنگیل ایسلند در شکل ۶-ب نشان داده شده است.

مشاهده می‌شود که یک لایه مقاوم سطحی با مقاومت ویژه‌ای بیشتر از ۴۰۰ اهم‌متر روی یک لایه با رسانایی زیاد (کمتر از ۱۰ اهم‌متر) با ضخامت متغیر قرار گرفته است. لایه مقاوم بالایی به منزله لایه بازالتی متخلخل شناخته شده است و همچنین در عمق تقریبی ۴۰۰ متر، لایه دوم درحکم ناحیه اسمکتیت-ژئولیت (Smectite-Zeolite) تفسیر می‌شود. قسمت جنوبی نیم‌رخ با یک سنگ کف مقاوم (تقریباً ۱۰۰۰ اهم‌متر) مشخص شده است، یعنی جایی که در وسط نیم‌رخ لایه رسانای بالایی (مقاومت ویژه کمتر از ۱۰ اهم‌متر) با لایه‌ای مقاوم (۳۰-۱۰۰ اهم‌متر) دنبال می‌شود.

در زیر این ناحیه رسانا یک ناحیه با رسانایی کم مشاهده می‌شود که به منزله ناحیه کانه‌زایی کلریت-اپیدوت (Chlorite-Epidote) شناخته می‌شود. در اعماق بیشتر یک ساختار با رسانایی زیاد (کمتر از ۵ اهم‌متر) دیده

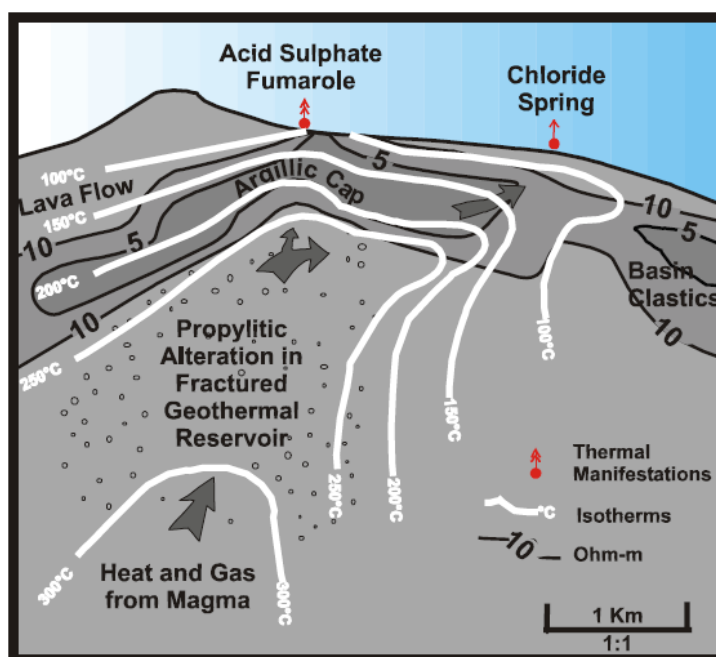


(الف)



(ب)

شکل ۶. الف) داده‌های مقاومت ویژه ظاهری و فاز برای مدهای TE و TM و پاسخ وارون‌سازی دو بُعدی. ب) مدل دو بُعدی حاصل از وارون‌سازی مشترک داده‌های TE و TM .



شکل ۷. مدل عمومی زمین گرمایی که نشان دهنده عناصر مفهومی کلیدی در تفسیرهای جامع مقاومت ویژه $MT - TDEM$ ، زمین شناسی و ژئوشیمی است. (کامینگ، ۲۰۰۰).

و همکاران، ۲۰۰۰). کاهش تخلخل هم در مقاومت ویژه اثر می گذارد. در شکل ۷ یک قله منطقه ای در مرکز پوش رسی و در زیر یک دودخان نشان داده شده است. گازهای خارج شونده از این دودخان اثبات می کنند که آن قله با جریانی رو به بالا و با دمای زیاد ایجاد شده است که در یک ناحیه نفوذپذیر در مخزن کم عمق است.

۱۰ نتیجه گیری

داده های نشان داده شده در این مقاله در جنوب شرقی ریکیاویک (Reykjavik) در کشور ایسلند جمع آوری شد. مقدار نوفه های صنعتی در این منطقه کم است که این امر منجر به به دست آوردن داده های MT با کیفیت زیاد از راه اعمال کردن روش های پردازشی پایدار (Robust Methods) شده است. بررسی پارامتر چاولگی نشان می دهد که امیدانس ها به خوبی برای مدل های یک بُعدی یا دو بُعدی توصیف شده اند. این تحقیق بیان می کند که یک زون دگرسانی در زیر سطح وجود دارد

مدل مقاومت ویژه زمین گرمایی نشان داده شده در شکل ۷ مربوط به مدل یک مخزن مرکب (Composite) است و بیان می کند که چگونه روش $MT - TDEM$ می تواند هندسه مخزن زمین گرمایی را به تصویر بکشد. اگرچه ناحیه اکتشافی در دامنه یک آتشفشان قرار گرفته است، اما بسیاری از مفاهیم آن را می توان برای دیگر سامانه ها به کار برد. تغییرات مقاومت ویژه در مدل زمین گرمایی مربوط به تغییرات در شوری، اشباع آب، دما، تخلخل و ظرفیت مبادله کاتیون ها در کانی های رسی آبدار شده است. آخرین اثر یاد شده (ظرفیت مبادله کاتیون ها)، مهم ترین مسئله در تفسیر رساناهای کمتر از ۱۰ اهم متر در شکل ۷ و مربوط به ناحیه دگرسان رسی است. افزایش مقاومت ویژه از مقادیر کمتر از ۵ اهم متر در ناحیه رسی تا مقادیر بزرگ تر از ۱۰ اهم متر در مخزن با دمای بالا که از نظر پروپیلیتیکی دگرسان است مربوط به گذار از کانی رسی اسمکتیت آبدار به کانی رسی ایلیت با مقاومت ویژه بیشتر در دمای ۲۰۰ درجه است (گوندرسون

- content of water from hot springs and wet-steam wells, *Am. J. Sci.* **264**, 685–697.
- Gunderson, R., Cumming, W., Astra, D. and Harvey, C., 2000, Analysis of Smectite clays in Geothermal Drill Cutting by the Methylene Blue Methode for well site Geothermometry and Resistivity Sounding Correlation: paper accepted for publication, WGC, Tokyo.
- Gupta, H. and Roy, S., 2007, *Geothermal Energy: An Alternative Resource For The 21st Century*, published by the Elsevier.
- Harinarayana, T., Abdul Azeez, K. K., Murthy, D. N., Veeraswamy, K., Eknath Rao, S. P., Manoj, C. and Naganjaneyulu, K., 2006, Exploration of geothermal structure in Puga geothermal field, Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric studies, *Journal of Applied Geophysics* **58** (2006) 280–295. Heald, P.
- Oskooi, B., Pedersen, L. and Smirnov Maxim, B., 2005, The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **150**, 183–195.
- Pellerin, P., Johnston, J. M. and Hohmann, G. W., 1996, A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration, *Geophysics*, **61**, 121–130.
- Sæmundsson, K., 1979, Outline of the geology of Iceland. *Jökull* **29**, 7–28.
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2000, An Efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics* **65**, 791–803.
- Swift, C. M., 1967, A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south west United States, PH.D. Thesis, M. I. T, Cambridge, Mass.
- White, D. E., 1973, Characteristics of geothermal resources and problems of utilization. In: P. Kruger and C. Otte (Eds.), *Geothermal energy—resources, production, stimulation*. Stanford Univ. Press, Stanford, California, pp. 69–94.
- White, D. E. and Williams, D. L. (Eds.), 1975, *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*. U.S. Geol. Surv. Circ. 726, 155 pp.
- Wohletz, K. and Heiken, G., 1992, *Volcanology and Geothermal Energy*, University of California Press, Berkeley, 432pp.

که هیچ نشانه سطحی در بالای آن و در سطح دیده نمی‌شود. با توجه به وجود زون دگرسانی و پوش رُسی که با استفاده از وارون‌سازی دوبُعدی مگنتوتلوریک به دست آمد، این سامانه با دمای زیاد را می‌توان جزء میدان‌های آب‌غالب و از نوع بخار مرطوب طبقه‌بندی کرد. این نتیجه پیشنهاد می‌کند که چرخش شاره‌های گرمایی در عمق وجود دارد. نتیجه مهم اینکه ساختار مقاومت ویژه به دست آمده در اعماق ۲ تا ۴ کیلومتر، کاملاً با ساختارهای دیگر زمین‌گرمایی بررسی شده در منطقه مطابقت دارد.

اگرچه تلفیق روش‌های متفاوت ژئوفیزیکی برای شناسایی منابع زمین‌گرمایی مفید واقع می‌شوند ولی تصویری که مقاطع مقاومت ویژه به دست می‌دهند در اکتشافات زمین‌گرمایی نقش اساسی دارند. روش مگنتوتلوریک به خاطر توانایی قابل‌اعتمادش در به تصویر کشیدن نمونه‌های وابسته به تغییرات دما در اطراف مخازن زمین‌گرمایی به روش استاندارد صنعتی برای اکتشاف این اهداف تبدیل شده است. اگرچه شناسایی رساناهایی مثل ناحیه دگرسان رُسی ذاتاً مشکل است، اما این روش بهترین تشخیص‌دهنده هندسه بالای مخازن زمین‌گرمایی است.

منابع

- Barbier, Enrico., 2002, Geothermal energy technology and current status: an overview: *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, **6**, 3–65.
- Bargar, K. E., 1978, Geology and thermal history of Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, Wyoming, U. S. Geol. Surv. Bull. 1444, 55 pp.
- Cumming, William, 2000 *Geothermal Geoscience*, Gregg Nordquist, Unocal Corporation, and Doddy Astra, Unocal Geothermal of Indonesia, Geophysics exploration for geothermal resource, an application for combined MT-TDEM.
- Fournier, R. O. and Rowe, J. J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica