

بررسی علل زایش دریاچه هویر (البرز مرکزی) براساس داده‌های مگنتوتلوریک

بهروز اسکویی^{۱*} و صفیه امیدیان^۲

^۱استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران

(دریافت: ۹۱/۲/۱۲، پذیرش نهایی: ۹۲/۲/۲۴)

چکیده

در این تحقیق با استفاده از روش مگنتوتلوریک به بررسی ساختار زیرسطحی دریاچه هویر واقع در جنوب شرقی آتشفشان دماوند پرداخته شده است. دو فرض برای ایجاد دریاچه هویر وجود دارد. این دو فرض عبارت‌اند از: ایجاد دریاچه هویر در قالب فعالیت‌های یخچال‌های کواترنری در نتیجه حرکت و ذوب شدن آنها و دیگری فعالیت گسل مشا. به این منظور شواهد ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی مرتبط با تحقیقات صحرائی برای یافتن پاسخی منطقی در این مورد به کار گرفته شد. یک نیم‌رخ مگنتوتلوریک با امتداد شمالی-جنوبی در زیر دریاچه هویر طراحی شد. پس از برداشت، پردازش و وارون‌سازی دوبعدی داده‌ها با توجه به مدل دوبعدی به دست آمد و همچنین شواهد زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه، وجود یک توده کمتر مقاوم با مقاومت ویژه حدود ۶۰ اهم‌متر در قسمت جنوبی دریاچه مشخص شد. عمق تا سطح این توده تقریباً ۵۰۰ متر و عمق پایین آن حدود ۴۵۰۰ متر تشخیص داده شد. به نظر می‌رسد که دلیل وجود این توده کمتر مقاوم نزدیکی این ناحیه، از یکسو به زون خرد شده گسل مشا و فعالیت گسل‌های جانبی ناشی از آن مربوط و از سوی دیگر وجود آثار خردشدگی ناشی از حرکت و ذوب یخچال‌های کواترنری است. در قسمت شمال این نیم‌رخ (نزدیک دریاچه)، توده مقاومی با مقاومت ویژه حدود ۱۰۰۰ اهم‌متر در عمق ۳۰۰ متری با ضخامت حدود ۴۰۰ متر شناسایی شد که احتمالاً مربوط به سازند مبارک و جیروود تفکیک نشده و سازنده پی‌سنگ دریاچه است.

واژه‌های کلیدی: البرز مرکزی، دریاچه هویر، زون خرد شده، گسل مشا، مگنتوتلوریک

Evaluation of Havir Lake formation causes based on magnetotelluric data

Oskooi, B.¹ and Omidian, S.²

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

²Ph.D. Student, Faculty of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Iran

(Received: 01 May 2012, Accepted: 14 May 2013)

Summary

Electromagnetic methods are widely used for the study of subsurface resistivity structures. These methods are based on the response of the subsurface structures to electromagnetic fields. The magnetotelluric (MT) method is an electromagnetic technique that uses the natural, time varying electric and magnetic field components measured at right angles to the surface of the earth, to make inferences about the earth's electrical structure which in turn can be related to the geology tectonics and subsurface conditions. Measurements of the horizontal components of the natural electromagnetic field are used to construct the full complex impedance tensor, Z , as a function of frequency. Using the effective impedance, determinant of apparent resistivities and phases are computed and

used for the inversion. Also the apparent resistivity for DET-mode is computed and used for the 2D inversion.

The long- and short-periodic signals originate from fluctuations in the intensity of the solar wind and global lightning activity, respectively. The electromagnetic energy released in discharges, propagates with slight attenuation over large distances in a waveguide between the ionosphere and Earth's surface. At large distances from the source this is a plane wave with frequencies from about 10^{-5} to 10^5 Hz. The magnetotelluric fields can penetrate the Earth's surface and induce telluric currents in the subsurface. The MT method uses simultaneous measurements of natural time variations in the three components of the Earth's magnetic field (H_x , H_y , and H_z), and the orthogonal horizontal components of the induced electric field (E_x and E_y) to obtain the distribution of the electric conductivity in the Earth's interior.

Magnetotelluric studies are important. They contain information about the fluid content and thermal structure, which are the key parameters for defining the rheology of the crust and upper mantle. This method has been proved to be useful for widespread applications. For example, MT is extensively being used in imaging the fluids in subduction zones and volcanic belts, orogenic regions, delineation of ancient and modern subduction zones and lithospheric studies.

1D and 2D inversions are conducted to resolve the conductive structures. We performed 1D inversion of the determinant data using a code from Pedersen (2004) for all sites. Since the quality of the determinant data was acceptable, we performed 2D inversion of the determinant data using a code from Siripunvaraporn and Egbert (2000).

An MT survey was carried out using MTU2000 systems belonged to Uppsala University of Sweden. Data are stored on an internal hard disk and are downloaded via a connection. Power is supplied by a 12 V external battery. Three magnetometers and two pairs of non-polarizable electrodes are connected to this five-channel data logger. For the registration of magnetic field variations in the range from 10,000 to 0.001 Hz broadband induction coil magnetometers are used. The electric field variations are registered by measuring potential differences with non-polarizable electrodes. The experimental set-up includes four electrodes, which are distributed at a distance of 100 m in north-south (E_x) and east-west (E_y) direction. They are buried at a depth of about 30 cm and coupling to the soil is improved using water. The ADU logger and magnetometers are located in the centre, whereas the three induction coils are oriented north-south (H_x), east-west (H_y) and vertical (H_z) at a distance of 10 m from the data logger and at least 1 m from electric field wires and 5m from every conductive object. The vertical coil was buried to 4/5 of its length and covered by a plastic tube in order to prevent recordings from the influence of wind.

In this study, the subsurface structure of Havir Lake, in southeast of Damavand volcano has been studied using the Magnetotelluric (MT) method. There are two ideas about its generation: activation of Quaternary glaciers due to their movement and melting, and/or a production of Mosha fault. So, we gathered the geological and geophysical evidences related to field work to find a logical reply for this matter. A north-south Magnetotelluric profile was designed in the southern part of the Lake. After acquisition, processing and 1D and 2D inversions of the MT data, with respect to the structural and geological information, a low resistivity body (60 Ohm-m) distinguished in the southern part. Its thickness is about 4000m and starts from a depth nearly of 500m to 4500m. It seems that its existence is due to shear movement of Mosha fault and the debris of glaciers movements. In the northern part of the profile (exactly near the lake) a very high resistive body (1000 Ohm-m) is recognized from the 300m of earth surface with 400m

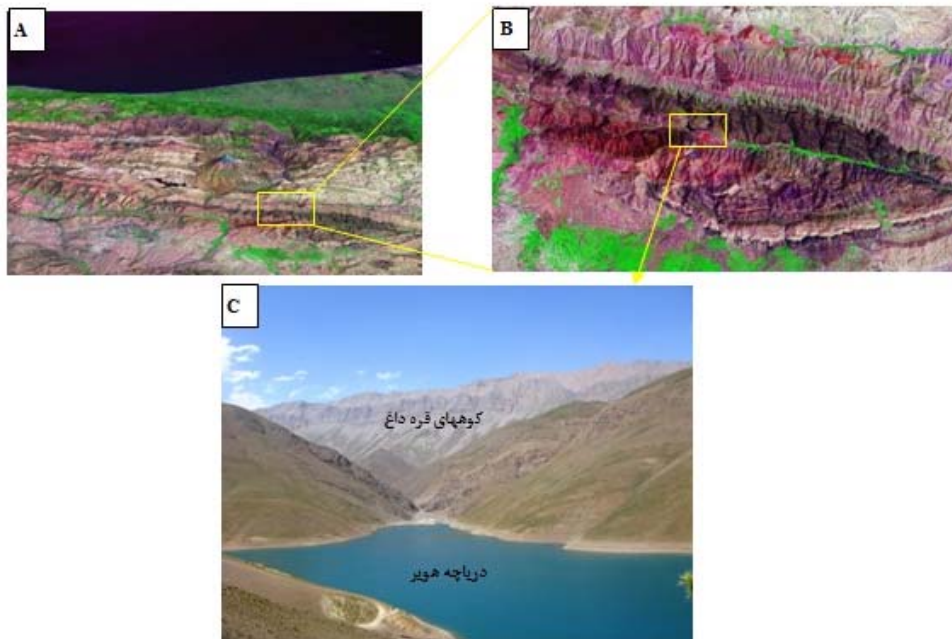
thickness which most probably is the very rigid basement of the lake which probably belongs to inseparable Jiroud and Mobarak formations.

Keywords: Brittle zone, Central Alborz, Havir lake, Magnetotellurics, Mosha fault.

۱ مقدمه

سیاه‌چال و شاه‌نشین در شمال و آبراهه‌های فصلی از جنوب است که قسمتی از آب آنها وارد دریاچه‌ها می‌شود و قسمتی دیگر، آب رودهای تار و هویر را تأمین می‌کنند. از نظر موقعیت زمین‌شناسی، دریاچه هویر در حد جنوبی البرز مرکزی و در ۵۰۰ متری یال شمالی گسل مشا قرار گرفته است. گسل مشا به‌منزله آخرین ساختار زمین‌ساختی که البرز مرکزی را از بخش‌های پست ایران مرکزی متمایز می‌کند، شناخته شده است. در شکل ۱ به ترتیب موقعیت بخشی از این گسل روی کمان خمشی البرز مرکزی (بخش A)، موقعیت دریاچه‌های تار و هویر روی آن (B) و در نهایت نمایی از نزدیک از دریاچه با موقعیت رو به شمال دیده می‌شود (C).

دریاچه‌های زمین‌ساختی تار و هویر در ۳۰ کیلومتری خاور شهرستان دماوند، در ۹۵ کیلومتری شمال شرق تهران واقع شده‌اند. این دریاچه‌ها از جمله دریاچه‌های آب شیرین کوهستانی هستند که در ارتفاع بیش از ۲۹۰۰ متر از سطح دریا قرار دارند و راه ارتباطی آنها، جاده ماشین روی دماوند- دریاچه تار است. این دو دریاچه در فاصله حدود ۵۰۰ متری از یکدیگر قرار دارند. بیشترین درازای دریاچه تار ۱/۳ کیلومتر و میانگین پهنای آن ۴۰۰ متر و درازای دریاچه هویر حدود ۹۰۰ متر و میانگین پهنای آن ۱۵۰ متر است. دو دریاچه روی هم نزدیک به ۰/۷ کیلومتر مربع وسعت دارند. سرشاخه آب‌هایی که به این دریاچه‌ها می‌ریزند، چشمه‌ساران کوه‌های قره‌داغ،



شکل ۱. موقعیت کلی گسل مشا و موقعیت آن در زون البرز (شکل A)، محل دریاچه تار و هویر روی ضلع شمالی گسل پیش‌گفته (شکل B) و نمایی نزدیک از دریاچه هویر (شکل C)، (نمای دید رو به شمال).

۲ تحقیقات پیشین

علل زایش دریاچه‌های تار و هویر همواره یکی از سوالات مهم در ناحیه البرز مرکزی بوده است. گروهی اعتقاد دارند که این دریاچه‌ها ناشی از رژیم زمین‌ساختی کشش بعد از فشارش هستند، گروهی دیگر آنها را به خمش تاقدیسی آینه ورزان به سمت مشا نسبت می‌دهند و در نهایت عده‌ای دیگر زایش غیرزمین‌ساختی و فرسایش‌های یخچالی را برای ایجاد آن متصور هستند. زمین‌شناسانی مانند (اشتال، ۱۸۹۷؛ آلباخ، ۱۹۷۲؛ شهرابی، ۱۳۷۳) دیدگاه یکسانی دارند. شواهد زمین‌شناسی پیرامون دو دریاچه سبب شده تا آنها بر این باور باشند که در شکل‌گیری دو دریاچه، عملکرد توأم راندگی مُشا- فشم (آبیک، فیروزکوه، شاهرود) و کوه لغز پهلوی جنوبی دریاچه (زرین‌کوه) نقش اساسی داشته‌اند. بدین‌سان که حرکات جوان این راندگی در زمان کوتاه‌تر، سبب رانش به‌نسبت بزرگی از زرین‌کوه (رشته‌کوه‌های جنوب دریاچه) شده و با ایجاد پشته‌ای به بلندی بیش از ۵۰ متر، سدی طبیعی در برابر روان آب‌های سطحی ایجاد و شرایط لازم برای انباشت آب فراهم آمده است.

در بیشتر گمانه‌هایی که بر علل تشکیل این دریاچه رفته است، به گسل مشا درحکم یکی از عوامل کلیدی اشاره شده است، ولی عملاً هیچ‌گاه به‌طور روشنی به چگونگی عملکرد آن و تأثیر متقابل برای تشکیل دریاچه‌های کوهستانی پرداخته نشده است. لذا ضروری است که در این پژوهش این ساختار بزرگ‌مقیاس معرفی شود.

۳ گسل مشا

این گسل در محل دره مشا موجب راندگی واحدهای پرکامبرین- کامبرین روی سازند کرج شده است و شاخه‌های آن در دره کن آبرفت‌های کوتاه‌تر را بریده‌اند

که نشانه‌ای از فعال بودن این گسل در عهد حاضر است. قدیمی‌ترین فعالیت گسل نیز مربوط به پرکامبرین است. بخش گسلی شمال تهران در حاشیه شمالی شهر تهران به‌صورت منقطع باعث رانده شدن توف‌های کرج، شده است. آهنگ جابه‌جایی در این بخش حدود ۴ میلی‌متر در سال برآورد شده است. بخش‌هایی از شاخه‌های فرعی این گسل وارد دشت تهران نیز شده و بسیاری از ساخت‌وسازهای شمال تهران را با خطر مواجه کرده است؛ به شکلی که علاوه بر وجود خطر زمین‌لرزه و جابه‌جایی، همچنین برش در سازه‌ها به‌سبب اوج‌گیری ارتفاعات البرز در این ناحیه موجب شکل‌گیری زمین‌لغزش‌های متعدد و بزرگ در طول گسل و مسیر رودخانه‌های دره مشا شده است. این زمین‌لغزش‌ها در دره مشا موجب ایجاد سدهای مصنوعی در طول دره شده و دریاچه‌هایی را تشکیل داده است (از جمله دریاچه تار). این زمین‌لغزش‌ها در طول گسله شمال تهران موجب ایجاد ترک‌های کششی در سازه‌های بخش‌های شمالی شهر شده که تخریب سازه‌های شهرک بوعلی و فرحزاد نتیجه آنها است.

تاکنون بررسی‌های متعددی برای شناخت سازوکار این گسل صورت گرفته است که بیشتر آنها بر پایه تحلیل اطلاعات ساختاری استوار بوده است. همان‌طور که پیشتر ذکر شد، تاکنون عقیده عمومی روی عملکرد معکوس سامانه‌های گسلی البرز به‌واسطه فشارش صفحه عربی متمرکز بوده است، ولی تحقیقات چند دهه اخیر نشان می‌دهد که عامل‌های متعددی در تغییر عملکرد این گسل و نظریه‌های پذیرفته شده قبلی مؤثر هستند.

آخرین بررسی‌ها (دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۴) نشان داده است که از 5 ± 2 میلیون سال پیش، روند تنش البرز از سازوکار معکوس با مؤلفه راست‌گرد به سازوکار معکوس با مؤلفه چپ‌گرد تغییر یافته است. جکسون و همکاران (۲۰۰۲) با بررسی سازوکار لرزه‌های این منطقه نشان دادند که علاوه بر این فعالیت فشارش صفحه عربی

ESE و مطابق نقشه زمین‌شناسی دارای شیب رو به شمال و با عمکرد معکوس با مؤلفه امتداد لغز چپ‌گرد است (همان‌طور که قبلاً اشاره شد در این مورد ابهامات فراوانی وجود دارد). در طول گسل، اثرات کشش در کلیه طبقات مشاهده شده است (شکل ۳، درون کادر زردرنگ) که مطابق با مدل‌های ساختاری روند کشش NNW تا WNW برای این ناحیه نسبت به گسل مشا پیش‌بینی می‌شود (امیدیان، ۱۳۸۶). مطابق گسل نرمال زیر تاقدیس سیاه‌چال (شکل ۲ بخش E) روند این گسلش مشخص است. از سوی دیگر واریزه‌های ناشی از سازند یال جنوبی گسل (ائوسن کرج) حدفاصل رسوبات جوان و قدیمی رخنمون دارد. در نزدیکی دریاچه هویر این واریزه‌ها به شدت خرد شده و با گسترش زیاد بخش وسیعی از منطقه مورد بررسی را پوشانده‌اند. مطابق شکل، ممکن است پی‌سنگ دریاچه‌ها از سنگ‌های قدیمی و سخت سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره (آهک مبارک) و بخش تفکیک نشده سازندهای جیروود مبارک متشکل از ماسه‌سنگ خاکستری تیره، شیل و سنگ‌آهک تشکیل شده باشد؛ زیرا ادامه این واحدها در اطراف و زیر دریاچه محو می‌شود.

آیا پی‌سنگ دریاچه از واریزه‌های سخت نشده به سبب بالا قرار گرفتن سطح ایستابی ایجاد شده است و یا اینکه توسعه آن روی بستری مقاوم و ستبر متصور است؟ در صورتی که وجود واحدهای مقاوم در زیر دریاچه نشان داده شود، می‌بایستی بررسی عوامل غیرزمین‌ساختی را در زایش اینگونه دریاچه‌های کوهستانی جست‌وجو کرد.

۲-۴ یخچال‌های کواترنری

یخچال‌ها توده‌های یخی هستند که در اثر تبلور مجدد برف تشکیل می‌شوند. یخچال‌ها تحت تأثیر نیروی جاذبه حرکت می‌کنند. از نظر پیدایش، از آغاز کواترنری موقعیت جغرافیایی قاره‌ها و در نتیجه موقعیت ایران در جنوب غرب آسیا تقریباً ثابت بوده و تغییری نکرده است.

به ایران، حرکت دیگری که مولد سازوکار چپ‌گرد بوده است، عامل تغییر شکل بزرگ‌مقیاس ساختاری در این ناحیه شده است که آن نیز به سبب شروع چرخش راست‌گرد حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا است. ریتز و همکاران (۲۰۰۶) اعتقاد دارند که نتیجه فعالیت این دو سازوکار توأم، حاکم شدن رژیم تنش‌ی ترافشاری است که با نرخ 5 ± 2 میلی‌متر حرکت در سال، دارای روند NNE-SSW است.

در حالی که بررسی‌های چند سال اخیر کاملاً بر این پایه استوار بوده است که شیب گسل‌ها و تراست‌های البرز مرکزی به سمت شمال و دارای سازوکار معکوس است (بربریان و همکاران، ۱۹۹۶؛ باچمانو و همکاران، ۲۰۰۴؛ نقشه‌های زمین‌شناسی منتشر شده از سوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳)، ولی یافته‌های اخیر ریتز و همکاران (۲۰۰۳)، حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۶) و امیدیان (۱۳۸۶) گویای این نکته است که در برخی موارد شیب گسل مشا رو به جنوب و در برخی موارد نیز دارای عمکرد نرمال است.

طبق بررسی‌های امیدیان (۱۳۸۶) و حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۶)، روشن شده است که فعالیت‌های جدید حاکم بر این منطقه پیش از اینکه ناشی از غلبه نیروی فشارش باشد، عمکرد بارز کششی را در یک سامانه تراکششی نشان می‌دهد.

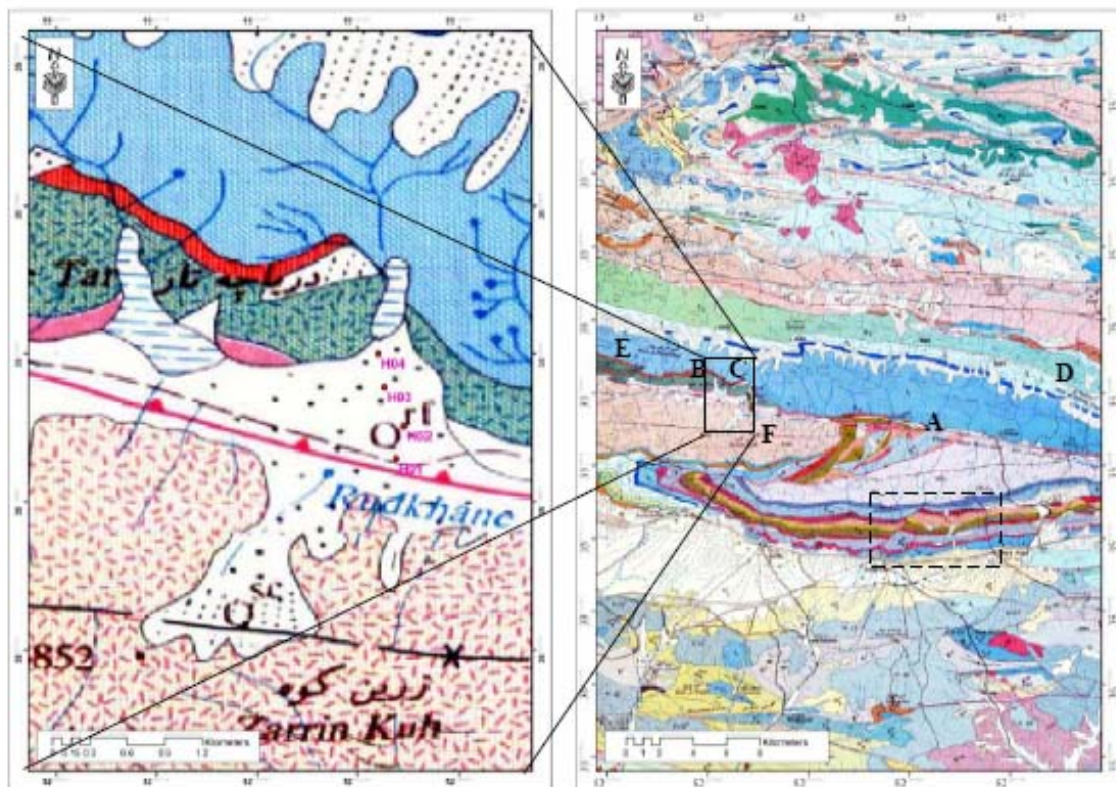
۴ بررسی احتمالات تشکیل دریاچه هویر

۱-۴ تأثیر متقابل گسل مشا و دریاچه

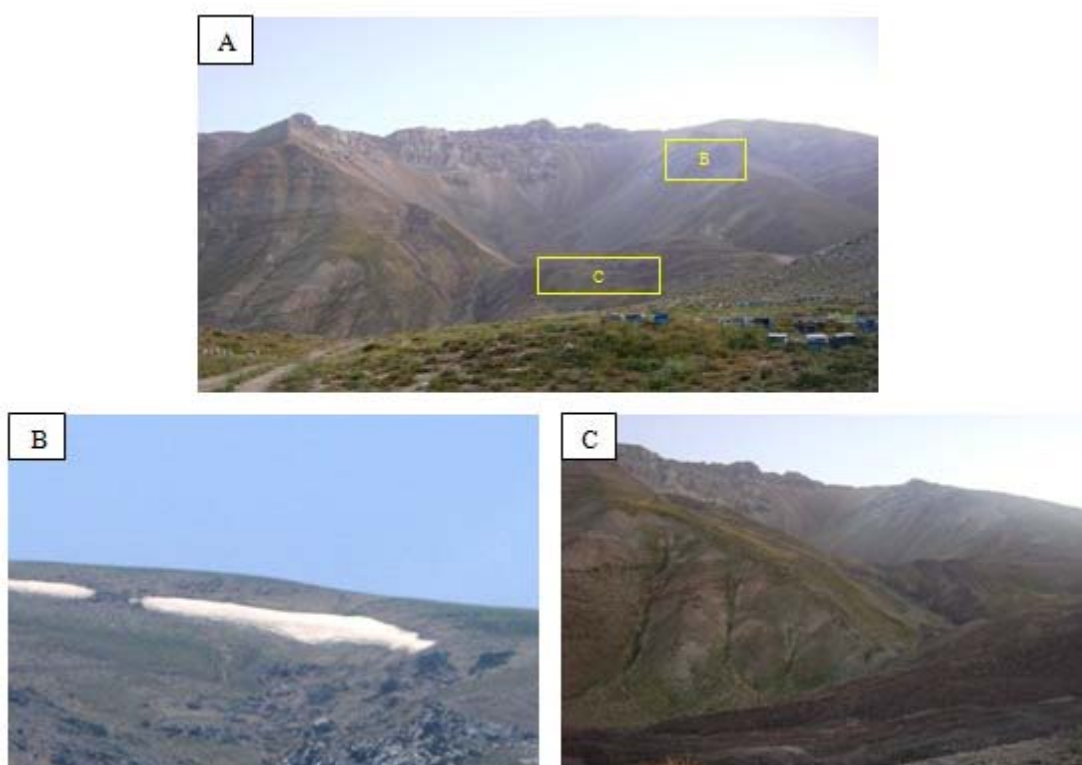
دریاچه تار و هویر تقریباً به موازات یک خط شرقی-غربی در شمال گسل مشا واقع شده‌اند. از دیدگاه زمین‌شناسی، جنوب گسل مشا واحدهای جوان‌تر سازند کرج (ائوسن) و در شمال واحدهای بسیار قدیمی (از کامبرین تا پرمین قرار دارند). روند گسل تقریباً WNW

چندین دوره یخچالی به طور متناوب ظاهر شد که تعداد آنها در مناطق گوناگون، متفاوت است. اما به طور کلی تعداد دوره های مهم یخچالی به ۴ و یا حتی ۵ دوره تقسیم می شود که در فاصله هر دو عصر یخچالی، یک عصر بین یخچالی نیز قائل شده اند. مجموعه دوره های یخچالی و بین یخچالی کواترنر را «اشکوب پلیستوسن» و زمان بعد از آن یعنی آخرین دوره بعد از یخبندان های وورم را مرحله «بعد یخچالی» یا «دوره جدید» معاصر می گویند. آثار به جامانده از یخچال های قدیمی به خصوص توسعه و گسترش نسبی یخچال های کوهستانی در کردستان، آذربایجان، طالش و البرز این موضوع را تایید کرده است و بر تسلط کامل جبهه قطبی را بر نواحی شمالی ایران گواهی می دهد (زمردیان، ۱۳۸۱).

این نشان می دهد که سرزمین ایران از ابتدای این دوره در برابر چرخش جو و جریان های دائمی هوا به شکل امروزی قرار داشته است. به عبارت دیگر در بیشتر مواقع و اغلب در حال فرونشینی و بدون بارندگی بوده و فقط در فصل های سرد تحت تأثیر بادهای باران زای به اصطلاح غربی واقع می شده است. با وجود این باید گفت که «نوسان های شدید و متناوب اقلیمی» در کواترنر مشهود است. شدت نوسان ها اقلیمی این دوران به حدی است که از آن با عنوان «تغییرات اقلیمی» یاد می کنند، زیرا تحولات آب و هوایی پیش گفته منجر به پیدایش دوره های یخچالی و بین یخچالی شده است. از نظر زمین شناسی پیدایش نخستین دوره یخچالی به آغاز کواترنر نسبت داده می شود که تاریخ آن قبلاً حدود یک میلیون سال برآورد شده بود و اخیراً ۲/۵ میلیون سال و بیشتر عنوان می شود. از آن پس



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی. موقعیت گسل مشا، دریاچه های نار و هویر، رشته کوه های قره داغ، کوه سیاه چال و زرین کوه به ترتیب به حروف A تا F نمایش داده شده است. محل عملکرد گسل های کششی در درون کادر با خط منقطع نمایان است.



شکل ۳. نمایی از دره U شکل که در ارتفاعات جنوبی دریاچه هویر ایجاد شده است (بخش A). این دره به علت حرکت یخچال به سمت شمال ایجاد شده است که در ضلع شمالی آن دریاچه هویر قرار دارد. آثار یخچال‌های باقی مانده در بخش B به وضوح نمایان است. در بخش C نیز نشانه‌های خردشدگی ناشی از ذوب و حرکت یخچال در واحدهای توف سبز کرج باقی مانده است.

با این توضیحات به بررسی منطقه مورد تحقیق از منظر زمین‌ریخت‌شناسی می‌پردازیم. همان‌طور که از بررسی زمین‌شناسی این ناحیه مشخص شد، حد شمالی دریاچه هویر به سه تیغ مرتفعی از سازند برف‌گیر لار می‌رسد که به کوه‌های قره‌داغ شهرت دارند. یخچال‌های دائمی البرز مرکزی در منطقه مشا در این نقطه پروند دارند و بیشترین سرمایی که در بیشتر فصل‌های سال این منطقه را متأثر می‌کند از جانب این یخچال‌ها است. البته بررسی‌های صحرائی نشان داد که حتی در بخش شرقی دریاچه تار و گذر از واحدهای سازند کرج به سمت واحدهای ژوراسیک شمشک در رشته‌کوه‌های زرین‌کوه و سیاه‌چال، آثاری از یخچال‌های پنهان که به مرور زمان در زیر حجم عظیمی از خاک و گل مدفون شده‌اند، دیده

اثر تخریب‌کننده ناشی از وجود یخچال در مناطق گوناگون جهان، سال‌ها است که مورد تحقیق قرار گرفته است، اما بدیهی‌ترین اثرات ناشی از وجود یخچال‌ها شکل‌های ریخت‌شناختی (ریخت‌شناختی) خاصی است که در نتیجه حرکت توده‌های یخی و یا ذوب یخچال‌ها ایجاد می‌شود. به علت حرکت یخچال‌ها از نواحی مرتفع به نواحی پست، همواره سطح برخورد بخش انتهایی آن با محیط درگیر دارای سنگ‌ها و قطعات بسیار مخبط و خردشده‌ای است که در حکم شاخص وجود یخچال در دوران‌های گذشته از آن یاد می‌شود. از سوی دیگر وجود دره‌هایی که با شیب تند شروع می‌شوند و در نهایت به یک ناحیه باز شده و وسیع می‌رسند (برخی از دره‌های U شکل) از دیگر نشانه‌های وجود یخچال است.

داریم که در بیشتر نواحی که به نحوی اثرات یخچالی را در خود ثبت کرده‌اند، پدیده‌های مشابهی ایجاد شده باشد؛ در حالی که این مورد دور از انتظار است. از سوی دیگر، آیا فقط برای حفظ آب در همه فصل‌ها فقط یک بستر خرد شده ناهمگن و جور نشده یخچالی (از نظر رسوب‌شناسی) کافی است؟

تحقیق کنونی به منظور یافتن پاسخی منطقی برای چگونگی ایجاد دریاچه کوهستانی هویر طراحی شده است و دو احتمال تأثیر حرکت چپ‌گرد گسل مشا و حرکت یخچال‌ها به روش مگنتولوریک و با بررسی پی‌سنگ بررسی خواهد شد.

۵ برداشت داده‌های مگنتولوریک

برداشت داده‌های مگنتولوریک در ۴ ایستگاه نزدیک دریاچه هویر (ضلع جنوبی دریاچه) با دستگاه مگنتولوریک MTU2000 متعلق به دانشگاه اُپسالای سوئد برداشت شد. این دستگاه سیگنال‌های الکترومغناطیس را در گستره بسامدی وسیعی و با کنترل خوب بر داده‌ها در کارهای صحرائی برداشت کرد. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده در شکل ۵ و جدول ۱ نمایش داده شده است.

می‌شود (شکل ۳ بخش A و B). همان‌طور که قبلاً نیز عنوان شد، خردشدگی و ایجاد قطعات زاویه‌دار با ابعاد متفاوت که سطح آن‌ها به واسطه حرکات خراشی، مخبط شده است، از آثار عمومی وجود و حرکت یخچال‌ها است که نمونه آن در حد زیرین دره U شکل در شکل ۳ بخش A، به وجود آمده است. در بخش C شکل ۳ این نشانه‌ها به وضوح دیده می‌شود.

خردشدگی واریزه‌های این منطقه به لغزش پهلوی جنوبی گسل از سمت زرین کوه و ریزش واحدهای ائوسن سازند کرج مربوط است. این پدیده قطعاً به آب شدن یخچال‌های دائمی این منطقه در آخرین دوره گرم شدن در کواترنری مربوط است. در بررسی‌های صحرائی که از سوی گروه زمین‌شناسی این طرح در این منطقه به عمل آمد، آثار عملکرد حرکات یخچال‌ها در این ناحیه دیده شد.

در موارد نادری اختلاط لایه‌ها و آثار خطی بسیار عظیم بر بدنه واحدهای سنگی در ارتفاعات برجای می‌ماند، که در بخش جنوبی دریاچه هویر این نشانه‌ها به روشنی بر جای مانده است (شکل ۴).

حال این سؤال مطرح می‌شود که آیا حرکات یخچالی عظیم و ذوب شدن ناشی از آن در ایجاد دریاچه‌های کوهستانی تار و هویر مؤثر بوده‌اند. در این صورت انتظار



شکل ۴. نمایی از ضلع جنوبی دریاچه هویر و آثار به جای مانده از حرکات یخچالی به سمت شمال.



شکل ۵. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده‌های مگنتوتلوریک روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارت.

۶ پردازش داده‌های مگنتوتلوریک

در روش مگنتوتلوریک پردازش مشاهدات صحرائی به‌منظور به‌دست آوردن مقادیر مقاومت ویژه ظاهری و فاز، نیازمند تحلیل دقیق است. مسئله اساسی در پردازش داده‌ها این است که مشاهدات صحرائی، درحکم تابعی از زمان (سری‌های زمانی) (Time Series) به‌دست می‌آید، ولی از طرف دیگر پایه‌های نظری که برای این روش بسط داده شده‌اند همگی در حیطه بسامد به‌دست آمده‌اند. بدین‌ترتیب لازم است داده‌های صحرائی را از حوزه زمان به حوزه بسامد تبدیل کرد.

معادلاتی که در روش مگنتوتلوریک مورد استفاده قرار می‌گیرند و همچنین روش‌های پردازش و تحلیل بُعد داده‌ها در منابع و مقالات متعددی منتشر شده است.

۷ وارون‌سازی یک‌بُعدی

اگر نماد m برای نمایش مدل استفاده شود، همچنین اگر F مشخص‌کننده تابع کرنل (یک توصیف ریاضی از فرایند فیزیکی تحت بررسی) و d' نشان‌دهنده داده‌های پیش‌بینی شده (پاسخ ایجاد شده به‌وسیله مدل) باشد، مدل‌سازی پیشرو به‌صورت $d'=Fm$ فرمول‌بندی می‌شود. اگر

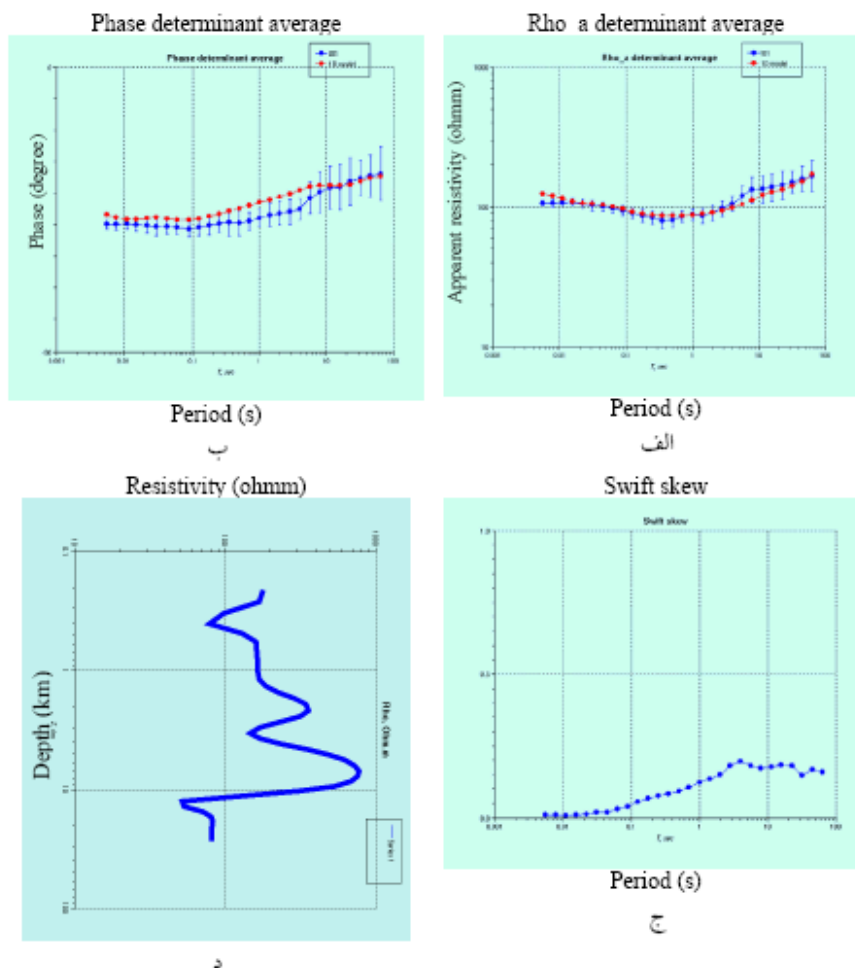
داده‌های اندازه‌گیری شده d باشد، تطبیق کردن مدل با داده‌ها را می‌توان با مقایسه d و d' قضاوت کرد. در تحقیقات صحرائی معمولاً با هدف یافتن روشی برای رسیدن از داده‌های مشاهده شده (d) به مدل (m) صورت می‌پذیرد که این فرایند وارون‌سازی نام دارد و به‌صورت $m=F^{-1}d$ تعریف می‌شود. با بیانی ساده‌تر می‌توان گفت که برای تعیین ساختارهای زمین‌شناسی سعی می‌شود که ساختارهای زمین‌شناسی واقعی را با مدل‌هایی ساده تقریب بزیم و درنهایت پارامترهای مدل زمین‌شناسی را از روی داده‌های مشاهده‌ای به‌دست آوریم و به این کار وارون‌سازی می‌گویند.

پارامترهای محاسبه شده در وارون‌سازی یک‌بُعدی داده‌های مگنتوتلوریک عبارت‌اند از: مقاومت ویژه، فاز امیدانس، پارامتر بُعد (اسکیو) و مدل یک‌بُعدی مقاومت ویژه برحسب عمق برای هر ایستگاه. وارون‌سازی یک‌بُعدی داده‌های دترمینان با استفاده از رهیافت عرضه شده پدرسون (۲۰۰۴) صورت گرفته است. در این برنامه از خطای میانگین مربعی کل مدل برآورد شده در تعریف سطح بُرش استفاده می‌شود تا تعادل معقولی بین قدرت تفکیک و واریانس مدل به‌دست آید. این تعادل عمدتاً با

داده‌ها هستند. نمایش این داده‌ها و پاسخ مدل هر دو در یک نمودار منفرد (برازش داده‌ها) (data Fit) نشان‌دهنده چگونگی تطبیق مدل به دست آمده با مدل واقعی زمین است. در قسمت (ج) مقدار پارامتر اسکيو برحسب بسامد برای هر سایت آمده است و مدل یک‌بُعدی حاصل از وارون‌سازی داده‌های MT در هر سایت در قسمت (د) آورده شده است. مدل یک‌بُعدی حاصل از وارون‌سازی داده‌های هر سایت نشان‌دهنده چگونگی تغییرات در رسانایی لایه‌های زمین در محل سایت است. لایه‌های رساناتر ممکن است حاوی آب با درجه شوری زیاد و احتمالاً یددار باشند.

داده‌ها تعیین می‌شود و فرضیات بیشتری بجز اینکه جملات گرایست (Bias Terms) باید به خوبی برآورد شوند، لازم نیست.

۱-۷ نمایش داده‌های صحرائی و مدل‌های یک‌بُعدی داده‌های MT به صورت مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس (برحسب بسامد یا دوره تناوب) در حکم ورودی به برنامه وارون‌سازی پدرسون (۲۰۰۴) داده شده که به ترتیب در قسمت‌های (الف) و (ب) شکل ۶ با رنگ آبی نشان داده شده‌اند. منحنی‌های سرخ‌رنگ پاسخ مدل یک‌بُعدی به دست آمده از مرحله نهایی وارون‌سازی



شکل ۶. منحنی داده‌ها برای ایستگاه H01: (الف) مقاومت ویژه، (ب) فاز، (ج) Skew و (د) مدل یک‌بُعدی.

اگبرت، ۲۰۰۰). اشاره کرد. در این تحقیق از الگوریتم وارون سازی دو بُعدی REBOCC استفاده شده است. براساس چگونگی بُعد ساختارهای موجود در منطقه عملیاتی که با استفاده از زمین شناسی، زمین ساخت و داده های MT به دست می آید. برگردان داده های MT مدنظر قرار گرفت. در این ارتباط با توجه به اینکه ساختارهای منطقه عمدتاً 1D و 2D تشخیص داده می شود برگردان داده ها ابتدا به صورت یک بُعدی صورت گرفت. براساس نتایج برگردان داده های یک بُعدی مدل های اولیه برای برگردان دو بُعدی داده ها نیز انجام پذیرفت.

داده های MT در امتداد یک نیم رخ به صورت دو بُعدی برگردان شدند. مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس مقاطع حقیقی مقاومت ویژه در طول نیم رخ های مورد نظر به دست آمد که به همراه داده های مربوط و پاسخ مدل ها و همچنین مقادیر باقی مانده (تفاوت داده و پاسخ مدل) در امتداد نیم رخ در شکل های ۷ و ۸ نشان داده شده است. نتایج تحلیل داده ها نشان می دهد که یک تفسیر دو بُعدی می تواند در منطقه مورد بررسی، خصوصیات منطقه را از سطح تا عمق مورد تحقیق بیشتر قرار دهد و در جهت تکمیل بررسی های یک بُعدی ایفای نقش کند. داده های صحرایی بایستی درجه قابل قبولی از خطای جذر میانگین مربع (RMS) که با خطای داده ها نرمال شده است داشته باشند.

شکل ۸ نتایج حاصل از برگردان دو بُعدی داده های MT در امتداد نیم رخ را نشان می دهد. این شکل وجود یک توده کمتر مقاوم را در قسمت جنوب دریاچه (زیر ایستگاه های ۱ و ۲) نمودار می سازد. این توده تقریباً از عمق ۵۰۰ متر شروع می شود و تا عمق حدود ۴۵۰۰ متر با مقاومت ویژه تقریباً ۶۰ اهم متر ادامه می یابد. در قسمت شمال نیم رخ (ایستگاه شماره ۴) توده مقاومی مشاهده

پارامترهای مگنتوتلوریک محاسبه شده برای همه سایت ها آماده شد و در این مقاله فقط داده های طرحوار سایت ۱ در شکل ۶ نشان داده شده است. برای قسمت های (الف) تا (ج) محور افقی نشان دهنده دوره تناوب برحسب ثانیه و در مقیاس لگاریتمی است. محور قائم در شکل (الف) مقاومت ویژه ظاهری برحسب اهم متر، در شکل (ب) فاز امپدانس برحسب درجه و در شکل (ج) بدون بُعد است. در قسمت (د) محور قائم عمق را برحسب کیلومتر و محور افقی مقاومت ویژه را برحسب اهم متر نشان می دهد.

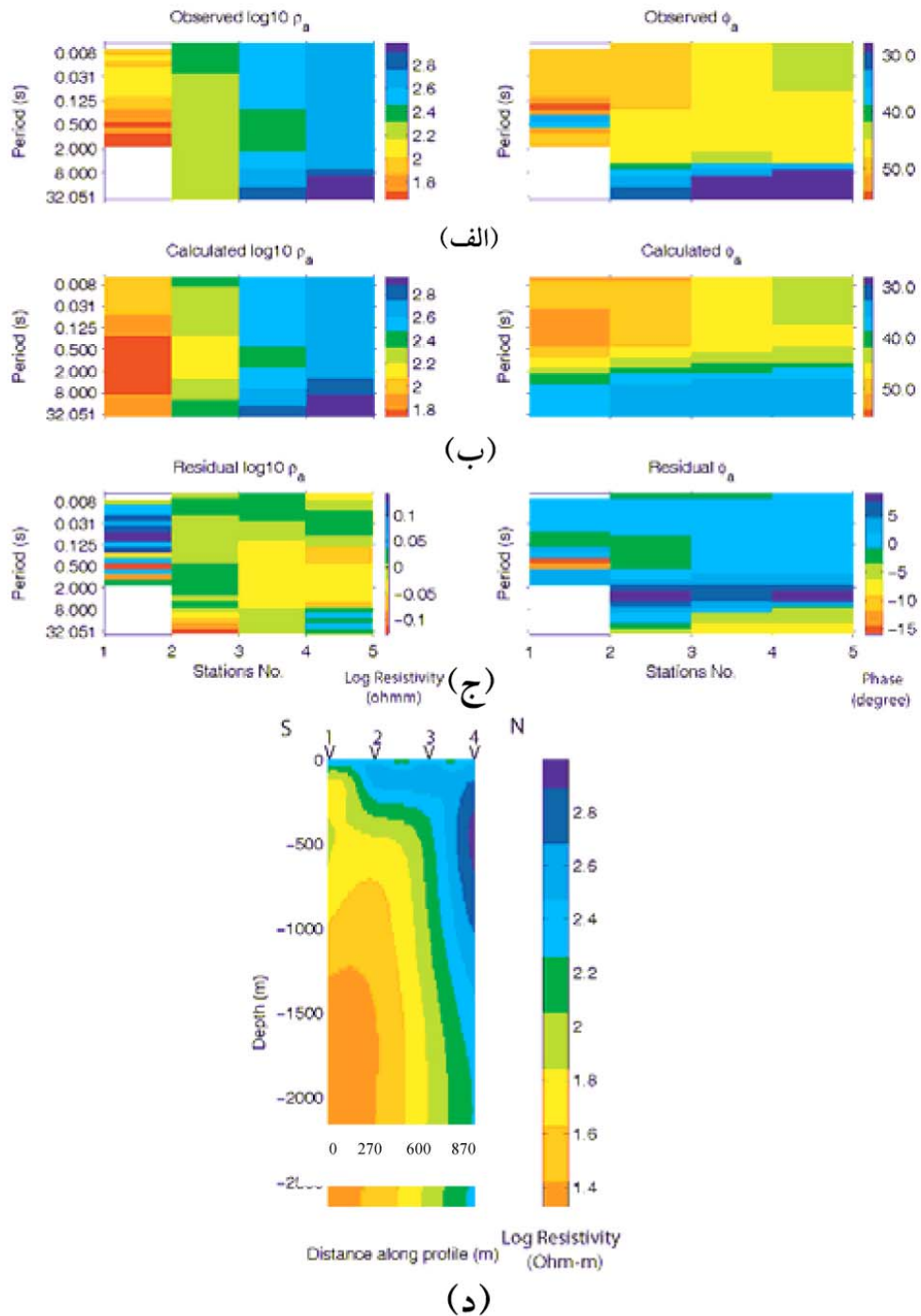
با توجه نتایج یک بُعدی داده های MT دریاچه هویر تعداد سه لایه رسانا قابل مشاهده است. لایه رسانای اول با مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم متر در عمق ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر و با ۲۰۰ متر ضخامت واقع شده است. لایه رسانای دوم با رسانایی حدود ۱۵۰ اهم متر در عمق حدود ۳۰۰۰ مترو با ضخامت ۱۰۰۰ متر واقع شده است. لایه سوم با رسانایی حدود ۵۰ اهم متر در عمق ۱۳ کیلومتری قابل مشاهده است که این لایه در ایستگاه شماره ۱ دیده نمی شود. به طور کلی مقاومت لایه های رسانا بین ۵۰ تا ۷۰۰ اهم متر متغیر است و عمق این لایه ها نیز در سایت های متفاوت، تغییر کرده است.

۸ وارون سازی دو بُعدی

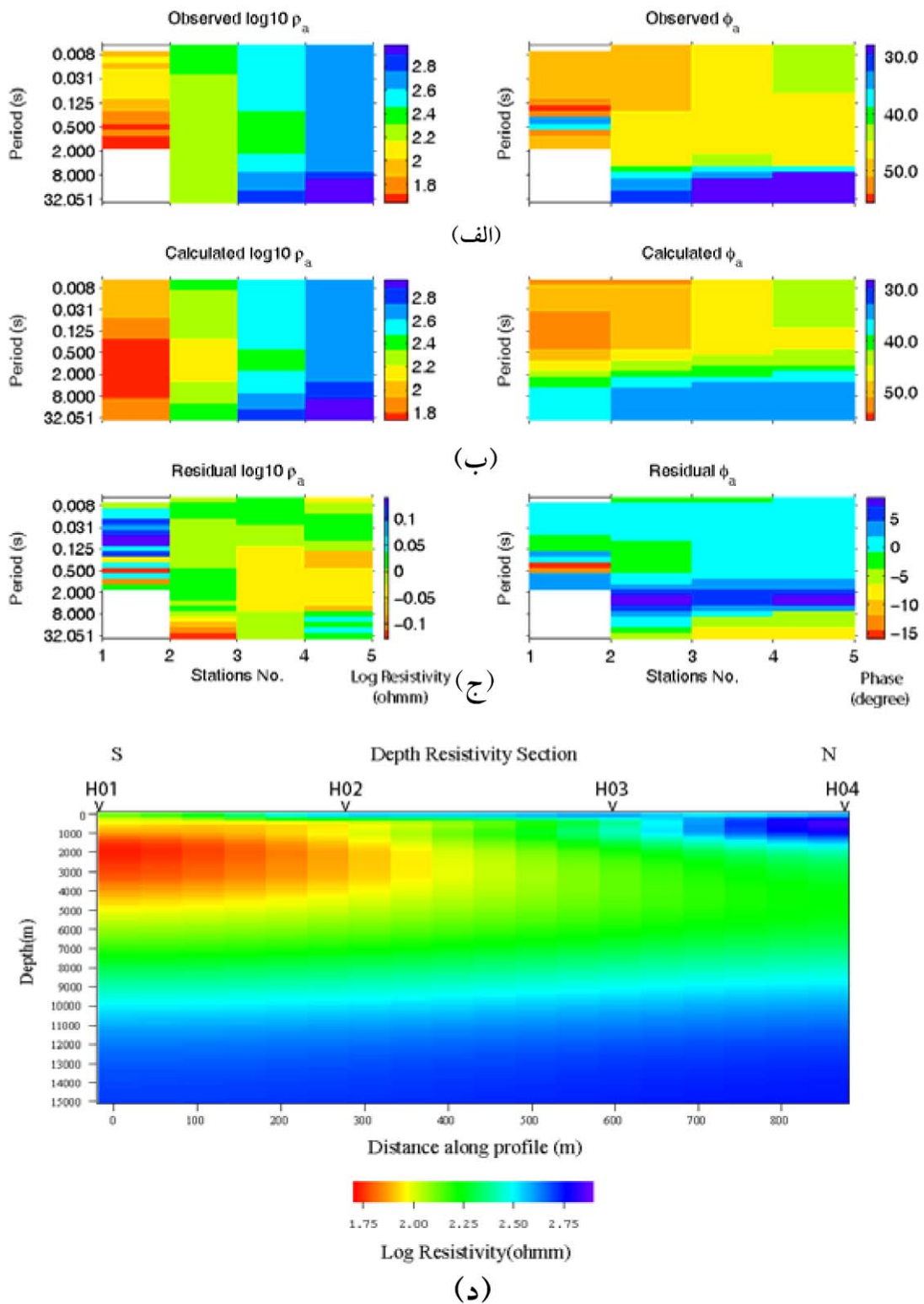
در دو دهه اخیر، وارون سازی دو بُعدی داده های MT پیشرفت زیادی کرده است و محققان در این سال ها توانسته اند رهیافت های مناسبی برای مدل های دو بُعدی به دست دهند که از جمله می توان به الگوریتم مگنتوتلوریک دو بُعدی اکام OCCAM (کانستبل و همکاران، ۱۹۸۷؛ دیگروت-هدلین و کانستبل، ۱۹۹۰)، الگوریتم NLCG متعلق به رودی و مکی (۲۰۰۱) و الگوریتم دو بُعدی REBOCC (سیریون و اراپورن و

اهم‌تر است که نشان می‌دهد این توده احتمالاً قسمتی از کف سنگ دریاچه است.

می‌شود که از عمق ۳۰۰ متر شروع می‌شود و تا عمق ۷۰۰ متر ادامه دارد. مقاومت ویژه این توده تقریباً ۱۰۰۰



شکل ۷. نتایج حاصل از برگردان دو بُعدی داده‌های MT در امتداد نیم‌رخ تا عمق ۳۰۰ متر؛ (الف) داده‌های صحرایی (سمت چپ مقاومت ویژه ظاهری و سمت راست فاز امپدانس)، (ب) پاسخ مدل، (ج) باقی‌مانده (Residual) و (د) مقطع مقاومت ویژه در امتداد نیم‌رخ.



شکل ۸ نتایج حاصل از برگردان دو بُعدی داده‌های MT در امتداد نیم‌رخ تا عمق ۱۵ کیلومتر؛ (الف) داده‌های صحرائی (سمت چپ مقاومت ویژه ظاهری و سمت راست فاز امپدانس)، (ب) پاسخ مدل، (ج) باقی‌مانده (Residual) و (د) مقطع مقاومت ویژه در امتداد نیم‌رخ.

جدول ۱. مختصات جغرافیایی و UTM ایستگاه‌های برداشت داده‌های مگنتوتلوریک دریاچه هویر.

Site ID	Long (deg)	Lat (deg)	X	Y
H01	52.24504	35.72149	612609	3953773
H02	52.24561	35.72384	612657	3954034
H03	52.24422	35.72663	612527	3954342
H04	52.24376	35.72906	612482	3954612
Havir lake	52.31926	35.71462	619332	3953098

۹ نتیجه‌گیری

بررسی‌ها و تحقیقات مگنتوتلوریک نشان می‌دهد که دقیقاً در زیر دریاچه و حد پی‌سنگی آن، یک ساختار و یا واحد زمین‌شناسی با مقاومت ویژه زیاد قرار دارد که با ضخامت ۴۰۰ متر از حدوداً عمق ۳۰۰ متری بروز می‌کند. هرچند از سطح تا ۳۰۰ متری نیز لایه‌ای با مقاومت ویژه به نسبت کمتر ولی قابل توجه، بستر دریاچه را می‌سازد. از سوی دیگر در زیر ایستگاه‌های ۱ تا ۳ که در زیر دریاچه و به سمت جنوب توسعه دارند، مقاومت به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. از نظر شواهد تفسیری، حد بین زون‌های با مقاومت زیاد و کم شاخص وجود ساختارهایی است که به صورت خطی در اینجا عمل کرده‌اند. به‌طور کلی، با توجه به شرایط زمین‌شناسی و ابهامات موجود و نتایج حاصل از تفسیر پردازش داده‌های مگنتوتلوریک، موارد متعددی به شرح زیر دریافت می‌شود.

با توجه به شواهد زمین‌شناسی انتظار داریم کف سنگ دریاچه با توجه به مقاومت و میزان رسانایی آن در مقایسه با واحدهای سنگی سازنده این منطقه، از بخش مفقود شده واحدهای سبتر مبارک و جیروود تفکیک نشده تشکیل

شده باشد. زیرا فشرده‌ترین بخش‌های غیر قابل نفوذ قدیمی در این واحدها ظهور می‌یابند که با بازتاب‌های مقاومت ویژه دریافت شده از روش مگنتوتلوریک مطابقت دارد.

با بررسی واحدهای خرد شده اطراف دریاچه مبرهن است که بخش با مقاومت ویژه کمتر که تا عمق ۴۵۰۰ متری می‌رسد از رسوبات و واحدهای سست تشکیل شده است. شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که اولاً در این بخش هیچ سازندی وجود ندارد که به‌طور یکپارچه با چنین ضخامتی تشکیل شده باشد و دیگر اینکه مقاومت واحدهای سنگی دوران پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک این ناحیه به سبب مقاومت ویژه زیاد و فشردگی ناشی از زمین‌ساخت پویای منطقه، از حد انتظار بیشتر است. پس باید پرسید که ماهیت این بخش کمتر مقاوم و سست و ضخیم چیست؟

همان‌طور که پیشینه زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی نشان می‌دهد، این بخش سست و ضخیم ممکن است ناشی از وجود واریزه‌های پراکنده و سست به سبب حرکت و ذوب یخچال و همچنین خردایش‌های ناشی از فعالیت گسل باشند که تفکیک آنها و برآورد میزان نقش آنها در توسعه واحدهای سست منطقه از نظر عمق نفوذ و از راه

به صورت عمودی گسترش پیدا کرده و حد بین دو بخش با مقاومت متفاوت نمایانگر یک ساختار عمیق زیرسطحی است که به سبب وجود گسل مشا در این ناحیه به احتمال زیاد نماد بارزی از موقعیت زیرسطحی گسل مشا است. در شکل دو بُعدی حاصل از تفسیر داده‌ها به وضوح دیده می‌شود که روند به احتمال زیاد صفحه گسل دارای شیب بسیار زیاد نزدیک به قائم است که روند متمایلی را رو به شمال نشان می‌دهد. بنابراین دریاچه هویر کاملاً روی یک بستر زمین‌ساختی ایجاد شده است و فرایندهای یخچالی بعدی، در آنگیری این گودافتادگی مؤثر بوده است.

پیشنهادات

هرچند نتایج این طرح از منظر شفاف شدن دلایل زایش دریاچه کوهستانی هویر، شناخت بستر و محیط زیرسطحی اطراف آن قابل توجه است، ولی لازم است برای شناخت بیشتر گسل مشا و عملکرد و سازوکار کنونی و پیشین آن طرح مشابهی در امتداد چندین نیم‌رخ موازی صورت گیرد.

مراجع

امیدیان، ص.، ۱۳۸۶، تعیین جایگاه تکتونیکی آتشفشان دماوند براساس شواهد ژئوشیمیایی و ساختاری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ایران.
 زمردیان، م. ج.، ۱۳۸۱، ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
 شهبابی، م.، ۱۳۷۳، دریاها و دریاچه‌های ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۱.

Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, **25**, 659-672.

Allenbach, P. 1972, Geologic und petrography des Damavand und Seiner umgebung (Zentral Elburz), Iran. *Geol. Mitt., Inst. Eth univ.*

اعمال روش‌های ژئوفیزیکی و عمق‌سنجی امکان‌پذیر است. با توجه به عمق زیادی که در تحقیقات کنونی به دست آمده است، مسئله وجود واریزه‌های یخچالی تا این عمق منتفی است. زیرا حداکثر قدرت نفوذ عوارض ناشی از یخچال‌های کواترنری در حد تغییرات سطحی و برجای گذاشتن عوارض ریخت‌شناختی است و چون هنوز از نظر زمین‌شناسی زمان زیادی از آخرین پدیده ذوب و حرکت یخچال‌ها نمی‌گذرد، لذا نمی‌توان عمق زیاد ناشی از تداوم و دفن رسوبات سُست را برای آن متصور شد. مورد دیگری که برای پاسخ به علت وجود دارد بررسی سابقه طولانی گسل مشا است. همان‌طور که نشان داده شده (رمزی و لایل، ۲۰۰۰)، در اطراف گسل‌های معکوس و تراست‌ها حریمی به اندازه ۱ کیلومتر تعریف شده است که شدیدترین آثار به جای مانده از فعالیت گسل در این بخش ثبت و ضبط می‌شود. فاصله بین گسل مشا و دریاچه تار کمتر از این مقدار است (حداکثر ۶۰۰ متر). بنابراین این ناحیه ۵۶۰ میلیون سال (یعنی از زمان پرکامبرین تاکنون) تحت تأثیر عملکرد این گسل بوده و به سبب القای حرکات برشی نرخ خردشدگی نیز قابل توجه بوده است. لذا انتظار داریم که نرخ گسترش زیاد این لایه خُردشده به علت فعالیت مداوم و پیوسته گسل مشا باشد که زون برشی وسیع و عمیقی را در طول و عرض حوضه فعالیت خود ایجاد کرده است. هرچند وجود نشانه‌های فعالیت یخچالی در بخش بالایی ناحیه خُردشده و سُست دور از انتظار نیست. این ناحیه به‌طور کلی منبع تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی و رودخانه‌های اطراف است. رودخانه دلی‌چای یا دیوانه‌رود که در ژرفای دره مشا جریان دارد، آب دریاچه‌های تار و هویر را که حاصل ذوب یخچال‌های قره‌داغ (خط‌الراس اصلی البرز) است، به رودخانه حبله‌رود می‌برد.

همان‌گونه که قبلاً نیز اشاره شد روند قرارگیری واحدهای سنگی و یا رسوبی در بخش با مقاومت کم

- volcano, Philadelphia Annual Meeting.
- Pedersen, L. B., 2004, Determination of the regularization level of truncated singular-value decomposition inversion: The case of 1D inversion of MT data, *Geophysics*, **52**, 261-270.
- Ramsay, J.G., Lisle, R., 2000, The techniques of modern structural geology, Academic press, **3**(32), 785-805.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Sleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabani, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Che'ry, J. and Vernant, P., 2003, Geometry, kinematics and slip rate along the Mousa active fault, central Alborz, Nice, France, EGU-AGU-EUG Joint Assembly, Abstract EAE03-A-06057.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, R., Soleymani, S. and Vernant, P. 2006- Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology* **34**(6), 477-480.
- Rodi, W. and Mackie, R., 2001, Nonlinear conjugate gradient algorithm for twodimensional magnetotelluric inversion, *Geophysics*, **66**(1), 174-187.
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2000, An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics*, **65**, 791-803.
- Stahl, A. F., 1897, Zur Geologie von Persien. Geognostische Beschreibung von Nord – und Zentral Persien, *Petermann's Geogr. Mitt., Gotha, Ergänzungsheft*, **122**(72), 4 pls.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhi, E. A., Hademi, M. C. and Jamali, F. H., 2004, Active faults in the Zagros and central Iran: *Tectonophysics*, **380**, 221-241.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Shoja Taheri, J., and Talebian, M., 1996, Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the Semnan region, Volume VII: Tehran, Geological Survey of Iran (GSI), p. 268 (in Persian).
- Constable, C. S., Parker, R. L. and Constable, C. G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**, 289-300.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukuh, B., Turin, B. and Pandamouz, A., 2004, The geology of Damavand volcano, Alborz mountains, northern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, **116**(1/2), 16-29.
- deGroot-Hedlin, C. and Constable, S., 1990, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, **55**, 1613-1624.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, **148**, 214-245.
- Hassanzadeh, J., Omidian, S. and Davidson, J., 2006, A late Pliocene tectonic switch from transpression to transtension in the Haraz sector of central Alborz: implications for the origin of Damavand