

نقش ساختارهای تراکشی در جایگیری پهنه‌های سیلیسی طلادار در جنوب باختر سبلان، شمال باختر ایران

خلیل بهارفیروزی^{۱*}، احمد خاکزاد^۲، حمید نظری^۳ و محمدهاشم امامی^۴

^۱دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۳استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

^۴دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، اسلامشهر؛ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۱/۰۵

چکیده

فلات آذربایجان دارای تنوع ریخت‌شناسی و انواع کانی‌سازی‌هاست که هر دو آنها تحت تأثیر رژیم ساختاری حاکم بر منطقه هستند. این رژیم از زمان برخورد صفحه عربی با اورازیا شروع شده و تا زمان حاضر ادامه دارد. گسل‌های راستالغز مهم‌ترین عامل تغییرات ساختاری و شکل‌دهنده پهنه‌های مختلف کششی و فشارشی و مظاهر مختلف این پهنه‌ها در آذربایجان هستند. گسل‌های چیره دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری و بیشتر دارای سازکار راستالغز راست‌بر هستند؛ در حالی که گسل‌های دیگر با روند شمال خاوری - جنوب باختری بیشتر سازوکار چپ‌بر دارند. وضعیت بردار حرکتی در دو سوی گسل‌ها، در محل برخورد، تعیین‌کننده رژیم زمین‌ساختی حاکم است و در نتیجه ریخت‌شناسی، نفوذ دایک‌ها و رگه‌ها را تحت کنترل دارند. محل خمش گسل‌های راستالغز و محل پیوستن قطعات مختلف یک گسل نیز از مناطقی هستند که رژیم زمین‌ساختی حاکم بر آنها سبب جایگیری استوک‌های نفوذی گرانیتی مستعد برای کانی‌سازی و یا شکل‌گیری رگه‌های متعدد سیلیسی طلادار شده است. در منطقه جنوب باختری سبلان به دلیل خمش در راستای گسل اهر - سراب، رژیم زمین‌ساختی کششی حاکم و منجر به نفوذ رگه‌های متعدد سیلیسی شده است که برخی از آنها طلادار هستند.

کلیدواژه‌ها: کانی‌سازی و زمین‌ساخت، پهنه‌های سیلیسی طلادار، ساختارهای تراکشی، گسل‌های راستالغز.

E-mail: baharfirouzi@gmail.com

*نویسنده مسئول: خلیل بهارفیروزی

۱- پیش‌نوشتار

پهنه‌های مختلف دگرسانی شامل آرژلیک، فلیک، پروپلیتیک، سیلیسی شدن، پیریتی شدن و آغستگی به اکسید آهن شده است (NICC, 2006, Refahi et al., 2012). شرکت ملی صنایع مس ایران، پیش از این (NICC, 2003 & 2006) امکان حضور سامانه کانی‌سازی مس پورفیری در منطقه را مورد بررسی قرار داده و در این ارتباط حفاری‌های ژرفی نیز انجام داد ولی به کانی‌سازی قابل توجهی نرسید. مطالعات بعدی (Maghsoudi, 2011) مکان حفاری شده پیشین را اشتباه دانست و بر پایه مجموعه مطالعات ژئوشیمیایی، وجود ساختار حلقوی و همچنین انواع کانی‌سازی فلزی از پورفیری تا رگه‌ای را معرفی کرد. مرکز این سامانه کانی‌سازی را نیز در فاصله چند کیلومتری خاور منطقه‌ای که پیش از آن حفاری شده بود، معرفی کرد. هدف از این پژوهش روشن ساختن نقش زمین‌ساخت حاصل از گسل‌های امتدادلغز در شکل‌گیری ریخت‌شناسی کنونی حاکم بر آذربایجان و نقش آنها در جایگیری انواع کانی‌سازی منطقه، به‌ویژه در جنوب باختر سبلان است. در این پژوهش همراه با برداشت زمین‌شناسی، نمونه‌برداری‌های بسیاری از بسترهای مختلف سنگی انجام و مطالعات آزمایشگاهی نمونه‌ها شامل سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و تجزیه طلا به روش عیار سنجی شعله‌ای (fire assay) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور به اجرا درآمد. حد تشخیص اندازه‌گیری طلا یک میلی‌گرم در تن است.

۲- جایگاه زمین‌شناسی

شمال باختر ایران محل برخورد کمان‌های ماگمایی ارومیه - دختر (Alavi, 1996) و البرز (Stocklin 1968; Berberian & Berberian, 1981) است. این کمان‌های ماگمایی، نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس و برخورد صفحات زمین‌ساختی عربستان و اورازیا هستند. زمان برخورد را کرتاسه پسین (Haynes & McQuillan, 1974; Stocklin, 1974; Berberian & Berberian, 1981)

نقش زمین‌ساخت در جایگیری، تکوین و تغییرات بعدی انواع کانی‌سازی‌ها از حدود ۷۰ سال پیش مورد توجه قرار گرفته است (McKinstry, 1948; Sibson, 1987; Drew, 2005; Tosdal & Richards, 2001; Berger & Drew, 1997; & 1989). کمان‌های ماگمایی در نواحی مختلف جهان میزبان کانسارهای پورفیری مس - مولیبدن - طلا و انواع نهشته‌های مرتبط با آن هستند. گسل‌ها و محل برخورد آنها، به‌ویژه سامانه‌های گسلی که درون کمان‌های ماگمایی تشکیل می‌شوند، نقش آشکاری در جایگیری سامانه‌های پورفیری دارند (Siltoe, 2010). برخی از پژوهشگران بر اهمیت محل برخورد پهنه‌های گسل راستالغز با ساختارهای موازی با کمان‌های ماگمایی برای جایگیری سامانه‌های پورفیری تأکید دارند (Richards et al., 2001). هدف از ارائه این نوشتار، نشان دادن موقعیت منطقه جنوب باختری سبلان در شبکه‌ای از گسل‌های راستالغزی که در شمال باختر ایران چیره است و نیز ارائه شواهدی از نقش پدیده‌های ساختاری در جایگیری بستر مناسب برای کانی‌سازی فلزی، به‌ویژه طلا در این منطقه است. این منطقه از دید جغرافیایی در مرز استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل در شمال باختری ایران قرار گرفته است و در سال‌های اخیر از دیدگاه اکتشافی مورد توجه بسیار قرار گرفته است (IMOAp, 1999, 2000, 2004a & b; NICC, 2003 & 2006; GSI, 2003a & b) افزون بر به نقشه در آمدن بخش‌هایی از آذربایجان (Amidi, 1978; Amini, 1994; Asadian, 1998; Eftekharneshad et al., 1991; Ghadirzadeh & Anvari, 1998; Ghorashi & Arshadi, 1978; Rahimzadeh & Babakhani 1987; (Stockline & Eftekharneshad, 1969; Mahdavi & Aminifazl, 1989 به‌ویژه بلندی‌های سبلان (فریدی، ۱۳۸۹) و شمال سراب (Baharfirouzi & Biralvand, 2012 a, b, c & d)، مطالعه دگرسانی‌های گسترش یافته در منطقه با استفاده از روش‌های دورسنجی و مطالعات صحرایی سبب شناسایی

نیز گسل شمال تبریز سبب برخاستگی سنگ‌های کهن (پرکامبرین، پالئوزویک و مزوزویک) و رخنمون آنها در کنار سنگ‌های آواری-تبخیری میوسن شده است (Eftekhar Nezhad et al., 1991). در کوه علی‌باشی در باختر شهر جلفا، برونزد برخاسته‌ای از سنگ‌های پالئوزویک پسین و مزوزویک آغازی (تریاس) به نقشه در آمده است (Eftekhar Nezhad et al., 1991). در شمال باختری دریاچه ارومیه و جنوب شهر خوی، رخنمون سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و سنگ‌های رسوبی پالئوزویک و بقایای افیولیتی (Ghorashi & Arshadi, 1978) نشان از برخاستگی‌های قابل توجهی در این منطقه است.

۴- گسلش در پهنه شمال باختری ایران

گسل شمال تبریز با روند چیره شمال باختری- جنوب خاوری، طولانی‌ترین (بیش از ۲۵۰ کیلومتر) و مهم‌ترین گسل شناسایی شده در منطقه شمال باختری ایران است. سازوکار اصلی آن راستالغز راست‌بر است و در راستای آن گاهی ساختارهای بزرگ گلواری مثبت و منفی شکل گرفته است. پژوهش‌های اخیر نشانگر ادامه خاوری شاخه‌ای از گسل شمال تبریز، با سازوکار راستالغز کشتی از دامنه‌های شمالی بلندی‌های بزگوش است (Nazari et al., 2012). این موضوع به‌ویژه در اندازه‌گیری‌های GPS در سال‌های اخیر تأیید شده است (Djamour et al., 2011). برخی نام تبریز-تاکستان روی این گسل گذاشته‌اند (Asiabandha & Foden, 2012). گسل‌های تخت سلیمان (Alavi & Amidi, 1976)، سلطانیه (Stocklin & Eftekharneshad, 1969; Allen et al., 2011; Berberian & Berberian, 1981; Clark, 1977)، آستارا (Amidi et al., 1978) اهر (Rahimzadeh & Babakhani, 1987; Asadian, 1998) و گسل اردبیل- میانه مهم‌ترین مواردی هستند که در متون پیشین معرفی شده‌اند. ولی بررسی تصاویر ماهواره و مدل‌های رقمی ارتفاعی موجود و مقایسه آنها با نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس‌های مختلف موجود، سبب جداسازی برخی از گسل‌های دیگر در شمال باختر ایران شده است. البته اینکه این گسل‌ها در کوتاه‌ترن هم پویا هستند، نیاز به بررسی‌های بیشتر دارد. در مجموع دو دسته گسل راستالغز در شمال باختر ایران چیره هستند (شکل ۱).

گسل‌های راست‌بر دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری هستند، ضمن آنکه انواع کوچک‌تر ولی پر اهمیت آنها روند شمال خاوری- جنوب باختری دارند. از گسل‌های با روند شمال باختری- جنوب خاوری، می‌توان به گسل‌های شاهین‌دژ، تکاب، مراغه، سهند، شمال تبریز، مهربان، هریس، ورزقان، اهر- سراب، قره‌سو، شمال اردبیل و نمین اشاره کرد. در دو منطقه سونگون و سوناجیل گسل‌های راست‌بر با روند شمال خاوری- جنوب باختری شناسایی شده‌اند که درازای کوتاه‌تری نسبت به گسل‌های با روند شمال باختری- جنوب خاوری دارند ولی نقش آشکاری در جایگیری استوک‌های نفوذی و سامانه پورفیری دارند.

گسل‌های چپ‌بر بیشتر دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری هستند و طول کوتاه‌تری نسبت به گسل‌های راست‌بر دارند. گسل‌های سلماس، شرفخانه، خسروشهر، شمال باختر سهند، جنوب سراب، شمال خاور بزگوش، جنوب اردبیل، سرعین، نمین ۲ و سلطانیه در این دسته هستند.

۵- ریخت‌زمین ساخت شمال باختر ایران

ریخت‌شناسی کنونی چیره بر سرزمین آذربایجان به‌وسیله عملکرد شبکه گسل‌های راستالغز معرفی شده و شرایط حاکم بر محل برخورد آنها ایجاد شده است. سوی تنش در محل برخوردها سبب چیره شدن شرایط کشش و یا فشارش و در نتیجه ساختمان‌های پایین افتاده و یا بالآمده شده است (شکل ۱). البته پیچیدگی‌های زیادی در رابطه با سن عملکرد گسل‌ها وجود دارد. بسته به اینکه در محل برخورد گسل‌های راستالغز، بردار حرکت قطعات گسل‌ها نسبت به هم، واگرا و یا همگرا

اوسن (Hempton, 1987)، اوسن- الیگوسن (Hooper et al., 1994)، الیگوسن (Yilmaz, 1993)، الیگوسن- میوسن (Berberian et al., 1982)، میوسن پیشین تا میانی (Robertson, 2000)، میوسن میانی (Dewey & Sengor, 1979; Sengor & Kidd, 1979; Guest et al., 2006)، میوسن تا پسین (Homke et al., 2004)، میوسن پسین (McQuarrie et al., 2003; Stoneley, 1981) و پلیوسن (Philip et al., 1989) بیان کرده‌اند.

شمال باختری ایران دست کم از زمان میوسن تحت تأثیر سامانه‌های گسل راستالغز راست‌بر بوده است (Allen et al., 2011; McKenzie, 1972; Axen et al., 2001; Allen, 2004). در این میان سامانه گسل شمال تبریز، بسیار برجسته است. این زمان میوسن به‌خوبی آشکار است. حوضه رسوبی نوژن تبریز که در اثر فرونشست در راستای این گسل شکل گرفته است، دارای ستبرای قابل ملاحظه‌ای از رسوبات لیگنیت و لایه‌های دارای فسیل ماهی است و سن مطلق (Fission track) روی آپاتیت و زیرکن) میان ۷/۵ تا ۱۱/۶ میلیون سال را نشان می‌دهد (Reichenbacher et al., 2011). پس از برخورد صفحه عربستان با اورازیا، رژیم تنش در قفقاز کوچک و نواحی اطراف از حالت همگرا (گسل‌های راندگی و وارون) به شرایط تراکشی و ترافشارشی (گسل‌های راستالغز با مؤلفه عمودی متغیر) تغییر یافته است (Avagyan et al., 2010). این زمین‌ساخت چیره سبب ایجاد سرزمین‌های فلات‌گونه شمال باختری ایران نیز شده است که در آنها نقش گسل‌های راستالغز بزرگ و ساختارهای کشتی و فشارشی مرتبط با آنها به‌خوبی دیده می‌شود. شکل ۱ نقشه ساختاری ساده‌ای از شمال باختری ایران است و عوارض گوناگون آن در ادامه شرح داده شده است.

۳- سرزمین‌های کهن بالا آمده

تکاپوهای زمین‌ساختی پی‌درپی در این پهنه همگرا، سبب بالا آمدگی و رخنمون واحدهای سنگی کهن‌تر از دوران سنوزویک در شمال باختر ایران شده است. در منطقه شاهین دژ و تکاب این سنگ‌ها به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند (Alavi, & Amidi, 1976) و بخشی از آنها سیمای دگرگونی دارند. در کوه‌های سلطانیه، سنگ‌های رسوبی (گاه دگرگونی) پرکامبرین، کامبرین، پرمین، ژوراسیک و کرتاسه با روندی شمال باختری- جنوب خاوری برونزد دارند (Stockline & Eftekharneshad, 1969) و حاصل برخاستگی توسط گسل‌های راندگی به دو سوی شمال خاوری و جنوب باختری هستند.

در کوه‌های تالش در البرز باختری، از منطقه تارم به سوی شمال و شمال باختر، رخنمون سنگ‌های کهن‌تر از کربنیفر تا کرتاسه دیده می‌شود که بخش‌هایی از آنها دچار دگرگونی خفیف نیز شده‌اند (Clark, 1977). این مجموعه سنگی در محل خمش البرز، ساختارهای چین‌خورده و رانده پیچیده‌ای تشکیل داده است. در بخش جنوب خاوری بلندی‌های بزگوش، در شمال میانه، رخنمونی از سنگ‌های پالئوزویک و مزوزویک، حاصل برخاستگی در راستای یکی از شاخه‌های گسل شمال تبریز خودنمایی می‌کند (Amidi, 1978). در جنوب خاوری تبریز و شمال باختر شهر بستان‌آباد نیز مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی کرتاسه بالایی، در راستای گسل شمال تبریز برخاسته است و در کنار رخنمون‌های سنگ‌های میوسن خودنمایی می‌کند (Amidi, 1978).

در شمال باختری آتشفشان سبلان، جنوب باختری مشکین‌شهر، رخنمونی از سنگ‌های دگرگونی، شامل آمفیبول شیسیت و سنگ‌آهک‌های بلورین دیده می‌شود که به پالئوزویک نسبت داده شده‌اند. این سنگ‌های کهن در مجاور سنگ‌های اوسن، توده نفوذی منسوب به الیگوسن و سنگ‌های آتشفشان مرتبط با فعالیت سبلان در کوتاه‌تری برونزد دارند (Amini, 1994). در شمال باختر تبریز، در کوه‌های میشو

گسل چپ بر نمین ۲ برخاستگی سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک دیده می‌شود. کهن‌ترین این سنگ‌ها در منطقه عنبران دیده می‌شوند.

C11 - در شمال باختر شهر خلخال (منطقه ایستی سو) و در محل برخورد گسل راست بر نیر و گسل چپ بر خلخال، رژیم زمین‌ساختی فشارشی سبب تشکیل ساختمان تاقدیسی در درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است.

C12 - در جنوب باختری شهر زنجان، در منطقه مغالو، در محل برخورد گسل راست بر سهند و گسل چپ بر سلطانیه، برخاستگی زمین‌ساختی منجر به رخنمون بسیار مشخصی از سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزوییک شده است.

C13 - در جنوب باختری شهر اردبیل، در محل برخورد گسل راست بر نیر و گسل چپ بر شمال خاور بزگوش (امام چای) رژیم فشارشی منجر به برخاستگی و رخنمون سنگ‌های پریمین در پهلوی باختری آبگرم بر جلو شده است.

C14 - در جنوب شهر سراب (شمال بزگوش) در محل برخورد گسل راست بر شمال باختر بزگوش و گسل چپ بر شمال خاور بزگوش، رخنمون توده نفوذی نفلین سینیتی جنوب سراب دیده می‌شود.

در مناطق با رژیم زمین‌ساختی کششی، بردارهای حرکت در دو گسل برخورد کننده، از هم دور شده‌اند و در نتیجه انتظار ساختارهای کششی وجود دارد. این ساختارهای کششی ممکن است به شکل‌های مختلف سبب تشکیل ریخت‌شناسی‌های فروفاتده، تشکیل گسل‌های عادی، نفوذ دایک‌ها و رگه‌های بسیار شود. برخی از این مناطق روی شکل ۱ با نشانه‌های E1 تا E4 نشان داده شده‌اند. نشانه E به‌عنوان مخفف واژه Extension استفاده شده است.

E1 - در شمال شهر تسوج در محل برخورد گسل راست بر شمال تبریز و گسل چپ بر سلماس، سبب برای قابل توجهی از رسوبات آواری میوسن نشان‌دهنده حوضه‌ای فروفاتده در این منطقه در زمان میوسن است. در حال حاضر این رسوبات دچار چین‌خوردگی‌هایی شده‌اند که حرکات راست بر گسل شمال تبریز و حرکات چپ بر گسل سلماس از روی آن قابل تشخیص است. در حال حاضر حوضه فروفاتده دیده نمی‌شود. این موضوع شاید در ارتباط با میزان برخاستگی و حرکت به سوی شمال باختری کوه میشو است.

E2 - در شمال ارومیه، در محل برخورد گسل راست بر مراغه و گسل چپ بر شرفخانه، رژیم زمین‌ساختی کششی سبب شکل‌گیری ژرف‌ترین منطقه دریاچه ارومیه شده است.

E3 - در پهلوی شمال باختری شهر تبریز، در محل برخورد گسل شمال تبریز و گسل آذر شهر حوضه فروفاتده‌ای شکل گرفته است که تا دریاچه ارومیه ادامه دارد.

E4 - در شمال شهر سراب، تغییر روند راست پله در راستای گسل راست بر اهر - سراب موجب حاکم شدن رژیم زمین‌ساختی کششی، تشکیل گسل‌های عادی بسیار، نفوذ شبکه‌ای از رگه‌های متعدد سیلیسی و تشکیل بخش فروفاتده دشت سراب شده است. ایجاد خمش در راستای رشته بزگوش و تشکیل گسل‌های عادی در دامنه شمالی آن مزید بر علت شد تا دشت سراب شکل بگیرد. هم در دامنه شمال کوه‌های بزگوش (جنوب سراب) و هم در رسوبات کواترنری در شمال سراب می‌توان شواهد گسل‌های عادی را دید.

از پدیده‌های با ارزش در این شبکه گسل‌های راستالغز، موقعیت برخی از استوک‌های آذرین دارای کانی‌سازی و با دگرسانی است (شکل‌های ۱ و ۲). کانسار بزرگ پورفریری سونگون در شمال ورزقان، در موقعیتی قرار دارد که دو گسل راستالغز راست بر با روند شمال خاوری - جنوب باختری (برخلاف دیگر گسل‌های با این روند که چپ بر هستند) به‌صورت همپوشانی (En-Echelon) به هم می‌رسند. در محل همپوشانی، استوک‌های بسیار نفوذ کرده و کانی‌سازی بزرگ سونگون را شکل داده‌اند. در منطقه سوناجیل در جنوب خاوری شهر هریس نیز، به‌نظر می‌رسد شرایطی شبیه به سونگون حاکم بوده و در محل همپوشانی دو گسل راستالغز، با روند شمال

باشند، ممکن است رژیم زمین‌ساختی کششی و یا فشارشی به‌وجود آید. در مناطق با رژیم زمین‌ساخت فشارشی، سوی بردارهای حرکت در دو گسل برخورد کننده هم، به‌سوی یکدیگر است و در نتیجه، ساختارهای فشارشی به شکل‌های مختلف از چین‌خوردگی تا تشکیل ساختارهای گلواری مثبت و یا ایجاد ریخت‌شناسی‌های برجسته جلوه می‌کنند. برخی از این مناطق روی شکل ۱ با نشانه‌های C1 تا C14 نشان داده شده‌اند. نشانه C به‌عنوان مخفف واژه Compressive استفاده شده است.

C1 - این پهنه در کوه میشو، در محل برخورد گسل راست بر شمال تبریز با گسل چپ بری که به نام سلماس معرفی شده است، قرار دارد. برخاستگی سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزوییک زیرین حاصل این رژیم فشارشی است. اختلاف بلندای حدود ۱۹۰۰ متر در این پهنه فشارشی میان ساحل دریاچه ارومیه و چکاد علمدار ایجاد شده است.

C2 - در منطقه جزیره شاهی، در محل برخورد گسل راست بر مراغه و گسل چپ بری که خسروشهر نامیده شده است، رژیم زمین‌ساختی فشارشی سبب برخاستگی جزیره شاهی (سارای) با بلندای بیش از ۸۰۰ متر نسبت به تراز دریاچه ارومیه شده است. بدنه این جزیره از رخنمون سنگ‌های آتشفشانی قلیایی منسوب به ائوسن - الیگوسن تشکیل شده است و در بخش مرکزی آن نیز رخنمونی از سنگ‌های گابرویی دیده می‌شود (Ghadirzadeh & Anvari, 1998).

C3 - در محل برخورد گسل راست بر سهند و گسل چپ بر شمال باختر سهند، چکاد برجسته سهند قرار گرفته است. اختلاف بلندای بیش از ۲۰۰۰ متر میان چکاد سهند و سرزمین‌های اطراف آن وجود دارد. اگرچه بدنه اصلی آتشفشان سهند از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری نیوژن ساخته شده است ولی بر پایه اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی، توده‌های نفوذی نیز در بدنه کوه سهند جایگیر شده‌اند. محیط زمین‌ساختی سنگ‌های کلسیم - قلیایی در خاور سهند کمان پس از برخورد معرفی شده و تولید و بالاآمدگی آن به عملکرد گسل‌های راستالغز نسبت داده شده است (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰).

C4 - در محل برخورد گسل راست بر شمال تبریز و گسل چپ بر خسروشهر قرار گرفته است. این منطقه منطبق بر بخشی از شهر تبریز است. بنابراین انتظار ساختارهای فشارشی در این منطقه وجود دارد.

C5 - در شمال باختر تبریز و خاور صوفیان، در محل خمشی در گسل راست بر شمال تبریز، برخاستگی و رخنمون سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک ایجاد شده است که حاصل زمین‌ساخت فشارشی است.

C6 - در جنوب میانه و منطقه ایلیجاق، در محل برخورد گسل راست بر سهند و گسل چپ بر میانه - اردبیل ساختارهای چین‌خورده فراوان در رسوبات ماسه‌سنگی و مارن گچ و نمک‌دار میوسن ایجاد شده است که ساختارهای دیاپیری نمکی نیز آنها را همراهی می‌کنند. این چین‌خوردگی و حرکت دیاپیر گونه نمک را می‌توان مرتبط با رژیم زمین‌ساخت فشارشی چیره شده بر منطقه دانست.

C7 - در محل برخورد گسل راست بری به‌نام اهر - سراب با روند کلی شمال باختری - جنوب خاوری و گسلی به‌نام مزرعه قرار گرفته است. در این منطقه برونزد سنگ‌های کرتاسه در همبری با توده نفوذی گرانیتی شیور داغ دارای کانی‌سازی قابل توجهی از مس اسکارنی است.

C8 - در گوشه جنوب خاوری بلندی‌های بزگوش، در محل به هم رسیدن بردار حرکتی راست بر شاخه گسل شمال تبریز و بردار حرکتی چپ بر با روند شمال خاوری - جنوب باختری، رخنمون سنگ‌های پالئوزوییک زیرین در کنار مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود.

C9 - در محل برخورد گسل راست بر نیر و گسل چپ بر میانه - اردبیل، ریخت‌شناسی برجسته، نتیجه رژیم زمین‌ساخت فشارشی است.

C10 - در شمال خاور شهر اردبیل و در محل برخورد گسل راست بر نمین ۱ و

شامل سنگ‌های لاتیت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، آندزی‌بازالت و بازالت است. در حالی که بخش‌های آذرآواری بیشتر ترکیب متوسط تا اسیدی دارند. بافت سنگ‌های گدازه‌ای از میکروپورفیری تا مگاپورفیری متغیر است. بخش‌های آذرآواری نیز با شکل‌های توفیت، لیتیک‌توف، لیتیک‌کریستال‌توف تا کریستال‌توف و گاهی به صورت کنگلومرا و برش ولکانوژنیک دیده می‌شوند. یک استوک گرانیتی با رخنمون سطحی کمتر از ۰/۵ کیلومتر مربع در منطقه حضور دارد (شکل ۶) که مرتبط با توده‌های باتولیتی گرانیتی بزرگ‌تر با سن الیگوسن و میوسن پیشین (Aghazadeh et al., 2011) است. این استوک در محل الحاق پله‌ای دو قطعه گسل راست‌الغز راست‌بر، با روند شمال باختری- جنوب خاوری رخنمون یافته و خود در بردارنده کانی‌سازی‌های پراکنده و رگچه‌ای از پیریت و کمتر کالکوپیریت است. سنگ‌های گدازه‌ای آندزیت، تراکی‌آندزیت، آندزی‌بازالت و داسیت و همچنین لاهارهای متعلق به نوژن در بخش‌های شمال خاوری گستره و با نزدیک شدن به قله سیلان ظاهر می‌شوند. این سنگ‌ها نسبتاً سالم و بدون دگرسانی گرمایی هستند. رخنمونی از سنگ‌های داسیتی و آندزیتی با سیمای نیمه آتشفشانی و همبری حرارتی و دگرسانی با سنگ‌های ائوسن در منطقه دیده می‌شود. بخش‌های جنوبی و جنوب باختری منطقه نیز توسط مارن و ماسه‌سنگ‌های نوژن و رسوبات تخریبی مخروطه‌افکنه‌ای پای کوهی کواترن پوشیده شده است.

گذر گسل راست‌الغز اهر- سراب از ناحیه (شکل ۲- a) و خمش آن در ناحیه به سوی جنوب، منجر به ایجاد محیط تراکشی شده و در نتیجه گسل فرعی F1 به صورت یک گسل راست‌بر عادی پدیدار گشته و در امتداد آن ساختارهای کششی شکل گرفته‌اند. در فضای میان امتداد گسل اهر- سراب و گسل F1 انواع ساختارهای کششی گسترش یافته‌اند. این شرایط تراکشی تا مسافتی در سوی شمال گسل F1 نیز دیده می‌شوند. از پدیده‌های مهم زمین‌شناسی در ناحیه، وجود رگه‌ها و سینترهای سیلیسی در اندازه‌های مختلف است که در ارتباط تنگاتنگ با پهنه‌های گسلی است. فاز اصلی جایگیری این رگه‌ها و سینترهای سیلیسی را می‌توان مرتبط با جایگیری استوک گرانیتی در نظر گرفت، ضمن آنکه این جایگیری، به‌طور کامل تحت کنترل ساختارهای شکل گرفته بوده است. در شکل ۵- a نمونه‌ای از رخنمون صحرایی این رگه‌ها که در پیرامون دارای هاله دگرسانی آرژیلیک و پروپیلیتیک به‌صورت متقارن است به همراه نمودار گل سرخی الگوی جایگیری رگه‌های سیلیسی (شکل‌های ۵- b و c) در کل محدوده مورد مطالعه آورده شده است.

۹- کانی‌سازی در جنوب باختری سیلان

شواهد زیادی از دگرسانی و کانی‌سازی در منطقه وجود دارد. اگرچه دگرسانی در برخی مناطق به صورت پیشرفته بوده و همه توده‌های سنگی را متأثر کرده است، ولی در همه موارد توسط سامانه‌های گسل، درزه‌ها (شکل ۷) و رگه‌های سیلیسی (شکل ۵) در ابعاد مختلف کنترل شده است. دگرسانی‌ها بیشتر از نوع آرژیلیک متوسط است که مرتبط با سامانه اپی‌ترمال با سولفید پایین (Low Sulfidation) شکل گرفته‌اند. گاهی تشکیل کانی آلونیت بیانگر فعالیت سامانه اپی‌ترمالی از نوع سولفید بالا (High Sulfidation) نیز است. در ادامه به مهم‌ترین کانی‌سازی‌های مشاهده شده اشاره می‌شود.

۹-۱. کانی‌سازی طلا

اگرچه بر پایه برخی اظهارنظرهای افراد محلی و شواهد صحرایی (شکل ۸- a)، نشانه‌هایی از معدنکاری‌های کهن برای استخراج مواد معدنی فلزی، از جمله طلا در ناحیه وجود دارد، ولی نخستین مدارک مکتوب پیرامون حضور کانی‌سازی طلا در منطقه سراب متعلق به سال ۱۳۷۸ خورشیدی (۱۹۹۹ میلادی) و پس از آن است (IMOAp, 1999, 2000, 2004a & 2004b; GSI, 2003a & 2003b; NICC, 2003; Maghsoudi, 2011). با وجود گسترش پهنه‌های دگرسانی و

خاوری- جنوب باختری، در اثر نفوذ استوک گرانیتیویدی (Hezarkhani, 2007)، دگرسانی گسترش یافته است. در منطقه شاللو در شمال سراب نیز در محل همپوشانی دو گسل راست‌الغز راست‌بر با روند خاوری- باختری، یک استوک گرانیتی رخنمون یافته و منطقه گسترده‌ای از دگرسانی در پیرامون آن شکل گرفته است.

۷- کانی‌سازی‌ها در شمال باختر ایران

فلات آذربایجان یکی از پر پتانسیل‌ترین مناطق ایران از دیدگاه کانی‌سازی‌های فلزی و غیر فلزی (با سن پرکامبرین تا کواترنری) است. مهم‌ترین مناطق کانی‌سازی شمال باختری ایران عبارتند از:

۷-۱. منطقه فلزایی تکاب

کانسار سرب و روی انگوران در سرزمین‌های برخاسته پرکامبرین در شمال خاور شهر تکاب یکی از مهم‌ترین کانی‌سازی‌های فلز روی در دنیا است. ذخیره سولفیدی این کانسار ۴/۷ میلیون تن و ذخیره اکسیدی آن ۱۴/۶ میلیون تن گزارش شده است (Gilg et al., 2005). افزون بر این، کانسار انگوران، کانی‌سازی پلی‌متال آی قلع‌سی، بایچه باغ، علم‌کندی، طلای اپی‌ترمال قوزلو، طلا و ارسنیک نوع کارلین زرشوران و آق‌دره، آهن اسکارنی قوزلو، باغ‌کندی، خاکریز و تخت سلیمان، آهن رگه‌ای دمیرلو و شاه‌بلاغی، آهن ولکانوژنیک شهرک، آهن جوبیند و منگنز جوکند دارای اهمیت هستند (قربانی، ۱۳۸۶).

۷-۲. منطقه فلزایی اهر- جلفا (ارسباران)

این منطقه روی کمربند ماگمایی سنوزویک معروف به اهر- ارسباران (از کوه سیلان به سوی شمال باختری تا منطقه جلفا) جای دارد و انواع کانی‌سازی‌های فلزی پورفیری و اسکارنی مس، طلا- مس پورفیری و طلای اپی‌ترمال روی آن رخ داده است (Jamali et al., 2009). مهم‌ترین کانی‌سازی‌های شناخته شده در این منطقه کانسار مس- مولیبدن پورفیری سونگون با ذخیره بیش از یک میلیارد تن (بهارفیروزی، ۱۳۷۶)، مس- طلای پورفیری، اسکارنی و اپی‌ترمال میوه‌رود (علیرضایی و همکاران، ۱۳۸۴)، مس- طلای پورفیری مسجدداغی (اکبرپور، ۱۳۸۶)، طلا- مس پورفیری نبی‌جان (بنی‌آدم، ۱۳۸۱)، مس اسکارنی مزرعه (Mollae, 1993) هستند. در منطقه تارم- هشتجین نیز انواع کانی‌سازی‌ها در اندازه‌های کوچک از مس (حدود ۵۰ مورد کانسار و نشانه معدنی)، سرب و روی (بیش از ۲۰ مورد کانسار و نشانه معدنی)، منگنز، آهن (بیش از ۱۵ کانسار و نشانه معدنی) و طلا پراکنده است (قربانی، ۱۳۸۶).

۸- زمین‌شناسی جنوب باختری سیلان

منطقه‌ای که در شکل ۲ با نشانه E4 نشان داده شد مورد مطالعه دقیق‌تر قرار گرفت. نقشه‌های زمین‌شناسی که از منطقه در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شده است متعلق به محدوده‌ای به گستردگی حدود ۶۰۰ کیلومتر مربع، در چهار برکه استاندارد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور است (Baharfirouzi & Biralvand, 2012a, b, c & d). مهم‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای که در این منطقه گسترش دارند شامل توالی از سنگ‌های آتشفشانی گدازه‌ای و آذرآواری ائوسن و نوژن هستند. بخش زیادی از توالی متعلق به زمان ائوسن، فرایندهای دگرسانی گرمایی را پشت سر گذاشته است. توالی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن از تناوب افق‌های گدازه‌ای و آذرآواری تشکیل شده‌اند که لایه‌بندی در مقیاس‌های مختلف را نشان می‌دهند (شکل ۳- a). این لایه‌ها در بیشتر گستره منطقه کم شیب هستند و تنها در کنار گسل‌های عادی، شیب آنها به‌صورت محلی افزایش می‌یابد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به‌صورت شیاری به وسیله دایک‌هایی تغذیه شده‌اند که خود از یک الگوی ساختاری پیروی می‌کنند. در شکل ۴ نمونه‌ای از این دایک‌ها و نمودار گل سرخی و چگالی شیب آنها نشان داده شده است.

ترکیب سنگ‌شناسی بخش‌های گدازه‌ای ائوسن در حد متوسط تا بازیک

۹-۳. کانی‌سازی فلزات پایه

شواهد کانی‌سازی فلزات پایه شامل مس، سرب، روی و باریم در موارد محدودی همراه با برخی از رگه‌های سیلیسی و یا در راستای پهنه‌های گسلی دیده شده است (شکل ۹). کانی‌سازی کالکوپیریت، اسفالریت و گالن در مواردی، به‌ویژه همراه با رگه‌های سیلیسی رخ داده‌اند که در ژرفای بیشتری نسبت به رگه‌های دارای کانی‌سازی چیره طلا جایگیر شده‌اند. پایین‌ترین ارتفاع رخنمون این نوع کانی‌سازی ۲۱۱۰ متر و بالاترین ارتفاع رخنمون آن ۲۷۱۳ متر (میانگین ۲۴۰۸ متر) است. این کانی‌سازی‌ها در مقایسه با کانی‌سازی‌های طلای رخ داده، در سطوح ارتفاعی پایین‌تری جایگیر شده‌اند؛ اگرچه همپوشانی‌های توپوگرافی در این کانی‌سازی‌ها وجود دارد. از دیدگاه کانی‌شناسی نیز می‌توان همراهی کانی‌سازی طلا با تمرکز بالا را با کانی‌های سولفیدی مس در منطقه دید. مجموع این شواهد نشان‌دهنده همراهی تنگاتنگ کانی‌سازی‌های دیده شده با پهنه‌های سیلیسی و رخدادهای نوع کانی‌سازی اپی‌ترمال طلا به همراه فلزات پایه در منطقه است.

۱۰-۱. ارتباط رخداد پهنه‌های سیلیسی با زمین‌شناسی ساختمانی در منطقه جنوب باختری سبلان

ارتباط روند گسل‌ها با رگه‌های سیلیسی را می‌توان با مقایسه الگوی نمودار گل‌سرخ راستای رگه‌های سیلیسی با گسل‌های منطقه درک کرد (شکل ۳- b). نکته قابل توجه این است که اگرچه گسل اهر- سراب از دیدگاه ساختاری دارای اهمیت و برجستگی بیشتری است ولی مهم‌ترین پدیده‌های زمین‌شناسی اقتصادی، شامل دگرسانی‌ها، نفوذ استوک گرانیتی و انواع کانی‌سازی‌های فلزی توسط شبکه گسل‌های فرعی کنترل شده است. در میان این گسل‌ها نقش گسل F1 آشکارتر از دیگر گسل‌هاست (شکل ۲). این گسل افزون بر نقش داشتن در جایگیری استوک گرانیتی، دارای کانی‌سازی‌های بسیاری در راستای خود است. هم رگه‌های سیلیسی و هم سینترهای سیلیسی ارتباط تنگاتنگی با گسل‌ها دارند. در مواردی در پهنه برخورد گسل‌های چپ‌بر با روند شمال خاوری- جنوب باختری و گسل راست‌بر با روند شمال باختری- جنوب خاوری، به دلیل چیره شدن رژیم تنش کششی، رخنمون رگه‌های سیلیسی طلا دار دیده می‌شود (شکل ۱۱). گاهی تراکم قابل توجهی از رگه‌های و سینترهای سیلیسی دیده می‌شود (شکل ۱۰- a). در نگاه دقیق‌تر به این مناطق، می‌توان پهنه‌های برشی راست‌بر را در آن شناسایی کرد (شکل‌های ۱۰- b و c و ۱۱). به دلیل حاکم شدن رژیم تنش کششی در درون این پهنه برشی راست‌بر، رگه‌های سیلیسی بسیاری توانسته‌اند جایگیر شوند. شواهد گسل‌های نرمال در این پهنه، بر پایه ویژگی‌های سطح گسل‌ها و همچنین ریخت‌شناسی‌های ایجاد شده به‌خوبی قابل شناسایی است. بنابراین نقش ساختارها در جایگیری رگه‌های سیلیسی بسیار به‌خوبی مشخص است. اگرچه همه این رگه‌ها دارای کانی‌سازی طلا نیستند.

۱۱- نتیجه‌گیری

ساختارهای موجود در جنوب باختر سبلان، درون شبکه گسل‌های امتدادلغز شمال باختری ایران دارای جایگاه مشخص است. یک پهنه کششی در محدوده میان کوه‌های بزگوش در سوی جنوب و کوه‌های گوشه‌داغ در سوی شمال در محل برخورد گسل‌های اهر- سراب و گسل شمال بزگوش شکل گرفته است. ایجاد خمش در روند گسل اهر- سراب که البته خود برای اولین بار در این نوشتار معرفی شده است، نقش بسیار مهم در شکل‌گیری این پهنه کششی داشته است. نفوذ استوک گرانیتی با مساحت حدود نیم کیلومتر مربع در محل برخورد دو قطعه یک گسل راست‌بر نرمال رخ داده است. این استوک به نظر می‌رسد در بالای باتولیت اصلی گرانیتی که در منطقه گسترش فراوان دارد، در یک محیط ساختاری مناسب به سوی

انجام کارهای اکتشافی متعدد، هنوز کانی‌سازی متمرکز فلزی مشخصی که قابل معدنکاری است، شناسایی نشده است. در مطالعات اخیر نیز نمونه‌برداری‌های قابل ملاحظه‌ای در این پهنه‌های دگرسانی از بسترهای مختلف سنگی انجام پذیرفته است (Baharfirozi & Biralvand, 2012a, b, c & d). بر پایه این مطالعات، با وجود حضور کانی‌سازی‌های پراکنده پیریت در متن سنگ‌های دگرسان شده، اثری از کانی‌سازی طلا در آنها دیده نشده است. شواهد کانی‌سازی طلا تنها به همراه رگه‌های سیلیسی رخ داده است که به‌صورت مشخص الگوی کانی‌سازی اپی‌ترمال کنترل شونده توسط ساختارها را نشان می‌دهند. در جدول ۱ نتایج تجزیه طلا برای برخی از نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های سیلیسی در بخش‌های مختلف آورده شده است. در شکل ۲ شواهد کانی‌سازی طلا، در سه بازه عددی میان ۱۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌گرم در تن (ppb)، ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ میلی‌گرم در تن و بیش از ۱۰۰۰ میلی‌گرم در تن نشان داده شده است. کانی‌سازی‌های ۱۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌گرم در تن در محدوده ارتفاعی ۱۹۴۱ تا ۳۰۰۳ متری از سطح دریا پراکنده هستند، در حالی که کانی‌سازی ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ میلی‌گرم در تن در ارتفاع ۲۱۲۰ تا ۲۶۵۲ (میانگین ۲۳۵۵ متری) و کانی‌سازی بیش از ۱۰۰۰ میلی‌گرم در تن نیز در ارتفاع ۲۳۴۶ تا ۳۰۰۳ (میانگین ۲۶۲۶) دیده می‌شود. بنابراین تمرکزهای بالاتر طلا، در سطوح ارتفاعی بالاتر رخ داده است.

بیشترین تمرکز طلا در فاصله به نسبت دور از استوک گرانیتی، که خود تنها در بردارنده کانی‌سازی پیریت است، رخ داده است. این تمرکزها، به‌ویژه در ارتباط تنگاتنگ با پهنه‌های سیلیسی نزدیک به ساختارهای گسل اصلی است. بیشترین تمرکز کانی‌سازی‌ها در نیمه خاوری نواحی مرکزی محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود. این کانی‌سازی به‌طور کامل مرتبط با رگه‌های سیلیسی، گاهی همراه با کانی‌سازی سولفیدی فلزات پایه و یا همراه با سیلیس به شدت آغشته به اکسید هیدروکسیدهای آهن است.

۹-۲. کانی‌سازی پیریت

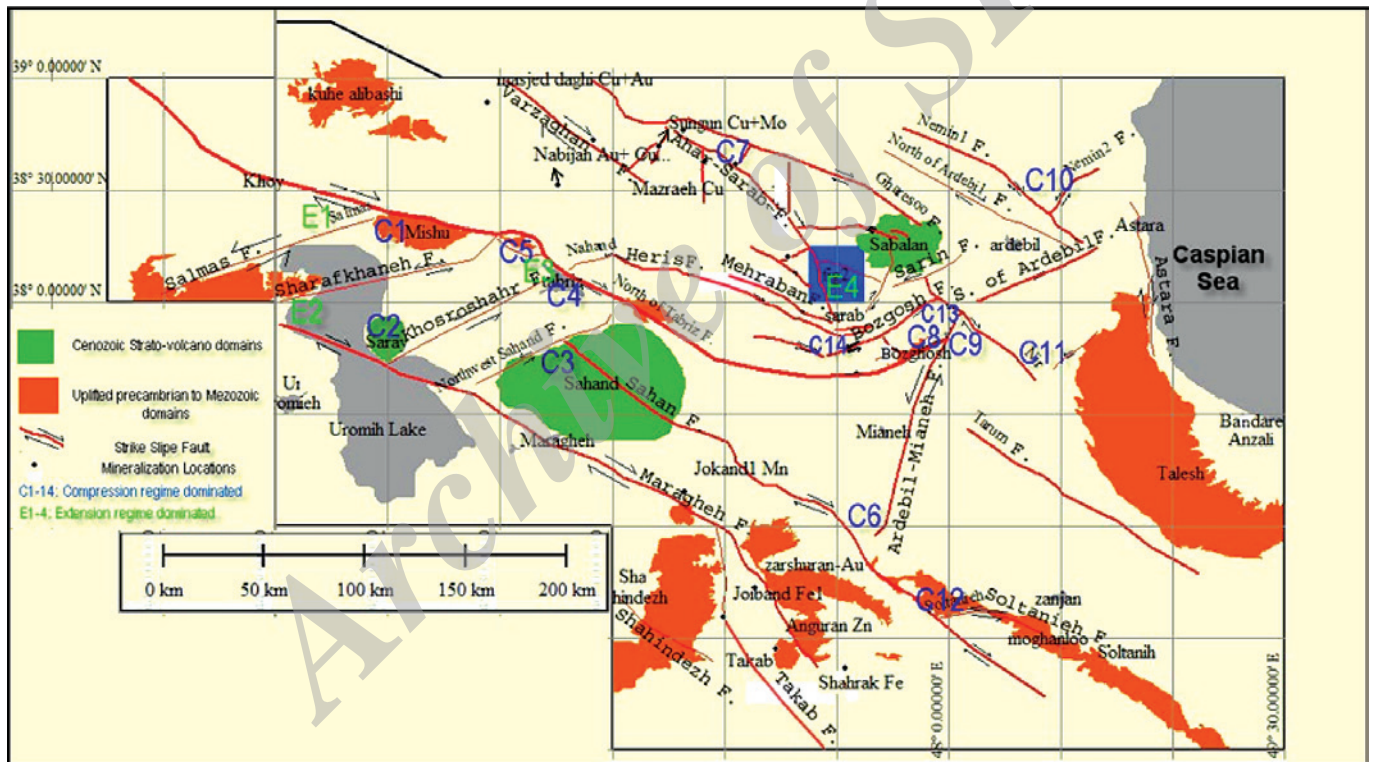
کانی‌سازی پیریت به نحو گسترده‌ای به‌صورت پراکنده و یا استوک‌ورک، بیشتر در متن سنگ‌های آتشفشانی که با شدت‌های متفاوت تحت تأثیر دگرسانی‌های آرژیلیک، کوارتز- سربستی و پروپیلیتییک قرار گرفته‌اند (Refahi et al., 2012) رخ داده است (شکل ۸). به نظر می‌رسد منشأ سیال‌های این دگرسانی، توده استوکی گرانیتی است که خود نیز تحت تأثیر دگرسانی کوارتز سربستی قرار گرفته و در بردارنده کانی‌سازی پیریت است. کانی‌سازی پیریت درون رگه‌های سیلیسی نیز به‌صورت موضعی رخ داده است (شکل ۸- b). بنابراین پیریت هم در ارتباط با ساختارهای گسل که جایگیری رگه‌های سیلیسی را کنترل می‌کنند و هم بدون ارتباط با ساختارها، به‌صورت پراکنده در متن سنگ‌های دگرسان شده دیده می‌شوند. کانی‌سازی پیریت پراکنده با تمرکز کمتر از یک در صد تا (به‌صورت موضعی) حدود ده در صد در متن سنگ‌ها با اندازه‌های یک میکرون تا چند میلی‌متر، به تنهایی رخ داده و تقریباً هیچ کانی‌سازی فلزی دیگری همراه آن دیده نمی‌شود. کانی‌سازی پیریت همراه با رگه‌های سیلیسی نیز به دو شکل دیده می‌شود. بخشی از آن همراه با کانی‌سازی‌هایی از سولفیدهای فلزات پایه رخ داده است (شکل ۹) که در سطوح ارتفاعی پایین‌تری جایگیر شده‌اند. بخش دیگر نیز همراه با کانی‌های کم‌دمتری مانند سینابر در رگه‌های سیلیسی در سطوح ارتفاعی بالاتر رخ داده‌اند. در همه موارد کانی‌سازی پیریت به‌صورت پرکننده فضاهای خالی رخ داده است. این فضا ممکن است به‌صورت پراکنده و یا در راستای درزه‌ها باشد. شکل کانی‌سازی نیز از ذرات شکل‌دار (اتومورف) تا کاملاً بی‌شکل متغیر است. در موارد محدودی میانبراه‌های ریزی از کانی کالکوپیریت نیز ممکن است درون پیریت دیده شود. بخش قابل توجهی از پیریت‌های پراکنده و رگچه‌ای، ممکن است با شدت‌های گوناگون به وسیله هیدروکسیدهای آهن جایگزین شده باشند.

راستالغز در زمان کواترنری نشان‌دهنده تداوم رژیم زمین‌ساخت از زمان جایگیری استوک گرانیته تا عهد حاضر است؛ اگرچه ممکن است دچار تغییر جهت‌های نسبی شده باشد.

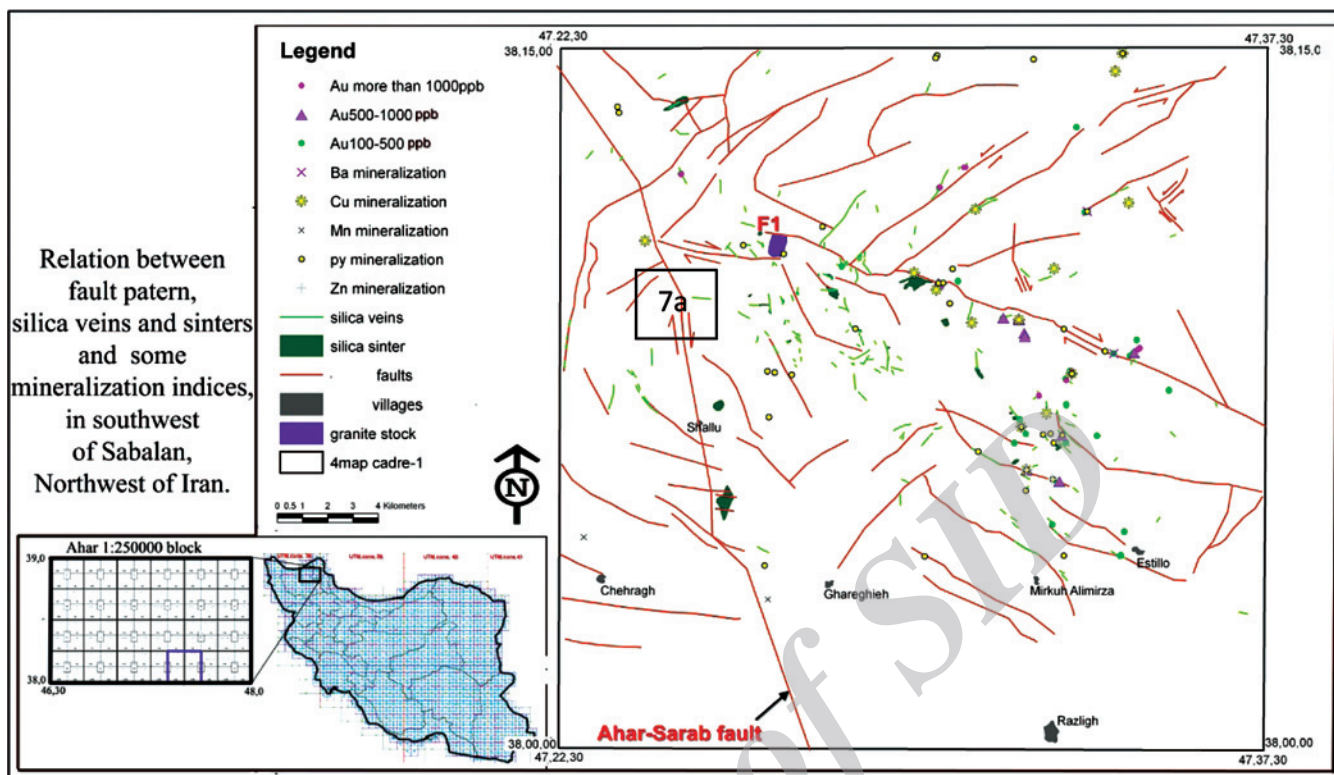
سپاسگزاری

اجرای این پروژه به موازات فرایند تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ در سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد. بنابراین از مدیران وقت معاونت زمین‌شناسی و از آقایان مسعود بیرالوند و رضا هفت‌لنگ از کارشناسان مدیریت زمین‌شناسی منطقه‌ای و نیز از مدیران و کارشناسان مدیریت آزمایشگاه‌های سازمان سپاسگزاری می‌شود.

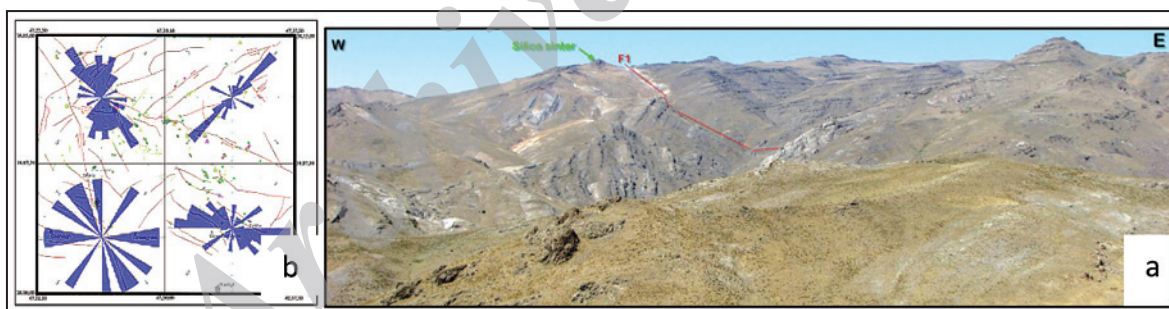
بالا حرکت کرده و جایگیر شده است. منطقه برخورد گسل‌های راست‌بر با روند شمال باختری - جنوب خاوری با گسل‌های چپ‌بر با روند شمال خاوری - جنوب باختری، محیط کشتی مناسب را برای نفوذ شیرابه‌های سیلیسی که خود به نظر می‌رسد در ارتباط تنگاتنگ با استوک گرانیته باشند، فراهم آورده است. همچنین درون این پهنه اصلی، گاه می‌توان در روندهای مختلف، پهنه‌های کشتی کوچک‌تری را تشخیص داد که میان گسل‌های راستالغز راست‌بر، شرایط مناسبی برای شکل‌گیری درزه‌های کشتی موازی فراهم کرده و این درزه‌ها توسط شیرابه‌های سیلیسی دارای کانی‌سازی سولفیدی پر شده‌اند. پر شدن این درزه‌های کشتی توسط شیرابه‌های سیلیسی که با استوک گرانیته هم منشأ هستند و وجود شواهدی از فعال بودن این گسل‌های



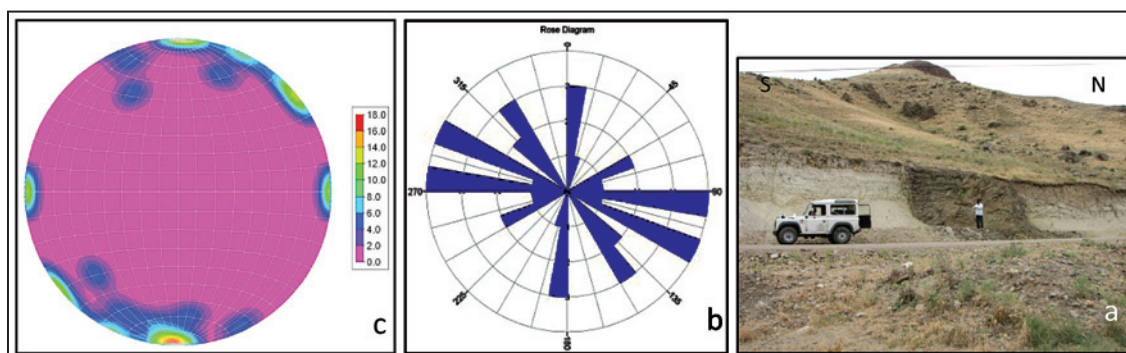
شکل ۱- نقشه ساده ساختاری شمال باختر ایران (بهارفروزی، ۱۳۹۱) همراه با موقعیت نواحی برخاسته کهن تر از سنوزویک، کانی‌سازی‌های فلزی، محدوده آتشفشان‌های سهند، سبلان، سارای و برخی از محدوده‌های دارای رژیم زمین‌ساختی تراکمی و یا کشتی. منطقه جنوب باختر سبلان با مربع آبی رنگ نشان داده شده است.



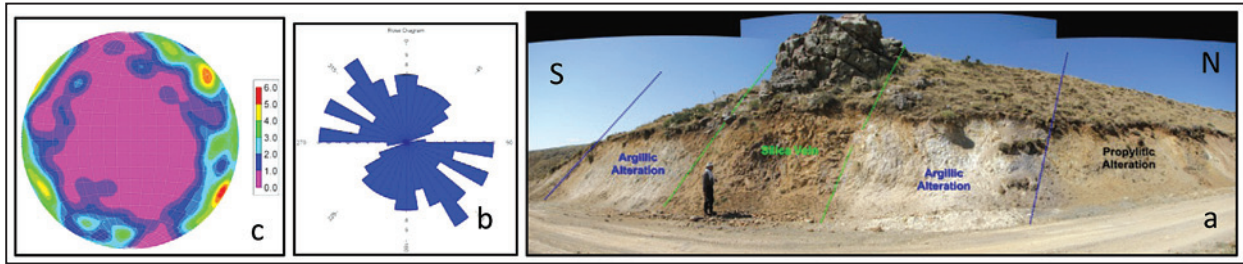
شکل ۲- ارتباط الگوی گسلش، رگه و سینترهای سیلیسی، استوک گرانیتی و انواع کانی سازی فلزی در جنوب باختر سبلان. تصویری دقیق تر از این محدوده آبی رنگ است.



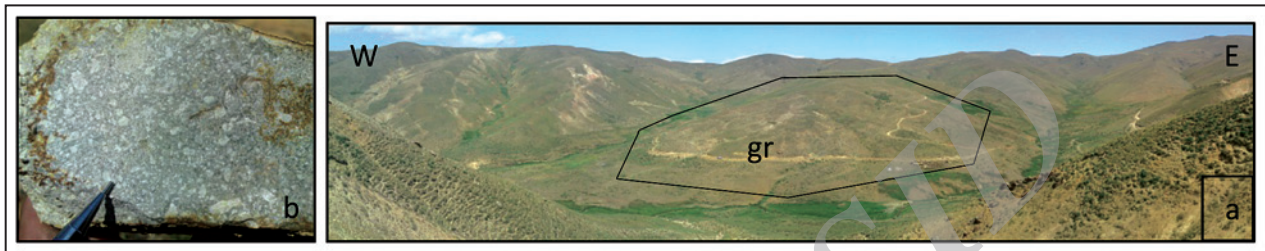
شکل ۳- (a) سیمای لایه بندی در توالی انوسن و تغییر شیب در مجاور گسل ها (نگاه به شمال)؛ (b) ارتباط نمودار گل سرخی راستای رگه های سیلیسی در بخش های مختلف گستره مورد مطالعه با الگوی گسل ها.



شکل ۴- (a) تصویر صحرائی؛ (b) الگوی نمودار گل سرخی؛ (c) چگالی قطب شیب دایک ها در منطقه.



شکل ۵- (a) نمونه‌ای از نیمرخ رخنمون صحرایی رگه سیلیس و پهنه های دگرسانی مرتبط (نگاه به باختر)؛ (b) الگوی نمودار گل سرخی؛ (c) چگالی قطب شیب رگه‌های سیلیسی در کل محدوده مورد مطالعه.



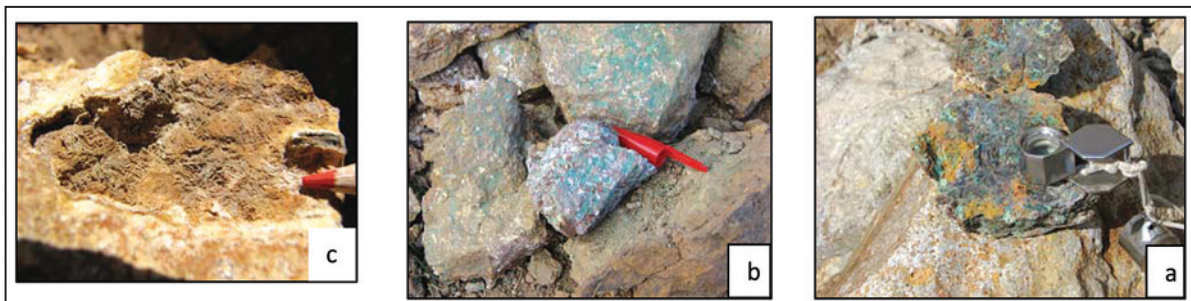
شکل ۶- (a) رخنمون صحرایی استوک گرانیتی (gr) (نگاه با شمال)؛ (b) بافت استوک گرانیتی از نزدیک.



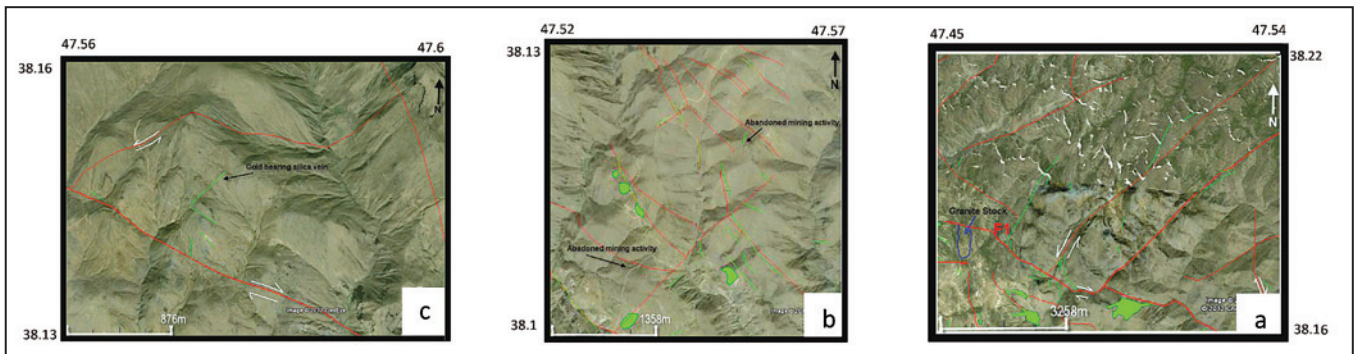
شکل ۷- (a) دگرسانی در راستای گسل اهر- سراب؛ (b) کنترل دگرسانی توسط درزه‌ها؛ (c) کانی‌سازی اکسیدی در راستای درزه.



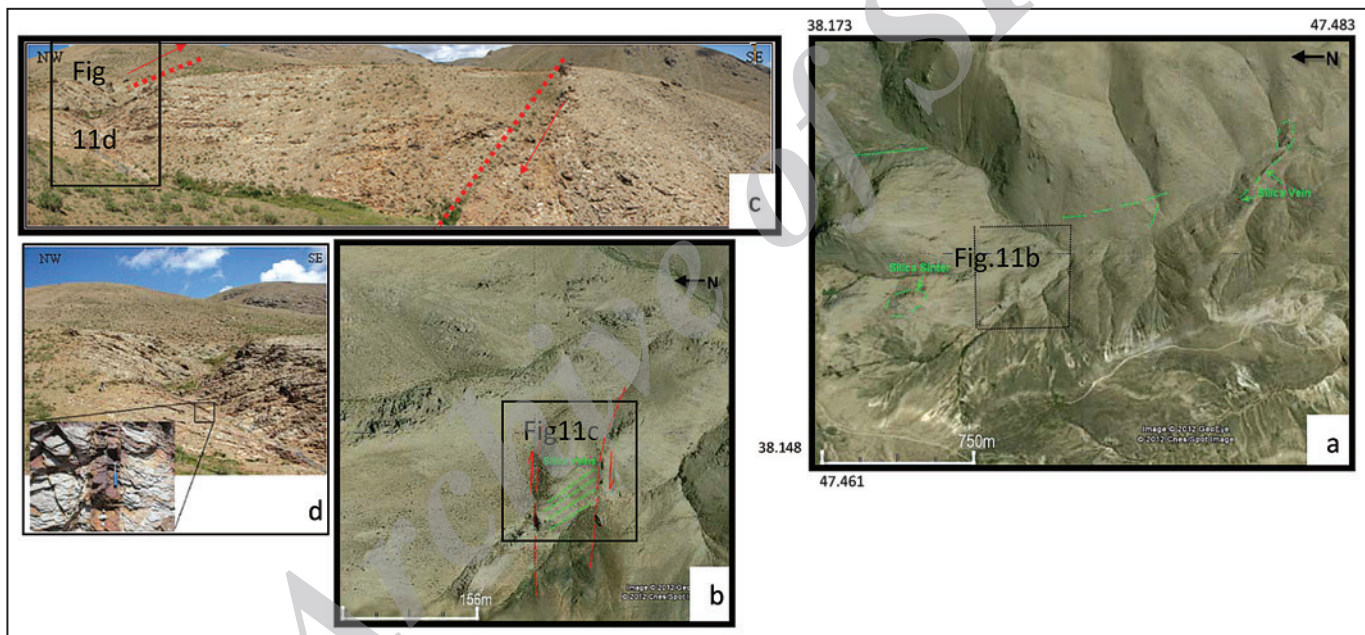
شکل ۸- (a) کانی‌سازی پراکنده پیریت سالم؛ (b) پیریت اکسید شده درون رگه‌های سیلیسی؛ (c) پیریت اکسید شده در متن سنگ‌های دگرسان شده.



شکل ۹- کانی‌سازی: (a) سولفیدی فلزات پایه؛ (b) کربنات مس؛ (c) باریت همراه با رگه‌های سیلیسی.



شکل ۱۰- (a) موقعیت گسل FI، استوک گرانیتی، رگه‌های متعدد و سینتر سیلیسی؛ (b) ارتباط رگه‌ها و سینترهای سیلیسی با گسل‌های فرعی و موقعیت برخی فعالیت‌های معدنکاری؛ (c) ارتباط جایگیری رگه سیلیسی طلا دار (خطوط سبز) با محل برخورد گسل‌های راست‌الغز راست‌بر و چپ‌بر روی تصاویری برگرفته از Google Earth.



شکل ۱۱- (a) رگه‌های متعدد سیلیسی (خطوط سبز)؛ (b) ارتباط یک پهنه برشی راست‌بر با جایگیری رگه‌های سیلیسی روی تصویری برگرفته از Google Earth؛ (c) نمای زمینی این پهنه برشی؛ (d) نمای نزدیک از رگه‌های سیلیسی موازی در این پهنه.

جدول ۱- مقادیر طلای اندازه‌گیری شده در برخی از رگه‌های سیلیسی در گستره مورد مطالعه (Baharfirozi & Biralvand, 2012a, b, c & d).

Situation	NW Quarter (Oghlansar 1:25000 map district)			SE Quarter (Razligh 1:25000 map district)														
	Au(ppb)	188	253	1200	400	300	500	200	600	170	560	100	340	180	200	140	700	3800
Situation	NE Quarter (Ghortlar 1:25000 map district)																	
	Au(ppb)	1000	310	300	140	1800	530	3100	400	620	610	220	110	3100	500	450	280	458

کتابکاری

- اکبرپور، ا.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه کیامکی با نگرش ویژه به کانی‌سازی مس- طلای مسجد داغی: پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد، ۲۴۱ صفحه.
- بنی‌آدم، ف.، ۱۳۸۱- مطالعه زمین‌شناسی و ژئوکانی‌سازی مس- طلا در منطقه نی‌جان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۶۷ صفحه.
- بهارفیروزی، خ.، ۱۳۷۶- بررسی زون‌های آلتراسیون و زوناسیون عمودی در کانسار تیپ اسکارن پورفیری مس- مولیبدن سونگون‌اهر- پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- بهارفیروزی، خ.، ۱۳۹۱- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و پتروژن کانی‌سازی‌های طلا در پهنه‌های سیلیسی موجود در مجموعه ماگمایی ترشیری جنوب باختر سیلان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- پیرمحمدی، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، ا.، هاواچن ج. و کسکین، م.، ۱۳۹۰- بررسی منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی خاور سهند (جنوب خاور تبریز) با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۱، ص. ۱۷۹ تا ۱۹۰.
- علیرضایی، س.، ارجمندزاده، ر. و عینعلی، م.، ۱۳۸۴- مطالعه ارتباط بین توده نفوذی و کانی‌سازی اسکارن در خاروانا در آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی.
- فریدی، م.، ۱۳۸۹- زمین‌شناسی ساختمانی سیلان، سازمان انرژی‌های نو- شرکت فلات کاوان آذر زمین.
- قربانی، م.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران، انتشارات آراین زمین، ۴۹۲ صفحه.

References

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. & Vogt, K., 2011- Post- collision polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: The Shaivar dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran, *Geology Magazine*, Vol. 148, Issue 5-6, pp. 980-1008.
- Alavi, M. & Amidi, M., 1976- Takab geological map in scale 1:250,000, Geological Survey of Iran.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations; *Tectonophysics*, v.229, p. 211- 38, doi: 10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Alavi, M., 1996- Tectonostatigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains in northern Iran. *J. Geodynamics*, vol.21, No, 1, pp. 1-33.
- Allen, M. B., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabian-Eurasia collision and the comparison of short-term and long term deformation rate, *Tectonics*23(TC2008), 1-16.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H. & Jones, S. J., 2011- Right- lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal international*, 184, 555-574. doi: 10.1111/j.1365-246x.2010.04874x.
- Amidi, M., 1978- Mianeh geological map in scale 1:250,000, Geological Survey of Iran.
- Amidi, M., Lescuyer, J. L. & Riou, R., 1978- Ahar geological map in scale 1:250,000, GSI.
- Amini, B., 1994- Meshginshahr geological map in scale 1:100,000, GSI.
- Asadian, O., 1998- Khalkhal-Rezvanshahr geological map in scale 1:100,000, GSI.
- Asiabanha, A. & Foden, J., 2012- Post-collisional transition from an extensional volcano- sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Range, N- Iran, *Lithos* 148, 98-111.
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R. & Davtyan, V., 2010- Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions; from Sosson et al. (eds), *Sedimentary basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to Arabian Platform*. Geological Society[London], Special Publications, 340, 393-408, doi:10.114/SP340.17
- Axen, G. J., Lam, P. S., Grove, M., Stockli, D. F. & Hassanzadeh, J., 2001- Exhumation of the western Alborze Mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision- related tectonics. *Geology* 29, 559-562.
- Baharfirouzi, Kh. & Biralvand, M., 2012a- Chollo geological map in scale 1:25,000, GSI.
- Baharfirouzi, Kh. & Biralvand, M., 2012b- Ghortlar geological map in scale 1:25,000, GSI.
- Baharfirouzi, Kh. & Biralvand, M., 2012c- Oghlansar geological map in scale 1:25,000, GSI.
- Baharfirouzi, Kh. & Biralvand, M., 2012d- Razligh geological map in scale 1:25,000, GSI.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-Plutonic episodes in Iran, in Gupta, H.K., and Delany, F.M., eds., *Zagros-Hindu Kush-Himalaya geodynamic evolution*; Washington, D.C, American Geophysical union, *Geodynamics Ser.*, p.5-32.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and Early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: *Geological Society[London] Journal*, v. 139, p. 605-614.
- Berger, B. R. & Drew, L. J., 1997- Role of strike-slip duplexes in localization of volcanoes, related intrusions, and epizonal ore deposits [abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 29, no. 6, p. A359-A360.
- Clark, J. C., 1977- Bandar-e-Pahlavi geological map in scale 1:250,000, GSI.
- Dewey, J. F. & Sengor, A. M. C., 1979- Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continental tectonics in a convergent zone; *Geological Society of America Bulletin*, v.90, p. 84-92, doi:10.1130/0016-7606(1979)90<84:AASRCM>2.0.CO;2.

- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R. & Tavakoli., F., 2011- NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters Journal*, 30,27-34
- Drew, L. J., 2005- A Tectonic Model for the Spatial Occurrence of Porphyry Copper and Polymetallic Vein Deposits—Applications to Central Europe, Scientific Investigations Report 2005–5272, U.S. Department of the Interior, U.S.
- Eftekharneshad, J., Ghorashi, M. & Mehrparto, M., 1991- Tabriz- Poldasht geological map in scale 1:250,000, GSI.
- Ghadirzadeh, A. & Anvari, A., 1998- Azarshahr geological map in scale 1:100,000, GSI.
- Ghorashi, M. & Arshadi, S., 1978- Khoy geological map in scale 1:250,000, GSI.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. & Moore, F., 2005- Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb–Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex, *Miner Deposita*, DOI 10.1007/s00126-005-0035-5. GSI (Geological Survey of Iran), 2003a- Geochemical exploration in scale 1:100000 for Meshkinshahr sheet- technical report.
- GSI (Geological Survey of Iran), 2003b- Geochemical exploration in scale 1:100000 for Ahar sheet- technical report.
- Guest, B., Stockli, D. F., Grove, M., Axen, G. J., Lam, P. S. & Hassanzadeh, J., 2006- Thermal histories from the central Alborze Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *GSA Bulletin*, v.118; no. 11/12; p. 1507-1521; doi: 10.1130/B25819.1.
- Haynes, S. J. & McQuillan, H., 1974- Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, v.85, p. 739-744, doi:10.1130/0016-606(1974)85<739:EOTZSZ> 2.0.CO;2.
- Hempton, M. R., 1987, Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea: *Tectonics*, v. 6, p. 687-705.
- Hezarkhani, A., 2007- Hydrothermal evolution in Sonajil porphyry copper system (East Azarbaijan province, Iran): The History of an uneconomic deposit, *Journal of IGR, Stanford-USA*.
- Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, M. & Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros forland deposits in the front of the Push-e-Kush Arc (Lurestan Province, Iran): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 225, p. 397-410, doi:10.1016/j.epsl.2004.07.002.
- Hooper, R. J., Baron, I. R., Agah, S. & Hatcher, R. D. Jr., 1994- The Cenomanian to recent development of the Southern Tethyan Margin in Iran, in Al-Husseini, M. I., ed., *Middle East petroleum geosciences: GEO*, p.505-516.
- IMOAp (Industries and mines organization of Azarbaijan province), 1999- Reconnaissance project in Sarab county- technical report.
- IMOAp (Industries and mines organization of Azarbaijan province), 2000- Geochemical exploration for gold in northwest of Sarab city- technical report.
- IMOAp (Industries and mines organization of Azarbaijan province), 2004a- Geochemical exploration in scale 1:100000 for Sarab sheet- technical report.
- IMOAp (Industries and mines organization of Azarbaijan province), 2004b- Exploration of preceous metals in north of Sarab- technical report.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. & Mehrabi, B., 2009- Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar- Arasbaran volcanic belt, northern Iran, *International Geology Review*, ifirst article, 1-23, DOI:1.1080/00206810903416323.
- Maghsoudi, A., 2011- Geochemical investigation onn the Au-Cu mineralizarion in the north of Sarab, Phd thesis, university of Shahid Beheshti, Tehran, Iran.
- Mahdavi, M. A. & Aminifazl, A., 1989- Ahar geological map in scale 1:100,000, GSI.
- McKenzie, D. P., 1972- Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 30, 109- 185.
- McKinstry, H. E., 1948- *Mining geology*: New York, Prentice-Hall, Inc., 680 p.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. & Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: *Geophysical Research Letters*, v.30,2036, doi:10.1029/2003GL017992.
- Mollae, H., 1993- Petrochemistry and genesis of the granodiorite and associated Iron–copper skarn deposit of Mazraeh, Ahar, East-Azerbaijan, Iran: [Ph.D. thesis]: India, University of Rookee, 287 pp.
- Nazari, H., Ghorashi, M. & Talebian, M., 2012- Seismotectonic map of northwest of Iran, scale 1:750,000, GSI, In press.
- NICC (National Iranian copper company), 2003- Semi- detail geochemical exploration project in Shalu region, north of Sarab, technical report.
- NICC (National Iranian copper company), 2006- Geology of Shalu district, north of Sarab, technical report.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. & Goshkov, A., 1989- The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision: *Tectonophysics*, v. 161., p. 1-21, doi:10.1016/0040-1951(89)90297-2.
- Rahimzadeh, F. & Babakhani, A. R., 1987- Ardebil geological map in scale 1:250,000, GSI
- Rechenbacher, B., Alimohammadian, H., Sabouri, J., Haghfarshi, E., Faridi, M., Abbasi, S., Karasz, R. M., Fellin, M. G., Carnevale, G., Schiller, W., Vasilyan, D. & Scharrer, S., 2011- Late Miocene stratigraphy , paleoecology and paleogeography of the Tabriz Basin (NW Iran, Eastern Paratethys), *Journal of Paleogeography, Paleontology, Paleocology*, doi:10.1016/j.palaeo.2011.07.009.

- Refahi, D., Khakzad, A., Nezafati, N. & Baharfirouzi, Kh., 2012- Economic geology and reconnaissance of alteration at north of Sarab, NW of Iran, (Oghlansar 1:25,000), using Aster satellite data, MsC. Degree thesis (in Persian), Islamic Azad University, Sciences and Research Branch of Tehran.
- Richards, J. P., Boyce, A. J. & Pringle, M. S., 2001- Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: *Economic Geology*, v. 96, p. 271-305.
- Robertson, A. H. F., 2000- Mesozoic-Tertiary tectonic- sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, in Bozkurt, E., et al. eds., *Tectonics and Magmatism in Turkey and surrounding area: Geological Society [London] Special Publication 173*, p. 97-138.
- Sengor, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979- Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet: *Tectonophysics*, v. 55, p. 361-376, doi:10.1016/0040-1951(79)90184-7.
- Sibson, R. H., 1987- Earth rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems: *Geology*, v. 15, no. 8, p. 701-704.
- Sibson, R. H., 1989- Structure and mechanics of fault zones in relation to fault-hosted mineralization: Glenside, Southern Australia, Australian Mining Foundation, 66 p.
- Siltoe, R., 2010- Porphyry copper systems, *Economic geology* v. 105 pp. 3-41.
- Stocklin, J. & Eftekharneshad, J., 1969- Zanzan geological map in scale 1:250,000, GSI.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 52(7); 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran, in Burke, C., and Darke, C., eds., *The geology of continental margins: New York, Springer-Verlag*, p. 873-887.
- Stoneley, R., 1981- The geology of the Kuh-e- Dalneshim area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys: *Geological Society [London] Journal*, v., 138, p. 509-526.
- Tosdal, R. M. & Richards, J. P., 2001- Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits, in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., eds., *Structural controls on ore genesis: Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 157-181.
- Yilmaz, Y., 1993- New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 251-271, doi:10.1130/0016-7606(1993)105<0251:NEAMOT>2.3.CO;2.

Archive of SID