Evidences for formation of the Precambrian crust in the Takab complex, northwest Iran (review)

Adel Saki *
Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Abstract
The Takab Precambrian rocks with a variety of metamorphic and igneous rocks including pelitic schists, gneiss, meta- ultramafic, amphibolites, calc- silicate and granitoids crop out in the northwest of Iran. In the context of the structural subdivisions of Iran, the Takab Complex has been assigned to the Central Iran Zone. From the viewpoint of stratigraphy, lithology and age data, it seems to have more affinities to this zone. P- T conditions of metapelitic and meta- ultramafic rocks attributed to the most orogenic belts, on the other hand geochemical studies of metapelitic and gneiss protolith is related to magmatic arc tectonic setting. All these characteristics and the presence of paleo- suture zones and ophiolitic rocks around the high- grade metamorphic rocks suggest an island- arc type cratonization formed the Takab Precambrian basement. This complex belonges to a greater late Neoproterozoic- early Paleozoic orogenic system that was active along the Proto- Tethyan margin of the Gondwanaland supercontinent, extending at least from its Arabian margin to the Himalayan margin of the Indian subcontinent.

Key words: Precambrian rocks, Proto- Tethyan, Gondwana, Takab Complex, Central Iran Zone

* adel_saki@scu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و چهارم، تابستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۶۳- ۱۸۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۷/۱۸ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۰۴/۰۵ و ۱۳۹۷/۰۸/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۱۲

شواهدی از پیدایش پوستهٔ پرکامبرین در کمپلکس تکاب شمال‌باختری ایران (مروری)

عادل ساکی *
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

چکیده
سنگ‌های پرکامبرین کمپلکس تکاب در شمال‌باختری ایران رخنمون دارند و دربردارندهٔ سنگ‌های دگرگونی و آذرین گوناگونی مانند شیست‌های رسی، گنیس‌ها، الترامافیک‌های دگرگون شده، آمفیبولیت‌ها و گرانیتوییدها) هستند. از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کمپلکس تکاب بخشی از پهنهٔ ایران‌مرکزی است؛ به‌گونه‌ای‌که از دیدگاه چینه‌شناسی، سنی و شرایط دگرگونی، شباهت‌های نزدیکی با این پهنه دارد. شرایط دگرگونی سنگ‌های رسی و الترامافیک‌های دگرگون شدهٔ این کمپلکس، ویژگی‌های پهنه‌های کوهزایی را دارد و از سوی دیگر، از دیدگاه زمین‌شیمیایی، سنگ‌مادر گنیس‌ها و سنگ‌های رسی دگرگون‌شده با کمان‌های ماگمایی مرتبط است. همهٔ این ویژگی‌ها و رویداد یک پهنهٔ برخوردی کهن به‌همراه سنگ‌های دگرگونی درجه بالا نشان می‌دهند پیدایش پی‌سنگ پرکامبرین تکاب در هنگام پوسته‌زایی از نوع جزیره‌های کمانی بوده است. این کمپلکس به سیستم کوهزایی بزرگ نئوپروتروزوییک- پالئوزوییک پیشین متعلق است که در حاشیه پروتو- تتیس ابر قاره گندوانا فعال بوده و دست‌کم از حاشیه سپر عربی تا حاشیه هیمالیا شبه قاره هند گسترش داشته است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های پرکامبرین، پروتو- تتیس، گندوانا، کمپلکس تکاب، پهنهٔ ایران‌مرکزی

مقدمه
پوستهٔ قاره‌ای ایران در دوران پرکامبرین در پی کوهزایی پان‌آفریکن دگرگون و گرانیتی شده و سرانجام گسل خورده است (Stö cklin, 1968, 1974). برخی پژوهشگران (Jamshidi Badr *et al*., 2013; Nutman *et al*., 2014; Shakerardakani *et al*., 2015; Brown and Coleman, 1972; Frisch and Al-Shanti, 1977) فاز کوهزایی پان آفریکن در ایران را دوره‌ای از برخورد قاره‌ها (نزدیک‌به ۵۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش) دانسته‌اند. در بیشتر ایران، سنگ‌های پرکامبرین دربردارندهٔ سنگ‌های رسوبی- آذرین دگرگون‌شده و یا نادگرگونی با خاستگاه قاره‌ای اند. پژوهش‌های زمین‌شناسی در

* adel_saki@scu.ac.ir

ناحیهٔ انارک نشان مـی‌دهنـد در ایـن ناحیـه و شـاید در برخی بخش هـای دیگـر، مجموعـه‌هـای افیـولیتی با خاسـتگاه اقیانوسـی رخنمـون دارنـد کـه چـه‌بسا بـه سـن پرکـامبرین باشـند (Haghipour, 1974). افـزون‌بـر دو نـوع پوسـتهٔ قـاره‌ای و اقیانوسـی، توده‌های نفـوذی آذریـن و هـم ارزهـای بیرونـی آنهـا را که هم‌زمان با سخت‌شـدن پـی‌سـنگ و یـا پـس از آن پدید آمده‌اند، نـوع سـوم سـنگ‌هـای پرکـامبرین ایـران دانسـته مـی‌شـوند. بـدین‌گونـه سـنگ‌هـای پرکـامبرین ایـران بـه سـه دسـتهٔ بـزرگ بـا سـه خاستگاه متفاوت رده‌بندی می‌شوند:

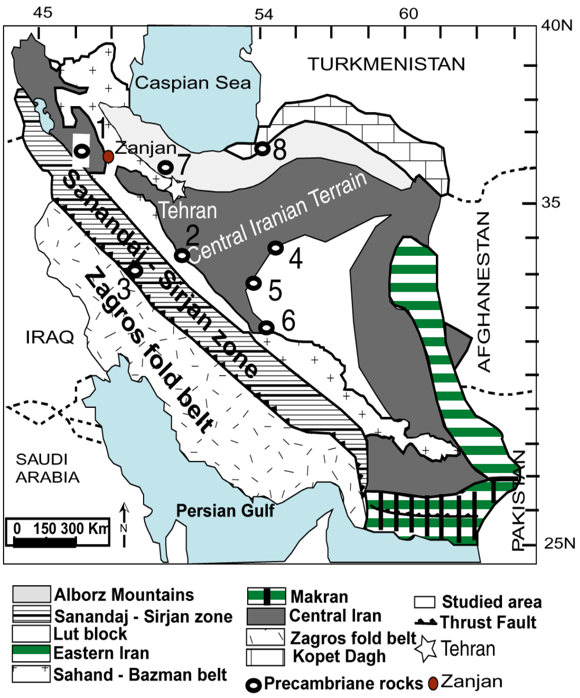
الف) پوسته‌های اقیانوسی؛

ب)پوسته‌های قاره‌ای کـه شـاید دگرگـون (کهـن‌تـر) و یا نادگرگون (جدیدتر) باشد؛

پ) سنگ‌های ماگمایی درونی و بیرونی.

سـنگ‌هـای دگرگـونی پـی‌سـنگ بـه‌نـدرت رخنمـون دارنـد (Nabavi, 1976; Berberian, 1976)؛ امـا سـنگ‌هـای بـا سـن پرکـامبرین در بخش‌هـایی از ایـران (ماننـد: ایـران‌مرکـزی، زنجـان (کمـپلکس تکـاب)، گرگـان، گلپایگـان، بردسـکن، بیارجمنـد و ...) دیـده مـی‌شـوند (شـکل ۱؛ Nadimi, 2007).

بخـش بزرگـی از دگرگـونی‌هـای ایـران‌مرکـزی، پوسـته‌هـای قـاره‌ای پرکـامبرین هسـتند کـه هـم در زمان پیش از پرکـامبرین پسـین و هـم در زمـان‌هـای پـس از آن دگرگـون شـده‌انـد؛ امـا گمـان مـی‌رود کهـن‌تـرین سـنگ‌هـای البـرز ردیـف‌هـای شـیلی، توفی، ماسه‌سنگی سـبز رنـگ «سـازند کهـر» بـا سـن نوپروتروزوییـک هسـتند و چنـدان هـم دگرگـون نیستند. در کـوه‌هـای زاگـرس، پـی‌سـنگ پرکـامبرین رخنمـون نـدارد و تنهـا در بخـش‌هـایی از جنـوب ایران بـا گنبـدهای نمکـی بـه سـطح آورده شـده‌انـد؛ امـا بـودن یـک پـی‌سـنگ دگرگـونی در ایـن کـوه‌هـا حتمی است.



شـکل ۱- نقشـهٔ زمـین‌شناسـی ایـران کـه واحـدهای اصـلی زمـین‌سـاختی و زمـین‌شناسـی را نشـان داده اسـت. منطقـهٔ بررسـی‌شـده در پهنـهٔ ایـران‌مرکـزی جـای دارد (رخنمـون سنگ‌های پرکامبرین روی نقشه شماره‌گذاری شـده اسـت: ۱: زنجـان (تکـاب)؛ ۲: موتـه؛ ۳: گلپایگـان؛ ۴: پشـت‌بـادام؛ ۵: چاپدونی؛ ۶: بافق؛ ۷: کرج؛ ۸: گرگان و ...؛ Nadimi، ۲۰۰۷)

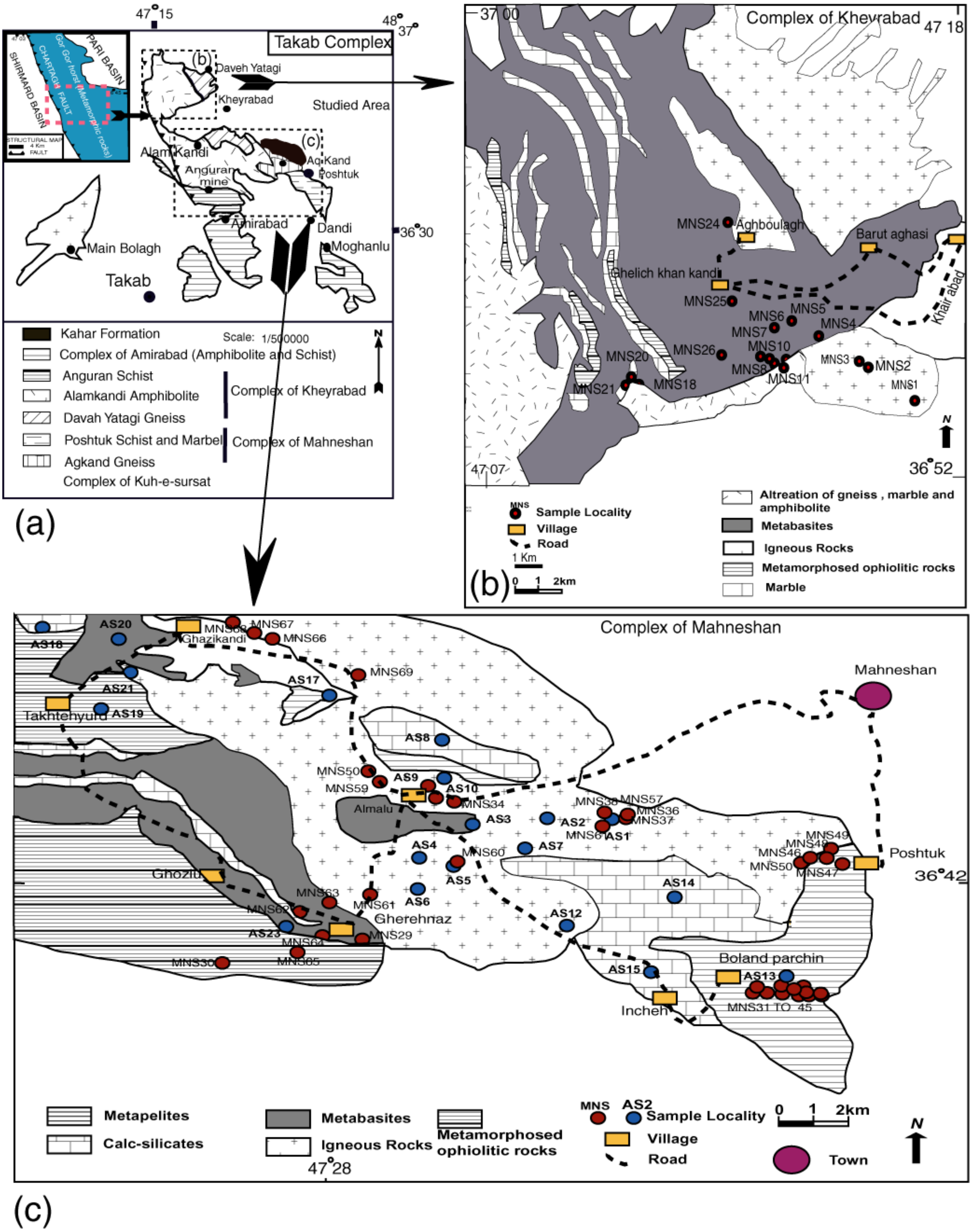
ساغند، پشت‌بـادام، بـاختر زنجـان، تکـاب، ارومیـه، مهابـاد، مریـوان، جنـدق، فـردوس، تـرود، اسـفندقه، حاجی‌آباد و بردسکن بخش‌هایی از ایران‌مرکزی هستند که دگرگونی‌های پرکامبرین در آنها گزارش شده‌اند؛ اما در بسیاری از حالت‌ها، نه سنگ و نه فرایند دگرگـونی، هـیچ‌کـدام بـه سـن پرکـامبرین نیسـتند. از دیـدگاه سنگ‌شناسی، کمپلکس تکاب از سنگ‌هـای دگرگـونی مانند سنگ‌های رسـی دگرگـون‌شـده (متاپلیـت‌هـا)، متابازیـت‌هـا، سـرپانتینیت‌هـا، متادیوریـت‌هـا، کالک‌سـیلیکات‌هـا، گنـیس‌هـا و سـنگ‌هـای آذریـن گوناگون ساخته شده است.

جایگاه زمین‌شناسی عمومی

فلات ایران دربردارندهٔ چندین خردقاره است که در محل پهنه‌های برخوردی کهن با هم چین خورده و به هم پیوسته‌اند. مرز این خردقاره‌ها معمولاً با گسل‌های اصلی شناخته می‌شود. هر خردقاره ویژگی‌های دگرگونی، آذرین، رسوبی و چینه‌شناسی متفاوتی دارد (شکل ۱)؛ یکی از این خردقاره‌ها پهنهٔ ایران‌مرکزی است که در هنگام فاز کوهزایی پان‌آفریکن دگرگون و گسله شده است و گرانیت‌ها در آن نفوذ کرده‌اند (Ramezani and Tucker, 2003). در این‌باره دیدگاه‌های دیگری، متفاوت از این دیدگاه پیشنهاد شده‌اند. برای نمونه، به‌باور Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸)، ایران جایگاه پِرگندوانایی داشته است و جایگاه جغرافیایی آن دورتر از آن بوده است که دچار فاز کوهزایی پان‌آفریکن شده باشد. از دیدگاه جغرافیایی، کمپلکس تکاب در استان‌های زنجان و آذربایجان غربی، میان شهرهای ماهنشان و تکاب و میان طول‌های جغرافیایی خاوری ′۴۷°۱۵ تا ′۴۸°۰۷ و عرض‌های جغرافیایی شمالی ′۳۶°۳۰ تا ′۳۷°۰۰ جای دارد (شکل ۲).

برپایهٔ پهنه‌بندی‌های ساختاری ایران، به‌دست زمین‌شناسان گوناگون، کمپلکس تکاب بخشی از پهنه‌های زمین‌شناسی گوناگونی دانسته شده است؛ برای نمونه، بخشی از پهنهٔ ایران‌مرکزی (Berberian and King, 1981; Nabavi, 1976)، پهنهٔ سلطانیه- میشو (Eftekhar-Nezhad, 1978)، پهنهٔ البرز- آذربایجان و سنندج- سیرجان (Babakhani and Ghalamghash, 1990). اگرچه کمپلکس روند عمومی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارد و به‌گونهٔ خاصی با پهنهٔ سنندج- سیرجان مرتبط است، از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی گمان می‌رود بیشترین شباهت را با پهنهٔ ایران‌مرکزی دارد. به‌تازگی Nadimi (۲۰۰۷) کمپلکس تکاب را بخشی از پهنهٔ ایران‌مرکزی دانسته است (شکل ۱). برپایهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی ایران (Stö cklin and Setudenia, 1972; Shahabpour, 2005)، منطقه بررسی‌شده در پهنهٔ ایران‌مرکزی جای دارد. سنگ‌های دگرگونی در راستای گسل قینرچه- چارتاق (با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری) روی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی الیگو- میوسن رانده شده‌اند (شکل ۲)؛ اما آنها به‌صورت دگرشیب با سنگ‌های ترشیری پوشیده شده‌اند (Babakhani and Ghalamgash, 1990). داده‌های K-Ar به‌دست‌آمده از شیست‌های آهکی در منطقه زره شوران (Mehrabi *et al.*, 1999)، داده‌های U-Th/He آپاتیت از منطقه ماهنشان و داده‌های Ar-Ar مسکوویت‌شیست‌ها (Gilg *et al*., 2006) بالاآمدن پرشتاب (rapid exhumation) سنگ‌های پی‌سنگ تا میوسن پیشین را نشان می‌دهد (۲۰ میلیون سال پیش). از دیدگاه سنگ‌شناسی، کمپلکس تکاب از سنگ‌های دگرگونی مانند سنگ‌های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها)، متابازیت‌ها، سرپانتینیت‌ها، متادیوریت‌ها، کالک‌سیلیکات‌ها، گنیس‌ها و سنگ‌های آذرین مختلف ساخته شده است. بیشتر سنگ‌ها، مگر برخی گرانیتوییدهای پس از فرایندهای زمین‌ساختیِ منطقه، دچار دگرریختی و دگرگونی شده‌اند.

برونزد پی‌سنگ پرکامبرین در ایران:
سنگ‌شناسی پرکامبرین در ایران‌مرکزی دربردارندهٔ توالی ستبری (نزدیک‌به ده‌هزار متر) از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و یا کم دگرگونی است. Haghipour (۱۹۷۴) برپایهٔ فرایندهای دگرگونی، سنگ رخساره و همچنین، جایگاه چینه‌شناسی، آنها را به چهار واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های «سری‌های اولیه»، «مجموعه چاپدونی»، «مجموعه بُنه‌شورو»، «سازند تاشک» رده‌بندی کرده است.



تصویر ۲- a) جایگاه جغرافیایی، ساختمانی، زمین‌شناسی و نمونه‌برداری منطقه بررسی‌شده کمپلکس تکاب در: b) بخش شمالی (کمپلکس خیرآباد)؛ c) بخش مرکزی (کمپلکس ماهنشان) (دو حوضه فروافتاده (پری و شیرمرد) با رسوب‌های دوران سوم در پیرامون سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین (برگرفته‌شده از نقشهٔ ۱/۲۵۰۰۰۰ تکاب و ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب و ماهنشان، سازمان زمین‌شناسی کشور) در نقشهٔ a دیده می‌شوند)

پرکامبرین در سنندج- سیرجان: پهنهٔ سنندج- سیرجان پرتکاپوترین حوضه ساختاری- رسوبی ایران و یک کافت میانه بلوک است که بیشتر سنگ‌های آن دگرگون است. از گذشته، بسیاری از دگرگونی‌هایِ مناطق سیرجان، حاجی‌آباد، کولی‌کش، شهرکرد، بویین، ازنا، گلپایگان، موته، مهاباد، مریوان، تکاب، باختر دریاچهٔ ارومیه و ... را به پرکامبرین نسبت می‌دهند (Haghipour, 1974). دربارهٔ پرکامبرین‌بودن پدیده دگرگونی اطمینان کافی نیست و گمان می‌رود در بیشتر این بخش‌ها، سنگ‌های آواری پرکامبرین به‌همراه سنگ‌های جوان‌تر، در زمان‌های پس از پرکامبرین به‌ویژه تریاس پسین و در پی رویداد کوهزایی سیمرین پیشین دگرگون شده‌اند.

پرکامبرین در البرز: سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (متاپلیت‌ها)، متابازیت‌ها، سرپانتینیت‌ها، متادیوریت‌ها، کالک‌سیلیکات‌ها، گنیس‌ها و سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن در کمپلکس تکاب رخنمون دارند (Hajialioghli *et al*., 2007; Haghipour and Pelissier, 1974; Stö cklin *et al*., 1972; Saki, 2010a, b; Moazzen *et al*., 2009). دگرشیبی میان سنگ‌های دگرگون‌شده نئوپروتروزوییک- کامبرین (Babakhani and Ghalamghash, 1990) و رخساره‌های رسوبی (شامل ضخامت بسیاری از میان‌لایه‌های دولومیت و مرمر به‌همراه سنگ‌های آتشفشانی و آواری آتشفشانی) با بخش‌های ژرف دریا و محیط‌های توربیدایتی همخوانی دارد. این نکته گویای نشانه‌هایی از سیستم نخستین کمان- گودال در طول حاشیه پروتوتتیس در شمال‌باختری ایران است (Hajialioghli *et al*., 2007).

زمین‌شناسان به بررسی سنگ‌های با سن پرکامبرین و جایگاه زمین‌شناسی آنها در منطقه تکاب پرداخته‌اند؛ ازاین‌رو، این بررسی در ارتباط با تداوم بررسی‌هایی است که در سال‌های اخیر روی کمپلکس تکاب انجام شده‌اند. پژوهش‌های سیستماتیک روی سنگ‌های متاپلیتی (Modjarrad *et al*., 2010; Saki *et al*., 2011)، گنیس‌ها (Saki, 2010a) گرانیت‌ها (Saki, 2010b)، متاالترامافیک‌ها (Hajialioghli and Moazzen, 2017; Asadpour *et al* 2013; Hajialioghli *et al*., 2007) و کالک‌سیلیکات‌ها (Moazzen *et al*., 2009) انجام شده‌اند. هدف نهایی این بررسی‌ها پی‌بردن به تاریخچه پوستهٔ کمپلکس تکاب بوده است. در این پژوهش با تفسیر داده‌های به‌دست‌آمده از همهٔ بررسی‌های انجام‌شده (تطابق همه بررسی‌های با هم) روی سنگ‌های گوناگون منطقه، به شناخت جایگاه زمین‌ساختی و ژئودینامیک این مجموعه در زمین‌شناسی ایران پرداخته می‌شود.

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری واحدهای گوناگون سنگی

کمپلکس تکاب به سه بخش شمالی (کمپلکس خیرآباد)، مرکزی (کمپلکس ماهنشان) و جنوبی (کمپلکس امیرآباد) رده‌بندی شده است. این رده‌بندی در شکل ۲- a دیده می‌شود (برپایهٔ نقشهٔ ۱/۲۵۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین‌شناسی کشور). محل نمونه‌برداری‌ها در همهٔ بررسی‌های انجام‌شده در کمپلکس تکاب (شکل ۲- a)، در بخش شمالی (شکل ۲- b) و در بخش مرکزی (شکل ۲- c) آن بوده است. در شمال روستای آق‌کند، لایه‌های ستبری از گنیس به‌همراه میان‌لایه‌هایی از آمفیبولیت رخنمون دارند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، این توالی در شمال روستای بلندپرچین تغییر

می‌کنـد و دربردارنـدۀ انـواع شیسـت‌سـبز، آمفیبولیـت، متاپلیت‌هـا (تـا رخسـارۀ آمفیبولیـت)، بیوتیـت‌گنـیس، گرانیـت‌گنـیس و لوکوگرانیـت اسـت. ایـن تـوالی‌هـا نه‌تنها فابریـک میلـونیتی نشـان مـی‌دهنـد، بلکـه یـک سـری شیسـتوزیته غالـب بـا رونـد شـمال‌بـاختری- جنـوب‌خـاوری در همـه آنهـا دیـده مـی‌شود. از سـوی دیگـر، تکامـل ایـن سـنگ‌هـا از شیسـت‌سـبز تـا آلکـالی‌گرانیـت نشـان‌دهنـدۀ نشـانه‌هـایی از دگرگـونی پیشـرونده در کمـپلکس تکـاب اسـت کـه بـا پدیـدۀ نهـایی آناتکسـی پایـان یافتـه و پیـدایش گرانیـت‌هـا را به‌دنبـال داشـته اسـت. گرانیـت‌هـا بـه‌صـورت پراکنـده درون سنگ‌های دگرگونی دیـده مـی‌شـوند. گنـیس‌هـا در شـمال و جنـوب کمـپلکس دیـده مـی‌شـوند؛ امـا آمفیبولیـت‌هـا در بخـش شـمالی بیشـتر هسـتند (شـکل ۲- b). سـنگ‌هـای الترامافیـک دگرگـون‌شـده بـه‌صـورت لایـه‌هـای نـازک و کشـیده و تـوده‌هـای کوچـک و ناپیوسـته درون آمفیبولیـت‌هـا دیـده مـی‌شـوند و در ارتبـاط بـا سـنگ‌هـای دمـای بـالا پسرونده و کالـک‌سـیلیکات‌هـا هسـتند. همبـری میـان سنگ‌ها بیشتر زمـین‌سـاختی اسـت. انـدازه دانـه‌هـا در همۀ سنگ‌ها متوسط تا درشت است.

۱) سنگ‌های رسـی دگرگـون‌شـده (شیسـت‌هـا): بیشـتر سـنگ‌هـای دگرگـونی بیشـتر از یـک مرحلـه دگریختـی و یـا دگرگـونی را نشـان مـی‌دهنـد. بـا بررسـی دقیـق سیماهای کـانی‌شناسـی و بـافتی سـنگ از پیونـد میـان فازهـای گونـاگون درک درسـتی بـه‌دسـت آورده مـی‌شـود و چگـونگی ارتبـاط آنهـا را بـا رویـدادهای دگرگـونی و دگریختـی ویـژه دریافـت مـی‌شـود. کـانی‌هـای کلریـت، مسـکوویت، بیوتیـت، گارنـت، اسـتارولیت، آنـدالوزیت، کیانیـت و سـیلیمانیت در هنگـام رویـداد فازهـای گونـاگون در ایـن سـنگ‌هـا پدیـد آمـده‌انـد. مجموعـه کـانی‌هـای اوج دگرگـونی دربردارنـدۀ بیوتیـت، گارنـت، سـیلیمانیت بـه‌همـراه کوارتز و پلاژیوکلاز است (Saki *et al*., 2012).

۲) گنـیس‌هـا و گرانیتوییـدها: گرانیتوییـدها (آلکـالی‌گرانیـت پدیدآمـده از ذوب مسـکوویت اولیـه) سـفید تـا خاکسـتری روشـن و پورفیروبلاسـتیک بیوتیت گنیس (گنـیس چشـمی) هسـتند. گنـیس‌هـا خاستگاه آذریـن دارنـد و بـه گفتـۀ دیگـر، ارتـوگنیس هسـتند. نبـود مسـکوویت اولیـه و کـانی‌هـای آلومینوسـیلیکاته در ایـن سـنگ‌هـا و داشـتن اسـفن فـراوان نشـان‌دهنـدۀ درسـتی ایـن نکتـه‌انـد. ازآنجایی‌که در صحرا مـرز ایـن سـنگ‌هـا بـا یکـدیگر شناخته نمی‌شود، تفکیک آنهـا بـه‌آسـانی امکـان‌پـذیر نیست و در نقشـۀ زمـین‌شناسـی بـه نـام سـنگ‌هـای آذریـن نامیـده شـده‌انـد. گنـیس‌هـا در نمونـۀ ماکروسـکوپی بـه‌صـورت درشـت دانـه بـا چشـم‌هـای درشـت فلدسـپار و بـا فابریـک گنیسـوزیته کامـل گنیسـی دیـده مـی‌شـوند. ایـن نـوع سـنگ‌هـا در منطقـه گسـترده‌ای از مرکـز ناحیـه (کمـپلکس ماهنشـان) بررسـی‌شـده رخنمـون دارنـد؛ ماننـد: روسـتاهای آق‌کنـد، آلمـالو، قـره نـاز. بیوتیـت، پتاسـیم‌فلدسـپار، پلاژیـوکلاز و کـوارتز از کـانی‌هـای اصـلی ایـن سـنگ‌هـا و تیتانیـت، زیـرکن و گارنـت از کانی‌های فرعی آنها هستند.

گرانیتوییـدها از کـانی‌هـای کـوارتز، پلاژیـوکلاز، پتاسـیم فلدسـپار، گارنـت، بیوتیـت و مسـکوویت سـاخته شـده‌انـد. گارنـت و بیوتیـت فـراوان‌تـرین کـانی‌هـای مافیـک هسـتند. برخـی رگـه‌هـا پورفیروبلاسـت‌هـای گارنـت‌هـایی بـا قطـر ۱/۵ سـانتیمتر (روسـتای آق‌کنـد) دارنـد. ایـن گرانیتوییـدها معمـولاً سـاب‌سـالوس هسـتند؛

به‌گونه‌ای‌که پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار به‌صورت جداگانه از هم پدید آمده‌اند. این سنگ‌ها معمولاً بافت هیپایدیومورف گرانولار از خود نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها و مسکوویت‌ها در این گرانیتوییدها کینک (چین‌خورده) شده‌اند. اندازهٔ پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها بیشتر از یک میلیمتر است و در برخی نمونه‌ها به‌صورت پورفیروبلاست‌های بزرگ تا اندازه ۱۰ میلیمتر دیده می‌شود. این کانی‌ها به کانی‌های رسی تجزیه‌شدگی نشان می‌دهند. آلکالی‌فلدسپار در این سنگ‌ها با ماکل مشبک دیده می‌شود و به کانی‌های رسی تجزیه شده است. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نشان می‌دهد با گرانیت‌های نوع S شباهت دارد و کانی تیتانیت در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. گرانیتوییدها در این محل بسیار هوازده شده‌اند.

۳) کالک‌سیلیکات‌ها و متاالترامافیک‌ها:

کانی‌های سیلیکاته اصلی در سنگ‌های کالک‌سیلیکاته دربردارندهٔ گارنت، اسکاپولیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند؛ اما کلسیت و کوارتز سازنده‌های فرعی هستند. بلورهای تیغه‌ای و کشیده هورنبلند بافت سنگ را می‌سازد. سنگ‌های کالک‌سیلیکاته در منطقه تکاب برپایهٔ مجموعه کانی‌ها رده‌بندی می‌شوند (Moazzen *et al.*, 2009) و عبارتند از: کالک‌سیلیکات‌های بی‌اسکاپولیت، سنگ‌های کالک‌سیلیکاته کلینوپیروکسن- گارنت‌دار.

سنگ‌های متاالترامافیک بیشتر در بخش شمالی کمپلکس تکاب رخنمون دارند و در ارتباط با دیگر سنگ‌های دگرگونی منطقه‌اند. برپایهٔ مجموعه فراوان‌ترین کانی‌ها آنها به سه دسته رده‌بندی می‌شوند (Hajalioghli *et al.*, 2007): متاپریدوتیت‌ها، سنگ‌های تالک- سرپانتین و سرپانتینیت‌ها. سنگ‌مادر پریدوتیت‌ها بیشتر اسپینل- هرزبورگیت و دونیت است. سنگ‌های تالک- سرپانتین در شرایط دگرگونی دمای کم پدید آمده‌اند و لیزاردیت/ کریزوتیل + تالک+ کلسیت/دولومیت از مجموعه کانی‌های آنهاست. بافت‌های دروغین (سودومورف) به‌جای کانی‌های الیوین و پیروکسن در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

بحث

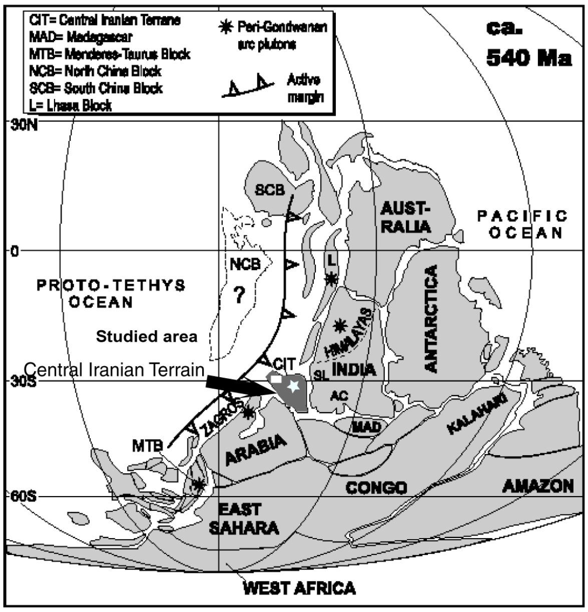
برای بازسازی پهنهٔ زمین‌ساختی کمپلکس تکاب نیاز است نخست جایگاه این مجموعه در زمین‌شناسی ایران شناخته شود. برای دستیابی به این هدف باید دید سن مجموعه و سنگ‌های آن به کدام‌یک از پهنه‌های ساختاری ایران شبیه هستند؛ ازاین‌رو:

- سن سنگ‌مادر گنیس‌های کمپلکس تکاب برپایهٔ سن U/Pb زیرکن نزدیک‌به ۵۶۰ میلیون سال پیش به‌دست آمده است (Stockli *et al.*, 2004)؛
- سن سنگ‌مادر گنیس‌های کمپلکس تکاب مشابه با داده‌های U/Pb به‌دست‌آمده برای سنگ‌های پی‌سنگ منطقه ساغند در ایران‌مرکزی است (Ramezani and Tucker, 2003)؛
- درجهٔ دگرگونی و فازهای دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی منطقه تکاب با ایران‌مرکزی مشابه است؛
- سازند کهر در منطقه تکاب هم‌ارز با سازند تاشک در پهنهٔ ایران‌مرکزی است (Ramezani and Tucker, 2003)؛

- سن نسبی کمپلکس دگرگونی تکاب در نقشهٔ تخت‌سـلیمان (Babakhani and Ghalamghash, 1990; Lotfi, 2001) پرکـامبرین- پالئوزوییـک پیشین دانسته شده است؛
- مرمرهای درون کمـپلکس تکـاب سـنگواره‌هـایی بـه سـن پرکـامبرین بـالایی دارنـد (Hamdi, 1995)؛ مانند: .Latouchella sp، Bemella و .Halkiera stenobasis sp. ایـن سـنگواره‌هـا هماننـد سـنگواره‌هـای درون مرمرهـای سرخک در پهنهٔ ایران‌مرکزی هستند؛
- روند سنگ‌ها الترامافیـک در منطقـه تکـاب مشـابه بـا رونـد آنهـا در پهنـهٔ ایـران‌مرکـزی اسـت (رونـد ایـن سـنگ‌هـا شـمال‌بـاختری بـه جنوب‌خاوری است)؛
- سن‌سنجی کمـپلکس سورسـات کـه در نزدیکـی مجموعه تکاب اسـت (Jamshidi Badr *et al*., 2013) گویای درستی سن‌هـای بـه‌دسـت‌آمـده است (۵۴۰ میلیون سال پیش).

برپایهٔ آنچه گفته شـد و همچنـین، بـا نگـاهی بـه پژوهش‌هـای Nadimi (۲۰۰۷)، Stampfli (۲۰۰۰) و Stampfli و Borel (۲۰۰۳)، منطقهٔ بررسـی‌شـده در پهنـهٔ ایـران‌مرکـزی جـای دارد. ازایـن‌رو، سرگذشـت زمـین‌سـاختی و زمـین‌شناسـی آن ماننـد پهنـهٔ ایران مرکزی است؛ بـه گونـه‌ای کـه کمـپلکس تکـاب احتمالاً در پاسخ به همگرایی میـان پلـت‌هـای عربـی (گندوانا) و تـوران (اورازیـا) در هنگـام فـاز کـوهزایی پان‌آفریکن مانند پهنهٔ ایـران‌مرکـزی بـا سـن مشـابه (نئوپروتروزوییـک- کـامبرین؛ Ramezani و Tucker، ۲۰۰۳) پدید آمده است. به گفتهٔ دیگر، این مجموعـه بخشی از سیستم کـوهزایی بـزرگ نئوپروتروزوییـک- پالئوزوییـک پیشـین اسـت کـه در طـول حاشـیه پروتوتتیس ابرقاره گندوانا فعال بوده است (شـکل ۳).

برای اثبات بیشتر این نکته از زمین‌شیمی سنگ‌هـای آذریـن و دگرگـونی کمـپلکس تکـاب و همچنـین، از تکامل دگرگونی آن بهره گرفته شده است که در زیـر به آن پرداخته می‌شود.



شـکل ۳- بازسـازی سـرزمین‌هـای گنـدوانایی در پرکـامبرین پیشـین برپایـهٔ تصـویرهای مولیوایـد (Mollweide) از پلیـت‌هـای زمـین‌سـاختی در ۵۴۰ Ma در پـروژه PLATES (۱۹۹۹). کراتـون‌هـای پرکـامبرین بـا حـروف برجسـته نشـان داده شـده اسـت (Ramezani and Tucker, 2003). سـتاره‌هـا کمـان آتشفشـانی مـرتبط بـا فـرورانش پوسـتهٔ پروتـوتتیس را نشان می‌دهند. جایگـاه پهنـهٔ ایـران‌مرکـزی و کمـان آتشفشـانی آن با پیکان نشان داده شده است.

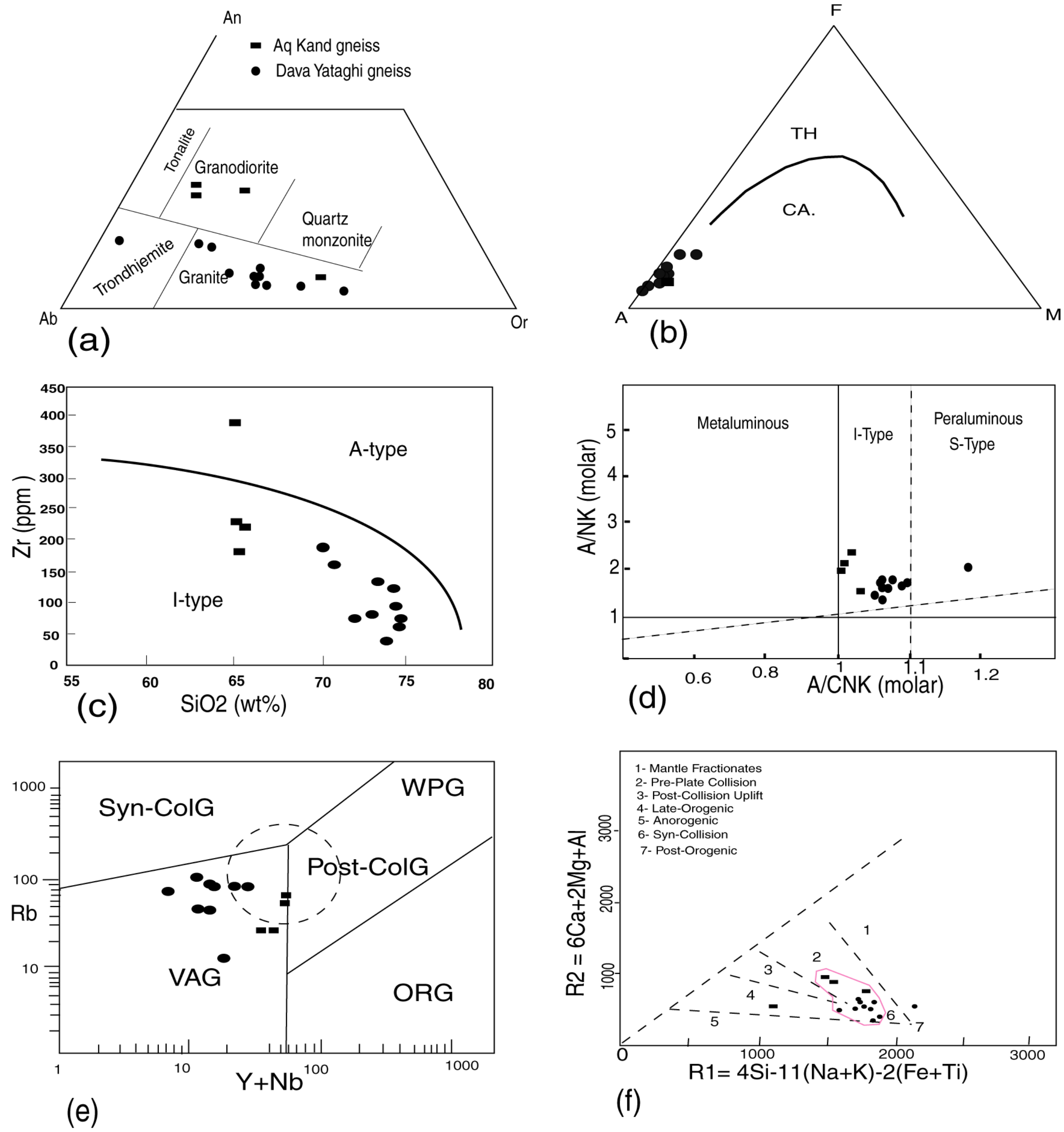
۱- زمین‌شیمی ارتوگنیس‌ها

تجزیـهٔ شـیمیایی گنـیس‌هـای کمـپلکس تکـاب در جـدول ۱ آورده شـده اسـت (داده‌هـا از Saki (۲۰۱۰a) هسـتند). برپایـهٔ نمـودار نورمـاتیو Ab-An-Or (شـکل ۴- a)، ترکیـب سـنگ‌هـا در بخـش گرانیـت و گرانودیوریـت جـای گرفتـه اسـت. برپایـهٔ نمودار AFM، سـنگ‌هـا ترکیـب کالـک‌آلکـالن دارنـد (شـکل ۴- a). نمـودار دوتـایی SiO_2 دربرابـر Zr

(شکل ۴- c) نشان‌دهندۀ اینست که گنیس‌ها از نوع I هستند. همچنین، برپایۀ شاخص اشباع آلومینیم (ASI) (Shand, 1947; Chappell and White, 1974)، گنیس‌های تکاب کمی پرآلومینوس هستند و به نوع I گرایش دارند (شکل ۴- d). نمودار شناسایی پهنۀ زمین‌ساختی (Batchelor and Bowden, 1985) برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها به‌کار برده شد. برپایۀ این نمودار، جایگاه این سنگ‌ها پیش از برخورد و همزمان با برخورد (pre-plate to syn-collision) است (شکل ۴- e). افزون‌براین، برپایۀ رده‌بندی پیشنهادیِ Pearce و همکاران (۱۹۹۶)، این سنگ‌ها در منطقه گرانیت‌های مرتبط با کمان جای گرفته‌اند (شکل ۴- f).

جدول ۱- تجزیۀ شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایۀ درصدوزنی)، فرعی و کمیاب (برپایۀ ppm) گنیس‌های کمپلکس تکاب (تجزیۀ سنگ کل از: Saki، ۲۰۱۰a)

Sample No.	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	A12	A13	A14	A15
SiO_2	74.30	75.20	71.70	70.40	75.40	74.30	73.20	74.00	73.50	72.00	73.70	65.20	66.60	65.10	66.20
TiO_2	0.11	0.07	0.21	0.25	0.03	0.10	0.15	0.03	0.07	0.09	0.04	0.76	0.41	0.41	0.39
Al_2O_3	13.70	13.60	15.10	15.80	13.60	15.40	15.10	14.90	15.70	15.60	14.50	15.10	16.70	18.10	17.70
Fe_2O_3	0.95	0.69	1.53	1.90	0.39	0.70	0.60	0.31	0.62	0.85	0.71	5.84	3.00	3.04	2.78
MnO	0.02	0.01	0.03	0.03	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.22	0.08	0.08	0.07	0.07
MgO	0.23	0.10	0.27	0.60	0.01	0.22	0.10	0.03	0.27	0.18	0.05	1.58	0.53	0.80	0.72
CaO	1.15	1.22	1.76	2.40	0.77	2.34	1.22	1.51	2.47	1.59	0.64	3.59	1.38	4.50	4.30
Na_2O	3.20	3.82	3.83	4.37	2.65	4.46	3.99	4.53	6.02	4.13	3.55	3.03	3.75	4.57	4.51
K_2O	5.16	4.26	4.11	2.69	6.30	1.37	4.20	3.65	0.50	4.49	5.80	2.59	6.29	1.87	2.05
P_2O_5	0.03	0.02	0.08	0.09	0.02	0.03	0.06	0.03	0.01	0.03	0.02	0.20	0.12	0.16	0.13
H_2O	0.60	0.51	0.83	0.96	0.57	0.81	0.81	0.49	0.54	0.63	0.54	1.35	0.79	0.83	0.75
CO_2	0.29	0.31	0.29	0.23	0.14	0.14	0.17	0.19	0.17	0.17	0.17	0.22	0.07	0.23	0.11
Sum	99.80	99.80	99.80	99.70	99.80	99.80	99.60	99.70	99.90	99.80	99.90	99.60	99.70	99.70	99.70
Ba	1126	367	633	739	233	586	1662	1844	190	787	327	961	1288	803	756
Cr	18	16	17	18	14	16	14	14	19	18	11	40	16	16	17
Ga	16	13	16	15	17	14	19	11	16	16	17	17	15	20	18
Nb	11	8	13	7	3	11	7	3	7	15	9	12	16	13	15
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	81	91	89	46	101	12	77	40	<10	78	80	75	67	26	31
Sr	258	129	328	559	188	436	642	373	336	318	161	215	248	734	681
V	11	<9	18	22	9	16	13	12	15	14	<9	89	<9	36	46
Y	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	74	36	23	15	12
Zn	22	17	37	44	<10	10	11	<10	<10	24	<10	79	39	64	61
Zr	99	74	155	190	66	127	141	41	78	71	59	380	176	226	223



شکل ۴ - ترکیب شیمیایی گنیس‌های تکاب در: a) نمودار نورماتیو Ab-An-Or (Barker, 1979)؛ b) نمودار AFM؛ c) نمودار دوتایی SiO_2 دربرابر Zr؛ d) نمودار شاخص اشباع‌شدگی؛ e) نمودار شناسایی پهنهٔ زمین‌ساختی (Batchelor and Bowden, 1985)؛ f) نمودار رده‌بندی پیشنهادیِ Pearce و همکاران (۱۹۹۶) (بخشی از این نمودارها برگرفته از Saki (۲۰۱۰a) هستند)

۲- سنگ خاستگاه گنیس‌ها و سنگ‌های رسی دگرگون‌شده

داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی نمونه‌های شیست و گنیس‌های کمپلکس تکاب در جدول ۱ تا ۲ آورده شده‌اند. برای به‌دست‌آوردن خاستگاه گنیس‌ها، نمونه‌های بررسی‌شده روی نمودار $CaO/(MgO+FeO_t)$ دربرابر K_2O/Na_2O بررسی شده‌اند. برپایهٔ این نمودار،

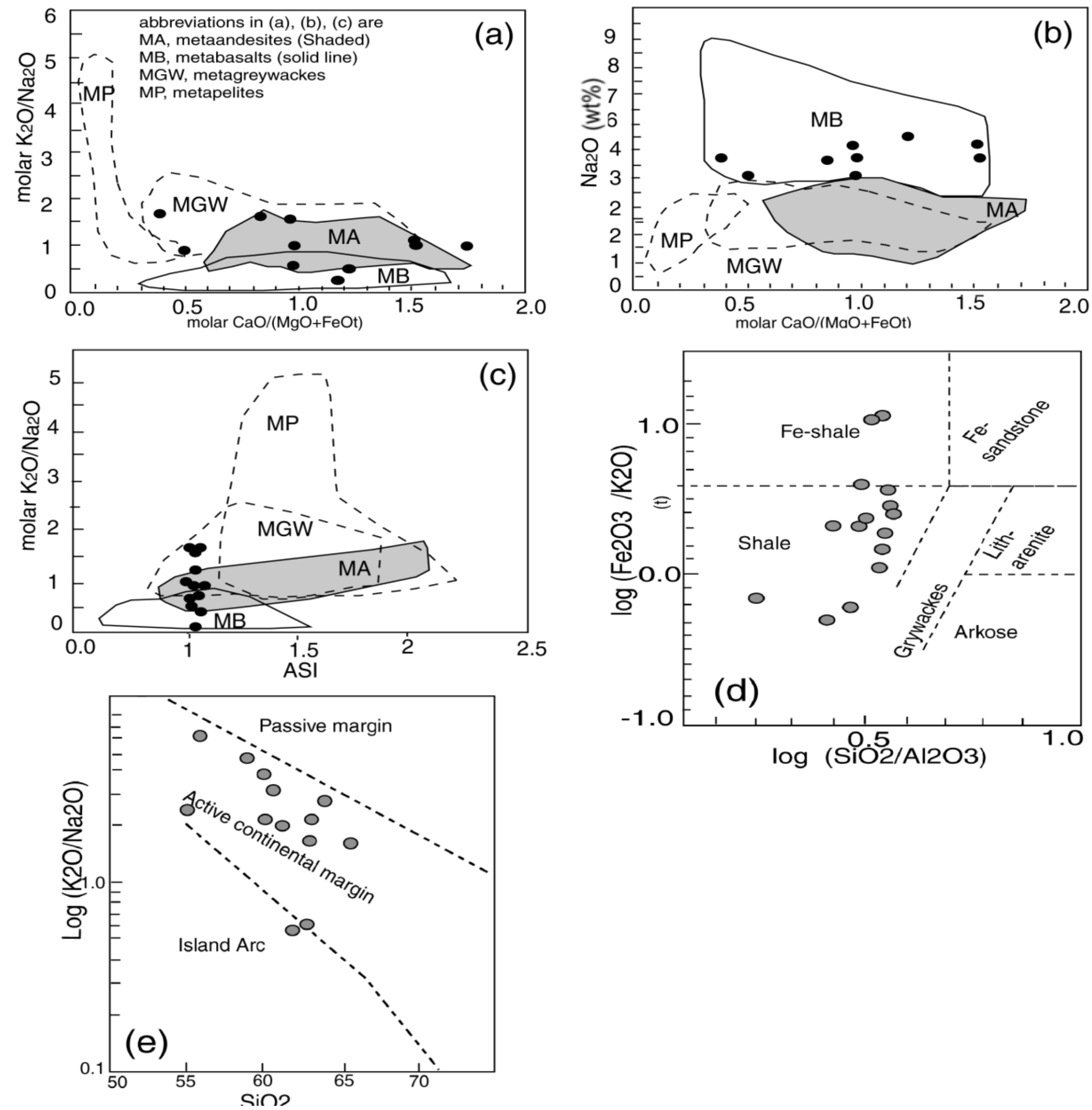
خاستگاه این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی متابازالت‌ها و متاآندزیت‌ها پدید آمده است (شکل ۵- a). برپایهٔ بررسی‌های Altherr و Siebel (۲۰۰۲)، بالابودن مقدار CaO، MgO و FeO_t و کم‌بودن مقدار K_2O/Na_2O نشان‌دهندهٔ خاستگاه متابازیک برای این گنیس‌هاست. ازاین‌رو، بازالت و مقدار کمی گری‌وک سنگ‌مادر خوبی برای پیدایش ماگما در منطقه تکاب بوده است (شکل‌های ۵- b و ۵- c).

جدول ۲- تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی) و فرعی و کمیاب (برپایهٔ ppm) متاپلیت‌های کمپلکس تکاب (تجزیهٔ سنگ کل از Saki، ۲۰۱۰a)

Sample No.	49	49G	47D	44C	57	43C	29A	31D	43B1	43B2	24A	24B	13F	AS9E
SiO_2	54.60	63.90	56.50	63.10	58.10	60.10	40.50	62.70	63.60	60.00	62.10	63.70	65.80	61.30
TiO_2	1.57	1.46	1.18	0.71	0.99	0.96	1.66	0.86	0.78	0.88	0.77	0.70	0.81	0.77
Al_2O_3	20.50	17.50	23.00	16.40	18.90	19.60	24.90	17.40	17.00	18.30	16.60	15.80	16.90	16.55
Fe_2O_3	10.65	11.88	8.75	6.46	7.45	6.95	14.93	5.74	6.65	8.22	6.82	6.09	6.41	6.35
MnO	0.11	0.15	0.05	0.10	0.07	0.12	0.41	0.12	0.15	0.28	0.08	0.11	0.13	0.08
MgO	1.90	0.59	1.08	2.20	2.83	2.04	3.92	1.63	2.00	2.26	2.15	2.06	1.84	2.35
CaO	1.92	0.48	1.04	1.29	0.47	0.50	7.87	0.86	0.71	1.29	3.75	3.80	0.61	0.65
Na_2O	1.09	0.40	0.58	1.50	1.19	0.94	1.57	1.59	1.48	1.56	3.98	3.85	1.55	1.54
K_2O	3.02	0.76	3.86	3.22	5.99	3.85	1.33	3.32	2.49	3.51	2.06	2.15	2.47	5.05
P_2O_5	0.14	0.06	0.12	0.18	0.15	0.11	0.07	0.13	0.15	0.18	0.26	0.22	0.13	0.12
H_2O	3.90	2.48	0.19	2.92	2.85	2.74	1.87	3.17	2.85	2.23	0.95	1.10	0.19	0.60
CO_2	0.26	0.10	3.23	1.56	0.56	1.72	0.13	2.05	1.75	0.99	0.14	0.17	0.15	0.20
Sum	99.70	99.80	99.60	99.60	99.50	99.60	99.20	99.60	99.60	99.70	99.70	99.70	99.80	98.10
Ba	389	93	784	291	948	462	293	423	370	277	439	443	326	696
Cr	133	122	121	88	123	127	248	99	97	106	17	18	300	260
Ga	24	22	27	22	29	26	17	20	20	21	19	16	21.3	24.2
Nb	27	34	27	16	14	21	13	17	14	16	20	11	17.3	14.4
Ni	50	32	39	46	55	64	139	45	45	63	10	10	46	39
Rb	105	46	162	125	179	139	37	105	91	129	41	35	117	182.5
Sr	166	52	190	147	59	86	502	113	106	162	217	220	108.5	70.7
V	198	203	154	135	155	188	320	128	128	159	70	68	124	129
Y	26	42	46	24	32	30	90	25	25	31	34	28	26.8	29.9
Zn	123	126	107	106	98	177	97	190	64	121	21	35	91	281
Zr	231	369	215	181	204	236	537	225	202	200	223	210	232	185

در نمودار شناسایی $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ دربرابر $\log(Fe_2O_{3t}/K_2O)$ (شکل ۵- d)، سنگ‌مادر متاپلیت‌های کمپلکس تکاب ترکیب شیلی دارد و تنها دو نمونه از آنها ترکیب شیل آهن‌دار نشان می‌دهند. این داده‌ها با نسبت متمایزکنندهٔ تجربی $100TiO_2/Zr$ (wt%/ppm) (Garcia *et al.*, 1991; Häussinger *et al.*, 1993) که برای شناسایی رسوب‌های رسی و

نیمه‌رسی به‌کار برده می‌شود تایید شده است؛ به‌گونه‌ای‌که بیشتر نمونه‌ها نسبت بالای ۰/۴ دارند و ازاین‌رو، خاستگاه رسی (پلیتی) نشان‌می‌دهند؛ اما نسبت‌های کمتر از ۰/۴ نشان‌دهندۀ خاستگاه نیمه‌رسی هستند. نمودار $\log(K_2O/Na_2O)$ دربرابر SiO_2 (شکل ۵- e). نشان می‌دهد سنگ‌مادر متاپلیت‌های کمپلکس تکاب در مرز فعال قاره‌ای نهشته شده است.



شکل ۵- ترکیب متاپلیت‌های کمپلکس تکاب در: a) نمودار $CaO/(MgO+FeO_t)$ مولار دربرابر K_2O/Na_2O مولار (Gerdes *et al.*, 2000)؛ b) نمودار $CaO/(MgO+FeO_t)$ دربرابر Na_2O؛ c) نمودار ASI دربرابر K_2O/Na_2O؛ d) نمودار رده‌بندی پیشنهادی Herron (۱۹۸۸)؛ e) نمودار SiO_2 دربرابر $\log(K_2O/Na_2O)$ (Roser and Korsch, 1986)

۳- زمین‌شیمی گرانیتوییدها

داده‌های تجزیۀ شیمیایی گرانیتوییدها در جدول ۳ آورده شده است (داده‌ها از Saki, 2010b هستند). همچنین، ترکیب شیمیایی

سـنگ‌هـا در نمـودار آلکـالن‌هـا دربرابـر سـیلیس (Middlemost, 1994) آورده شـده اسـت (شـکل ۶- a). برپایهٔ ایـن نمـودار، نمونـه‌هـا در محـدودهٔ گرانیت‌هـا جـای گرفتـه‌انـد. در نمـودار SiO_2 دربرابـر K_2O نیز نمونه‌هـا در ناحیـه پتاسـیم متوسـط تـا بـالا جـای گرفتـه‌انـد (شـکل ۶- b). برپایـهٔ شـاخص اشـباع‌شـدگی از آلـومینیم (ASI) (Shand, 1947; Chappell and White, 1974) گرانیتوییـدهـای تکاب پرآلومینوس هسـتند و بـه گرانیـت‌هـای نـوع S گـرایش دارنـد (شـکل ۶- c). نمـودار SiO_2 دربرابـر K_2O+Na_2O-CaO (Frost et al., 2001) گرانیتوییـدها از نـوع S هسـتند (شـکل ۶- d).

افـزون‌بـر زمـین‌شـیمی، ویژگـی‌هـای سـنگ‌نگـاری (داشـتن گارنـت و مسـکوویت اولیـه) و صـحرایی (رخنمـون سـنگ‌هـای دگرگـونی درجـه بـالا) نیـز گویای درستی این نکتـه‌انـد. بـرای شناسـایی جایگـاه زمین‌سـاختی ایـن سـنگ‌هـا نمـودار شناسـایی پهنـهٔ زمـین‌سـاختی (Batchelor and Bowden, 1985) بـه‌کـار بـرده شـد. برپایـهٔ ایـن نمـودار جایگـاه ایـن سـنگ‌هـا همزمـان و پـس از برخـورد (syn- تـا post-collision) اسـت (شـکل ۶- e). نمـودار سـه‌تـایی Hf-Nb/10-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) نشـان می‌دهد ایـن نمونـه‌هـا در ارتبـاط بـا پهنـهٔ برخـوردی هستند (شکل ۶- f).

جـدول ۳- تجزیـهٔ شـیمیایی عنصـرهای اصـلی (برپایـهٔ درصـدوزنی)، فرعـی و کمیـاب (برپایـهٔ ppm) گرانیتوییـدهای کمـپلکس تکـاب. (تجزیهٔ سنگ کل از: Saki، ۲۰۱۰b)

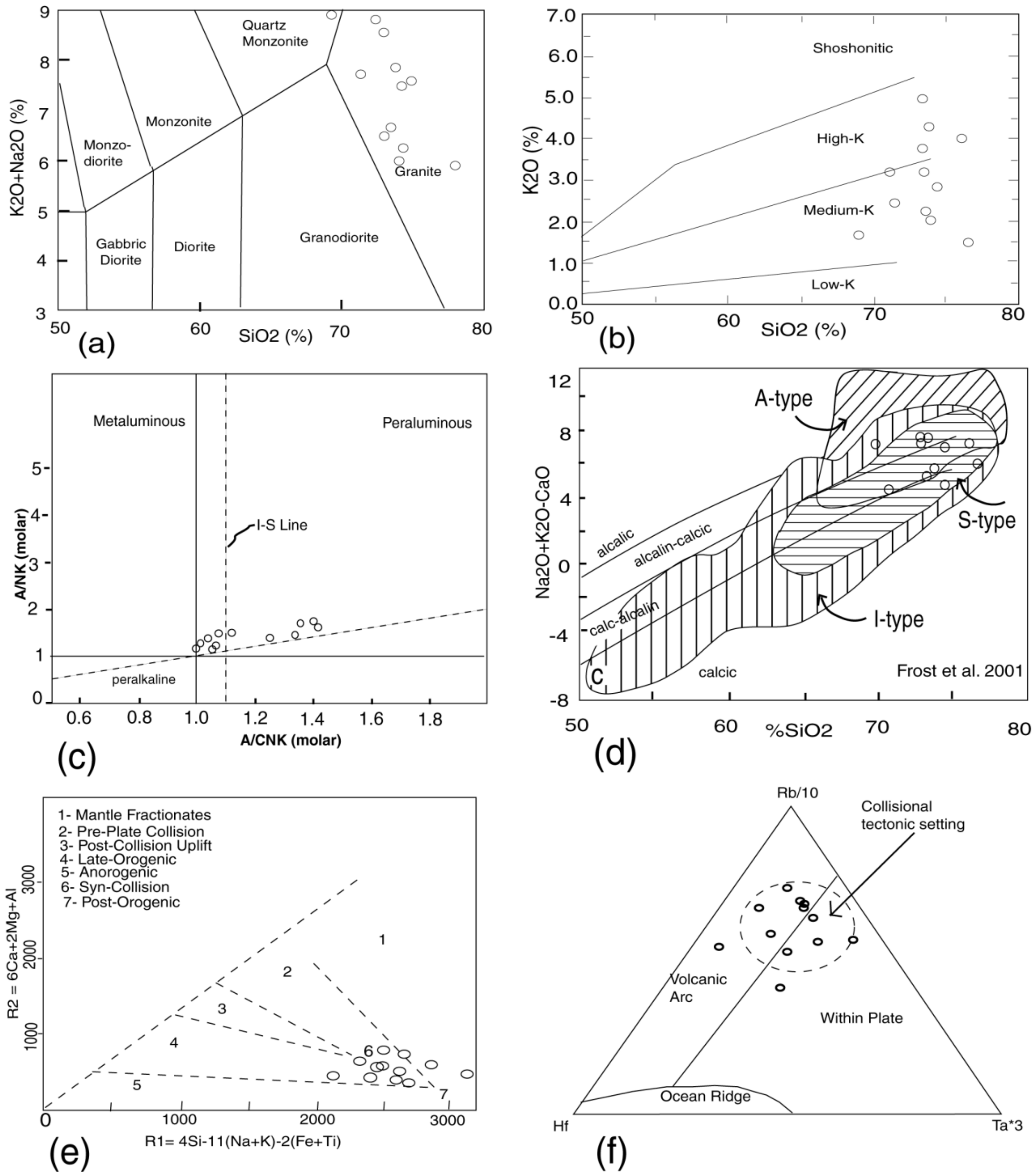
Sample No.	24	28	21F	23A	23K	47E	47G	50A	67D	AS6D	11	12
SiO_2	69.0	73.5	73.8	72.9	73.6	71.4	72.9	76.2	73.8	74.1	76.80	71.20
Al_2O_3	17.9	15.65	13.50	14.0	14.55	13.85	14.10	11.95	14.60	14.10	13.15	15.27
Fe_2O_3	0.56	0.96	3.06	0.80	0.66	1.24	0.78	0.74	0.65	1.12	0.70	1.48
CaO	1.90	1.18	1.58	1.04	0.89	1.95	0.51	0.61	0.68	1.12	0.70	1.8
MgO	0.07	0.30	0.05	0.13	0.07	0.39	0.09	0.06	0.15	0.23	0.1	0.44
Na_2O	7.58	4.03	4.64	4.75	5.16	4.03	2.57	3.53	3.50	3.72	3.88	4.11
K_2O	1.61	2.21	2.23	3.96	3.25	2.50	4.96	4.05	4.31	2.08	1.52	3.33
TiO_2	0.01	0.08	0.06	0.04	0.03	0.16	0.02	0.03	0.05	0.09	0.02	0.21
MnO	0.15	0.08	0.10	0.03	0.13	0.02	0.13	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
P_2O_5	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01<	0.06	0.01	0.06
LOl	0.98	1.59	0.85	1.02	0.83	2.28	2.03	0.83	1.46	2.11	0.87	0.5
Total	99.8	99.7	100.0	99.0	99.3	98.1	98.1	98.1	99.4	99.0	98.16	98.61
Ba	118	277	619	1300	576	1250	102.0	350	1020	566	66.1	1110
Ce	6.5	5.7	29.8	11.8	13.4	34.8	14.9	10.4	8.5	10.5	2	20.5
Co	0.9	0.6	0.8	1.5	0.6	2.0	0.7	1.9	1.1	1.7	0.8	2.8
Cr	130	240	230	310	200	170	190	200	180	310	10	10
Cs	0.99	0.94	0.56	0.62	1.97	0.57	5.56	0.74	0.67	1.00	0.51	3.53
Cu	6	9	9	50	7	15	9	22	14	19	11	15
Dy	3.48	1.59	3.22	1.58	2.65	0.97	3.70	2.69	0.94	2.11	0.12	1.01
Er	2.27	1.68	2.93	1.23	1.04	0.52	2.18	1.67	0.56	1.36	0.1	0.71
Eu	0.32	0.26	0.42	0.41	0.36	0.84	0.19	0.16	0.47	0.42	0.08	0.51
Ga	21.9	18.5	17.7	16.8	22.5	15.9	21.0	14.4	19.3	15.0	21.5	24

جدول ۳- ادامه

Sample No.	24	28	21F	23A	23K	47E	47G	50A	67D	AS6D	11	12
Gd	1.91	0.83	1.74	1.05	3.42	1.64	2.44	2.19	1.00	1.56	0.12	1.08
Hf	3.5	3.4	3.8	1.3	3.8	2.2	2.5	3.5	1.6	1.2	1.3	2.7
Ho	0.69	0.44	0.79	0.34	0.41	0.18	0.75	0.53	0.18	0.42	0.03	0.22
La	3.3	4.2	12.8	6.8	6.8	20.8	8.6	5.0	5.2	5.2	1.1	8.2
Lu	0.46	0.43	0.63	0.18	0.12	0.07	0.31	0.29	0.08	0.25	0.02	0.11
Mo	3.00	5.00	8.00	7.00	5.00	3.00	4.00	4.00	4.00	8.00	2	3
Nb	5.9	19.3	4.2	5.8	51.1	4.1	37.6	4.3	8.3	7.8	8.6	15.8
Nd	3.1	2.2	8.6	4.5	7.3	12.1	6.2	6.2	3.9	4.9	0.7	6.2
Ni	<5	<5	9.00	9.00	5.00	5.00	6.00	5.00	8.00	11.0	5	5
Pb	21	16	18	37	43	15	25	20	41	31	28	35
Pr	0.77	0.61	2.66	1.32	1.66	3.62	1.74	1.39	1.03	1.28	0.19	1.72
Rb	45.7	75.7	53.9	70.9	70.3	63.7	222	84.2	87.4	65.4	48.3	139.5
Sm	1.22	0.58	1.51	0.95	2.82	1.84	1.90	2.00	0.95	1.23	0.13	1.23
Sn	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00	1.00	4.00	1.00	1.00	2.00	1	1
Sr	87.1	104.0	214	93.7	71.7	549	41.5	112.5	295	182.0	76.6	516
Ta	1.0	1.1	0.2	0.6	9.3	0.3	4.6	0.8	0.5	0.8	0.8	1.4
Tb	0.46	018	0.37	0.22	0.52	0.19	0.51	0.41	0.14	0.30	0.02	0.16
Th	4.29	3.23	5.81	3.46	10.95	6.07	7.79	22.5	2.94	2.33	4.4	4.37
Tm	0.38	0.31	0.54	0.19	0.14	0.06	0.34	0.28	0.08	0.22	0.02	0.11
U	1.97	1.47	1.18	0.85	2.06	1.16	1.44	2.09	0.89	0.86	1.24	2.13
V	5	11	9	16	5	9	7	10	11	17	7	21
W	4	12	12	16	11	8	9	10	9	13	1	11
Y	23.2	11.9	24.7	11.4	16.8	5.0	23.7	13.2	5.2	12.9	1	6.9
Yb	3.07	2.56	3.69	1.08	0.95	0.45	2.35	2.01	0.54	1.67	0.14	0.73
Zn	11	22	47	110	17	21	36	11	17	22	14	46
Zr	41	80	110	30	41	80	33	66	38	39	17	82
Eu/Eu*	0.64	1.15	0.79	1.25	0.35	1.45	0.27	0.23	1.47	0.93	1.16	1.10
ASI	1.01	1.40	1.04	1.00	1.06	1.07	1.33	1.05	1.25	1.35	1.11	1.41
La_n/Yb_n	1.48	3..97	4.65	3..92	1..32	6.20	2.48	1..37	3.00	2.31	3.10	3.05

تکامل دگرگونی کمپلکس تکاب

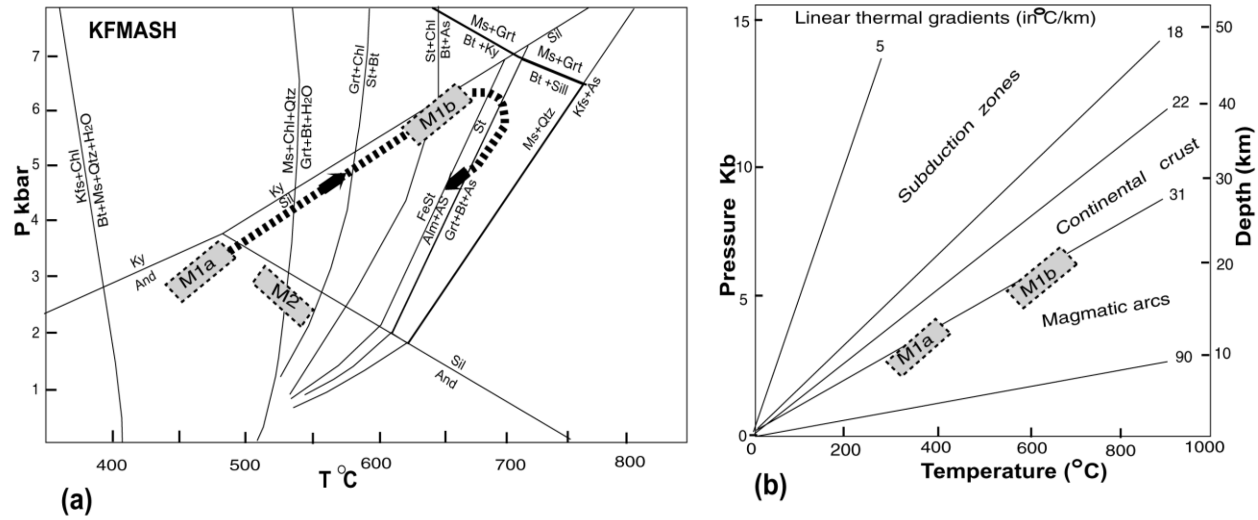
برای پی‌بردن به سری دگرگونی و مسیر P- T از داده‌ها و روش‌های به‌دست‌آوردن دما و فشار در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده یا متاپلیت‌ها (Saki *et al.*, 2011) و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته (Moazzen *et al.*, 2009) بهره گرفته شد. با دردست‌داشتن دما و فشار دگرگونی گرادیان زمین‌گرمایی برای هر یک از فازهای دگرگونی به‌دست آورده می‌شود. میانگین دما و فشار تقریبی دگرگونی M_{1b} (اوج دگرگونی) در سنگ‌های متاپلیتی به‌ترتیب ۶۰۰ درجه سانتیگراد و ۶ کیلوبار است (شکل ۷- a). اوج دگرگونی M_{1b}، در شرایط دمای بالا و فشار میانگین، یا به‌گفتهٔ دیگر، دگرگونی نوع باروین رخ داده است و نشان‌دهندهٔ شار دمایی بالا در این بخش از پوستهٔ کمپلکس تکاب است. گرادیان زمین‌گرمایی در این بخش نزدیک‌به ۳۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر ($°Ckm^{-1}$ ۳۰) است و نشان‌دهندهٔ نرخ میانگین شار حرارتی در پوستهٔ بالایی کمپلکس تکاب است (شکل ۷- b). این منطقه از دیدگاه پهنهٔ زمین‌ساختی، بخشی از مناطق پوستهٔ قاره‌ای (continental crust) به‌شمار می‌رود. سنگ‌های دگرگونی کمپلکس تکاب از دیدگاه رده‌بندی فشار برپایهٔ رده‌بندی Spear (۱۹۹۳) بی‌گمان از دگرگونی‌های فشار متوسط هستند.



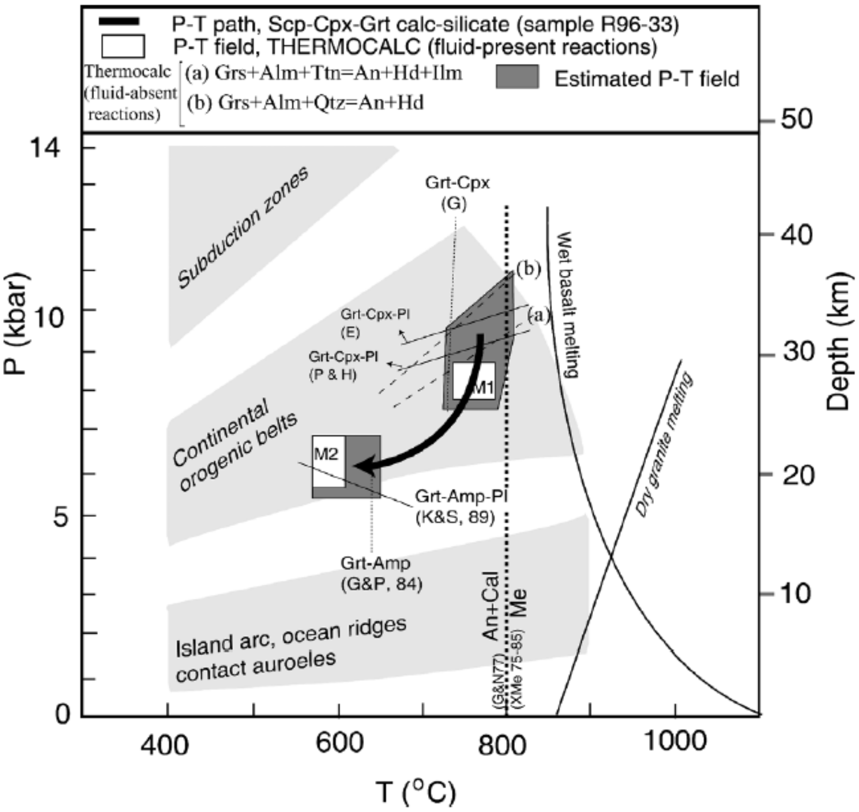
شکل ۶- گرانیتوییدهای کمپلکس تکاب در: a) نمودار رده‌بندی TAS؛ b) نمودار SiO_2 دربرابر K_2O برای شناسایی سری گرانیتوییدها؛ c) نمودار A/CNK دربرابر A/NK برای شناسایی نوع گرانیتوییدها؛ d) نمودار SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O-CaO (Frost *et al.*, 2001) برای شناسایی نوع گرانیتوییدها؛ e، f) نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی (توضیح در متن)

برپایهٔ شکل ۸- a، منحنی P-T از میدان پایداری و تبلور کیانیت- آندالوزیت (خط واکنشی) آغاز می‌شود و سپس از میدان پایداری و تبلور سیلیمانیت گذر می‌کند و در پایان به میدان پایداری آندالوزیت وارد می‌شود. همان‌گونه‌که در شکل دیده می‌شود، در سنگ‌های کالک‌سیلیکاته نیز دگرگونی در منطقه‌ای که بر گرادیان

حرارتی کمربندهای کوهزایی قاره‌ای منطبـق اسـت، قـرار می‌گیرد و بـا دگرگـونی متاپلیـت‌هـا مشـابه اسـت. نکتـهٔ دیگری که از دگرگونی سنگ‌های متاپلیتی در شـکل ۷ و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته در شـکل ۸ دریافـت مـی‌شـود تکامل دگرگونی در جهت عقربـه‌هـای سـاعت اسـت کـه شاخصه همهٔ پهنه‌های کوهزایی در دنیاست.



شکل ۷- سنگ‌های رسی دگرگون شده تکاب در: a) نمودار شرایط P-T و مسیر دگرگونی (Saki *et al*., 2008)؛ b) نمودار گرادیان زمین‌گرمایی سنگ‌های رسی دگرگون‌شده و جایگاه زمین‌ساختی آنها



شکل ۸- شرایط P- T و مسیر دگرگونی در سنگ‌های کالک‌سیلیکاته (Moazzen *et al*., 2009)

نتیجه‌گیری

سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی کهن که در کمپلکس تکاب رخنمون دارند بخشی از پهنهٔ ایران‌مرکزی هستند. این سنگ‌ها شامل گنیس‌ها، گرانیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، کالک‌سیلیکات‌ها، متاپلیت‌ها و الترامافیک‌ها هستند. سنگ‌های دگرگونی کمپلکس تکاب از دیدگاه رده‌بندی فشار بی‌گمان از دگرگونی‌های فشار متوسط هستند. زمین‌شیمی سنگ کل این نمونه‌ها نشان می‌دهد این سنگ‌ها در ارتباط با کمان ماگمایی و مرز فعال قاره‌ای هستند. همچنین، سری دگرگونی و مسیر P-T سنگ‌های دگرگونی به‌خوبی نشان می‌دهد این سنگ‌ها شاخص کمربندهای کوهزایی هستند و در هنگام بالاآمدگی سریع در سطح زمین جای گرفته‌اند. این منطقه از دیدگاه پهنهٔ زمین‌ساختی در مناطق پوستهٔ قاره‌ای (continental crust) جای می‌گیرند. در کل، این مجموعه مانند ایران‌مرکزی بخشی از سیستم کوهزایی بزرگ نئوپروتروزوییک- پالئوزوییک پیشین است که در طول حاشیه پروتوتتیس ابرقاره گندوانا فعال بوده است. این سیستم از حاشیه باختری تا حاشیه هیمالیا شبه‌قاره هند گسترش داشته است. سن‌های مطلق و نسبی کمپلکس تکاب و همچنین، رخنمون سنگ‌های الترامافیک و افیولیتی در مجاورت سنگ‌های دگرگونی درجه بالا نیز از این ایده حمایت می‌کند.

سپاس‌گزاری

بخشی از این پژوهش با پشتیبانی و همکاری‌های پرفسور Roland Oberhänsli از دانشگاه Potsdam آلمان و پرفسور مؤذن از دانشگاه تبریز انجام گرفته است که صمیمانه از ایشان سپاس‌گزاری می‌شود. از معاونت پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز نیز برای در اختیار گذاشتن پژوهانهٔ سال ۹۵ برای انجام بخشی از این پژوهش سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Altherr, R. and Siebel, W. (2002) I- type plutonism in a continental back- arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 143: 397–415.

Asadpour, M., Mohammad Pourmoafi, S. and Heuss, S. (2013) Geochemistry, petrology and U- Pb geochronology of Ghazan mafic- ultramafic intrusion, NW Iran. Iranian Journal of Petrology 4(14): 1-16 (in Persian).

Babakhani, A. and Ghalamghash, J. (1990) 1/100000 Takht –Soliman map, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Barker, F. (1979) Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Trondhjemites, Dacites and Related Rocks (Ed. Barker, F.) 1–12. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretion of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology 48: 43- 55.

Berberian, M. (1976) An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; a seismotectonics review of the country. Geological Survey of Iran 39: 7- 141.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210–265.

Brown, G. F. and Coleman, R. G. (1972) The tectonic framework of the Arabian Peninsula. 24th International Geology Congress, Montreal, Section 3: 300- 305.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173–174.

Eftekhar-Nezhad, J. (1978) The Takab Quadrangle map (scale 1:250,000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Frisch, W. and Al-Shanti, A. (1977) Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian shield. Tectonophysics 43: 293- 306.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033- 2048.

Garcia, D., Coelho, J. and Perrin, M. (1991) Fractionation between TiO_2 and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal). European Journal of Mineralogy 3(2): 401-414.

Gerdes, A., Wörner, G. and Henk, A. (2000) Post- collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. Journal of the Geological Society157:577-587.

Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F. (2006) Marble- hosted sulfide ores in the Angouran Zn- (Pb–Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. Mineral Deposita 41: 1–16.

Haghipour, A. (1974) Etude geologique de la region de Biabanak- Bafg (Iran- Central); Petrologie et tectonique de socle Precambrien et de sa couverture. These, universite scientifique et Medicale de Grenoble, France.

Haghipour, A. and Pelissier, G. (1967) Orientation diagrams for lineation (B- axes) in metamorphic complex, Takab area (NW Iran). Map Scale 1/500000. Geological Survey of Iran (unpublished).

Hajialioghli, R. and Moazzen, M. (2017) Mineralogy, Texture and Retrograde PT evolution of granulites during cooling and exhumation; NE Takht-e-Soleyman Metamorphic Complex, NW Iran. Geosciences 27: 105-116.

Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M. (2007) Serpentine polymorphs and P- T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. Mineralogical Magazine 71(2): 203–222.

Hamdi, B. (1995) Precambrian_Cambrian deposits in Iran. In: Treatise of the Geology of Iran (Ed. Hushmandzadeh, A.). Geological Survey of Iran, Tehran, 20: 1- 535.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M. P., Ries, A. C.) Special Publication 19: 67–81. Geological Society London, UK.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U- Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451: 71- 96.

Häussinger, H., Okrusch, M. and Scheepers, D. (1993) Geochemistry of premetamorphic hydrothermal alteration of metasedimentary rocks associated with the Gorob massive sulfide prospect, Damara Orogen, Namibia. Economic Geology 88: 72–90.

Herron, M. M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal Sedimentary Petrology 58: 820–829.

Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M. (2013) The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. Turkish Journal of Earth Sciences 21: 1-31.

Lotfi, M. (2001) Geology Map of Mahneshan (1:100,000). Geological Survey of Iran, Sheet No. 5663.

Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R. (1999) Sediment- hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. Mineral. Deposita 34: 673–696.

Middlemost E. A. K. (1994) Naming materials in the magma, igneous rock system. Earth Science Review 37: 215–224.

Moazzen, M., Oberhänsli, R., Hajialioghli, R., Möller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. and Jahangiri, A. (2009) Peak and post- peak P-T conditions and fluid composition for scapolite clinopyroxene- garnet cac- slicate rocks from the Takab area, NW Iran. European Journal of Mineralogy 21(1): 149–162.

Modjarrad, M., Moazzen, M. and Moayyed, M. (2010) Whole rock chemistry of Shahindezh metapelites, provenance and mineral parageneses. Iranian Journal of Petrology 1(4): 73- 88 (in Persian).

Nabavi, M. H. (1976) An introduction to the Iranian geology. Geological Survey of Iran, Teran (in Persian).

Nadimi, A. (2007) Evolution of the Central Iranian basement. Gondwana Research 12: 324- 333.

Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L. (2014) Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. Canadian Journal of Earth Sciences 51: 272–285.

Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. Episodes 19, 120–125. Journal of Petrology 42(11): 2033–2048.

Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, central Iran: U- Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303: 622–665.

Roser, B. P. and Korsch, R. J. (1986) Discrimination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. Journal Geology 94: 635–650.

Saki, A. (2010a) Proto- Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. Gondwana Research 17: 704- 714.

Saki, A. (2010b) Mineralogy, geochemistry and geodynamic setting of the granitoids from NW Iran. Geological Journal 45: 1- 16.

Saki, A., Moazzen, M. and Baharifar, A. (2012) Migmatites microstructures and partial melting of the Hamadan pelites within the Alvand aureole, West Iran. International Geology Review 54 (11): 1229-1240.

Saki, A., Moazzen, M. and Oberhänsli, R. (2011) P–T evolution of the Precambrian Metamorphic Complex, NW Iran: Study of metapelitic rocks. Geological Journal 46: 10- 25.

Saki, A., Moazzen, M., Modjtahedi, M. and Oberhansli, R. (2008) P- T evolution of Mahneshan Metamorphic Complex. Iranian Journal of Petrology 168(4): 80- 94 (in Persian)

Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. Journal of Asian Earth Sciences 24: 405- 417.

Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. and Fried, G. (2015). Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NWIran): Laser- ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. Tectonophysics 647–648: 146–171.

Shand, S. J. (1947) Eruptive Rocks. Thomas Murby and Co., London, UK.

Spear, F. S. (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure- temperature- time paths. Mineralogical Society of America Monograph 1.

Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. In: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, I. D. A.) Special Publications, 173: 1 –23**.** Geological Society, London, UK.

Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2003) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196: 17– 33.

Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. and Dewane, T. J. (2004) Structural and geochronological evidence for Oligo- Miocene intra- arc low- angle detachment faulting in the Takab- Zanjan area, NW Iran. Abstracts with Programs. Geological Society of America 36, 319.

Stö cklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 1229–1258.

Stöcklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: The geology of continent margins (Eds. Burke, C. A. and Darke, C. L.) 873-887. Springer, New York, US.

Stö cklin, J. and Setudenia, A. (1972) Lexique Stratigraphique International Volume III ASIE. Centre national de la Recherche scientifique 15, Quai Anatole France.

Stö cklin, J., Efterkharnejad, J. and Hushmandzadeh, A. (1972) Central Lut reconnaissance, East Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 22.