

ترکیب و منشأ ماسه‌های آبرفتی و بادی پلائیای گاوخونی (جنوب شرق اصفهان)

حمید رضا پاکزاد، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان*

محمد علی مکی زاده، کارشناس گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

مهرداد پسندی، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

زینب علی نیایی، دانشجوی کارشناس ارشد دانشگاه اصفهان

چکیده

پلائیای گاوخونی واقع در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرق اصفهان از پهنه‌های ماسه‌ای، گلی و نمکی تشکیل شده است. این پلایا شامل دوماحیط دلتایی و دریاچه پلائیایی است. در غرب آن تپه‌های ماسه‌ای به طول حدود ۴۵ کیلومتر گسترش دارند. اجزاء تشکیل دهنده رسوبات ماسه‌ای بادی و آبی را خرده سنگ‌های آندزیت، داسیت، توف، گرانیت، شیست، گنیس، سنگ آهک فسیل‌دار، ماسه سنگ و کانی‌های کوارتز و فلدسپات تشکیل می‌دهند. کانی‌های سنگین این رسوبات را مجموعه کانی‌های سنگین هورنبلند، پیروکسن، اپیدوت، زیرکن، گارنت، اسپینل، ایدوکراز، تورمالین، بیوتیت، ولاستونیت، مگنتیت، هماتیت، گوتیت و پیریت شامل می‌شوند. نتایج موید این است که اسکارن‌های فشارک واقع در شمال شرق منطقه منشأ کانی‌های اسپینل، ایدوکراز و ولاستونیت هستند. کانی‌های سیلیکاته سنگین هورنبلند، پیروکسن، اپیدوت، زیرکن، گارنت، تورمالین، بیوتیت و مگنتیت غالباً از نوار آتشفشانی ارومیه- دختر واقع در شمال شرق منطقه و پیریت، هماتیت و لیمونیت از انواع سنگ‌های آهن دار منطقه منشأ گرفته‌اند. مطالعات بیانگر این است که لیتولوژی و توزیع آن درحوزه آبریز پلایا و حمل ذرات توسط رودخانه دائمی زاینده رود در نوع جنس و توزیع ذرات در ماسه‌های آبی و بادی منطقه نقش زیادی داشته و سایر عوامل از اهمیت کمتری برخوردار بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: پهنه ماسه‌ای، پلائیای گاوخونی، کانی‌های سنگین

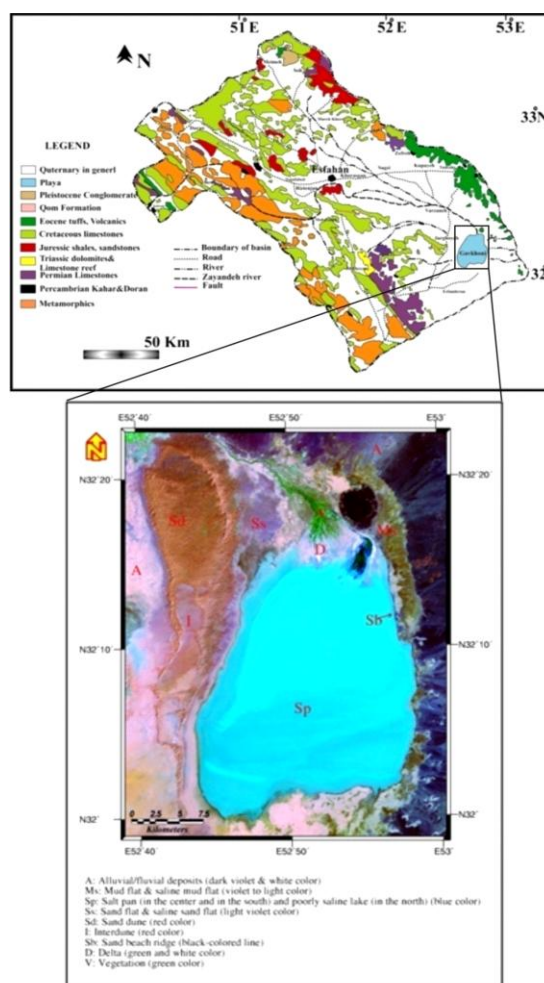
۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی اصفهان، بین طول جغرافیایی $۳۲^{\circ}۲۳'$ و $۳۲^{\circ}۰۰'$ شمالی و عرض جغرافیایی $۵۲^{\circ}۴۹'$ و $۵۲^{\circ}۴۳'$ شرقی قرار دارد (شکل ۱). سطح پلایا حدود ۱۴۷۴ متر بالاتر از سطح دریاست. این منطقه دارای آب و هوای خشک بوده و دامنه درجه حرارت آن از حدود ۱۷°C - در زمستان تا ۴۲°C + در تابستان تغییر می‌کند. باد از تمام جهات می‌وزد ولی جهت غالب باد جنوب-جنوب غربی است که در اواخر زمستان و اوایل بهار بیشترین فراوانی را دارد (Pakzad 2003).

پلایای گاوخونی در یک حوزه بین کوهستانی در ایران

مرکزی واقع شده است. فرورفتگی گاوخونی از جمله گودال‌های جداکننده زون زمین ساختمانی سنج-سیرجان از ایران مرکزی است که به موازات روراندگی زاگرس قرار دارد. سیستم ساختاری آن گرابن تا نیمه گرابن است که از کوهزایی و فوران‌های آتشفشانی در پایان کرتاسه و آغاز اتوسن حاصل گردیده است (Berberian 1983; Stoecklin 1968).

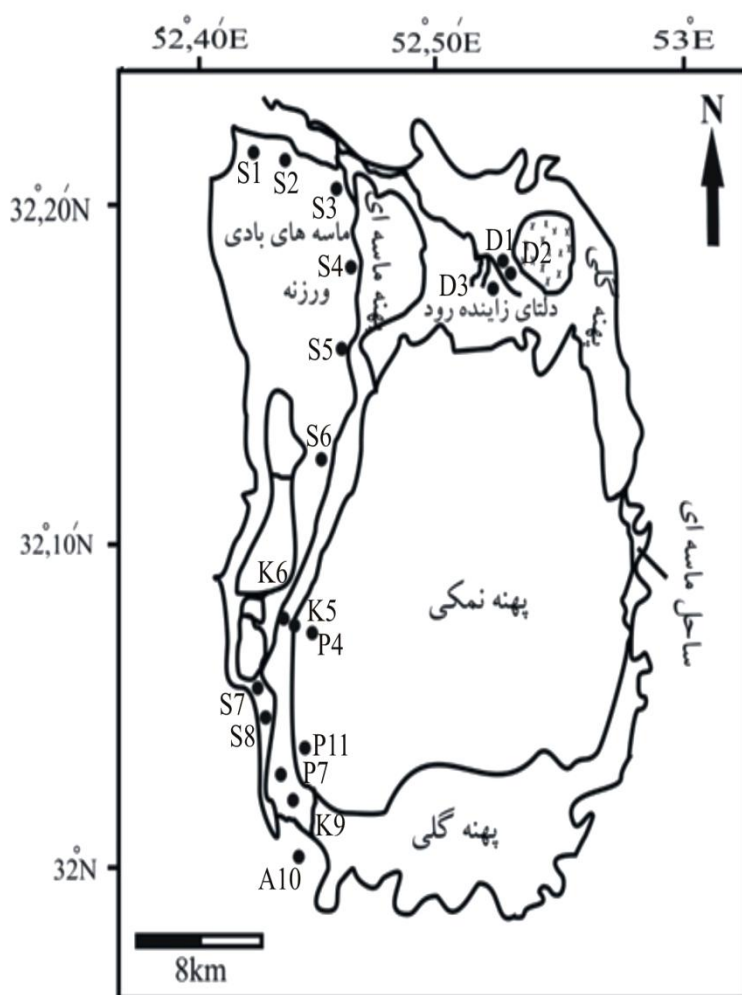
حوزه آبریز پلایا از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های رسوبی در غرب، جنوب غرب و شمال غرب، سنگ آذرین (عمدتاً ولکانیک) در شرق و شمال شرق و سنگ‌های دگرگونی در شمال غرب است (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی حوزه آبریز زاینده رود و عکس ماهواره‌ای پلایای گاوخونی (اقتباس از Pakzad 2003)

افکنه‌ای در شمال، جنوب، شرق و همچنین ماسه‌های بادی در غرب احاطه می‌گردد (شکل ۲).

منطقه مورد مطالعه متشکل از سه محیط اصلی مخروط‌افکنه، پلایای گاوخونی و ماسه‌های بادی می‌باشد. پلایای گاوخونی توسط رسوبات مخروط



شکل ۲ - موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و پهنه‌های ماسه‌ای، گلی و نمکی و نقاط نمونه برداری

آن منتهی می‌شوند.

پلایای گاوخونی از دو محیط رسوبی دلتایی و دریاچه‌ای غیر دائمی تشکیل شده است. دلتای زاینده رود از تعدادی کانال‌های انشعابی کم عمق و بین کانالی تشکیل شده و شامل رخساره‌های گل خاکستری تا سیاه، گل قهوه‌ای تا زرد و ماسه هستند. دریاچه غیر دائمی گاوخونی از رخساره‌های ماسه‌ای، ماسه‌ای گلی، گلی

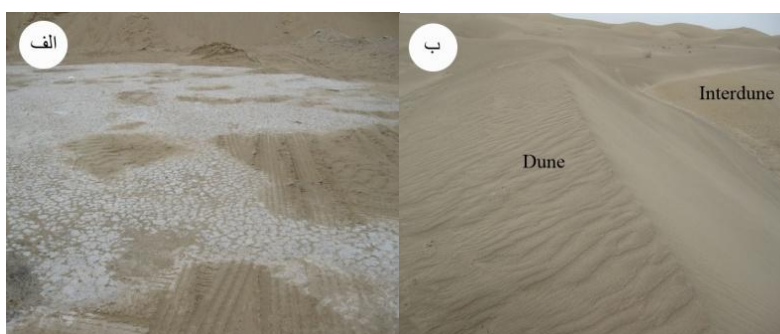
این پلایا در انتهایی‌ترین قسمت حوزه آبریز زاینده رود واقع شده است. منبع اصلی تغذیه کننده آن رودخانه زاینده‌رود می‌باشد. این رودخانه از منطقه کوهرنگ واقع در کوه‌های زاگرس سرچشمه گرفته و پس از طی مسافتی حدود ۴۴۰ کیلومتر در حاشیه شمال شرقی ماسه‌های بادی به پلایای گاوخونی می‌ریزد. علاوه بر آن تعدادی از رودخانه‌های فصلی و آبراهه‌ها نیز مستقیماً به

گسترش دارند. ماسه‌های بادی از لحاظ مورفولوژی شامل تپه‌های ماسه‌ای و بین تپه‌های ماسه‌ای است. (شکل ۴).

نمکی و نمکی تشکیل گردیده است (شکل ۳) (Pakzad and Fayazi 2007). ماسه‌های بادی با روند شمالی-جنوبی به طول ۴۵ کیلومتر و وسعت حدود ۱۲۵ کیلومتر مربع و به صورت یک ارگ بزرگ در غرب پلایا



شکل ۳ تصاویری از پلایای گاوخونی: الف- دلتا (حاشیه کانال‌های منشعب همراه با پوشش گیاهی)، ب- کانال منشعب در دلتا



شکل ۴ تصاویر الف) بین تپه‌های ماسه‌ای و ب) مرز تپه‌های ماسه‌ای و بین تپه‌های ماسه‌ای پلایای گاوخونی

قرار گرفته است (Pakzad 2003).

به دلیل وسعت حوزه آبریز رودخانه زاینده رود و پلایای گاوخونی و وجود انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی در این حوزه، خرده سنگ‌ها و کانی‌های سبک و سنگین ناشی از فرسایش سنگ‌های مذکور در رسوبات ماسه‌ای آبی و بادی منطقه مورد مطالعه متنوع می‌باشند (اجل لوئیان و پاکزاد ۱۳۸۰). هدف از این پژوهش بررسی پتروگرافی رسوبات ماسه‌ای آواری آبی و بادی منطقه و عوامل کنترل کننده تغییرات ترکیبی ماسه‌ها می‌باشد. بررسی رسوبات و تغییرات رسوبی در توالی چینه‌ای و نیز بررسی جنس و بافت ذرات شاخص خوبی برای تعیین منشأ رسوبات، فرآیندهای حمل و نقل

شناسایی خاستگاه و محیط رسوبی با استفاده از مجموعه کانی‌های سبک و سنگین روش شناخته شده‌ای در زمین شناسی است (Skocek and Saadallah 1972; Blatt 1982; Pettijan, 1983; Morton 1985; Acquafredda et al. 1997; Tucker 2001; Wong 2002; Cherian et al. 2004; Dinis and Soares 2007; Sawakuchi et al. 2009). در سال‌های اخیر مطالعاتی بر روی کانی‌های سبک و سنگین رسوبات عهد حاضر دریای عمان و دریاچه خزر از دیدگاه رسوب شناسی و کانی شناسی در ایران انجام شده است (Lahijani and Tavakoli 2011). رسوبات بادی و آبی پلایای گاوخونی نیز از نظر رسوب شناسی، محیط رسوبی و ژئومورفولوژی مورد بررسی

و رسوبگذاری آبی و بادی و تغییرات کوتاه و بلند مدت آب و هوایی قدیمه است.

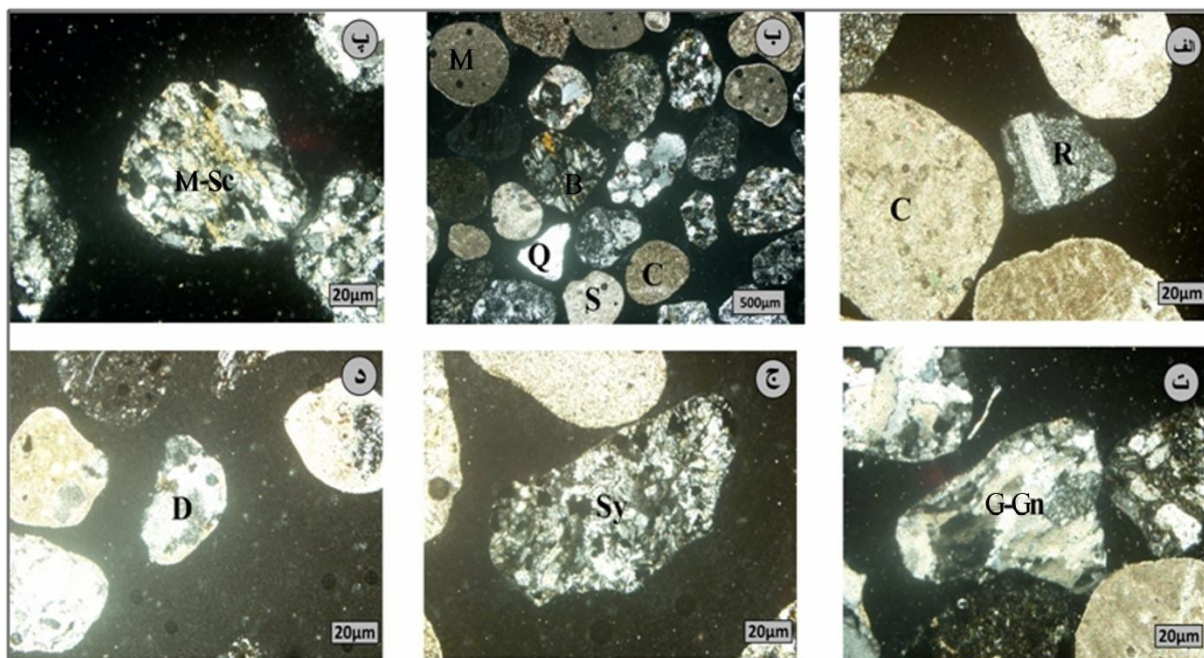
۲- روش مطالعه

در این تحقیق، ۴ نمونه از رسوبات ماسه‌ای آبرفتی (دلتای زاینده رود)، ۱۰ نمونه از تپه‌های ماسه‌ای و ۶ نمونه از پهنه‌های ماسه‌ای غرب پلایای گاوخونی (مجاور تپه‌های ماسه‌ای) برداشت گردید (شکل ۱). دانه‌بندی رسوبات به روش الک مرطوب و خشک انجام شد (Lindholm 1987, Tucker 1988). برای تشخیص خرده سنگ‌ها و کانی‌های کوارتز و فلدسپات، ۲۰ مقطع نازک در حد ماسه متوسط (۰/۵-۰/۲۵ میلی متر) تهیه و توسط میکروسکوپ دو چشمی پلاریزان از لحاظ کمی و کیفی بررسی گردید. برای تشخیص کانی‌های سنگین، ذرات ماسه دانه ریز (۰/۱۲۵-۰/۲۵ میلی متر) توسط برومفورم جداسازی شدند و پس از تهیه مقاطع نازک

و صیقلی توسط میکروسکوپ پلاریزان و انعکاسی بررسی گردیدند (Mange and Maurer 1991; Lindholm 1987). خرده سنگ‌ها و هر یک از کانی‌های سبک و سنگین شمارش شده و درصد آنها به تفکیک تعیین گردید. برای تعیین کانی‌های سنگین فرعی، دو نمونه رسوب یکی از شمال و دیگری از جنوب منطقه به روش XRD (X-Ray Diffractometer, Bruker,) (D8ADVANCE, Germany) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان آنالیز گردید.

۳- بحث و بررسی

بررسی مقاطع نازک و صیقلی رسوبات ماسه‌ای دانه متوسط و ریز نشان می‌دهد که این رسوبات متشکل از خرده سنگ‌های رسوبی، آذرین، دگرگونی و کانی‌های سبک کوارتز، فلدسپات و کانی‌های سنگین تیره و روشن می‌باشند (شکل ۵ الف و ب) (جدول ۲).



شکل ۵- عکس‌های میکروسکوپی مقاطع نازک در نور پلاریزه (XPL)، بازالت (B)، داسیت (D)، گرانیت گنیسی (G-Gn)، میکرایت (M)، میکا شیست (M-Sc)، کوارتز (Q)، ریولیت (R)، اسپارایت (S)، سی نیت (Sy)

جدول ۲- درصد خرده سنگ‌ها و کانی‌ها در رسوبات دلتا (D) و پهنه ماسه‌ای (A,K,P) - (محل در شکل ۲)

ایستگاه	D1	D2	D3	P1	P2	K1	K2	K3	K4	A1
آذرین	۶۰/۲۳	۵۶/۶۴	۴۸/۰۸	۲۶/۲۴	۱۷/۳۶	۲۳/۵	۱۲/۳	۱۴/۲۲	۱۸/۷۴	۱۱/۶۶
رسوبی	۱۶/۵۸	۲۴/۴۶	۳۰/۸	۵۵/۸۳	۶۵/۴	۶۷	۶۶/۵۳	۶۶/۳	۷۲	۸۳/۳
دگرگونی	۵/۵۲	۴/۰۶	۳/۲۸	۲/۱	۱/۳۷	۲/۴	۱/۷	۰/۹	۰	۰
کوارتز	۱۴/۸	۱۱/۵۳	۱۱/۷۸	۱۲/۳۶	۸/۲	۱۵/۱	۱۲/۱۳	۱۵/۷۳	۹	۵
فلدسپات	۴/۸	۱/۲۶	۱/۱۱	۲/۳	۱	۱/۵	۱/۲	۱/۰۳	۰	۰
کانی سنگین	۱/۶۱	۲/۲	۲/۵	۱/۱۷	۰/۵۳	۱/۶۷	۱/۳۷	۱/۹۹	۱/۲۶	۰/۰۴

۳-۱- خرده سنگ‌های رسوبی

خرده سنگ‌های رسوبی شامل سنگ‌های شیمیایی و بیوشیمیایی (سنگ آهک، دلمیت و چرت) و سنگ‌های آواری (سیلتستون، شیل و ماسه سنگ) می‌باشند. متوسط درصد خرده سنگ‌های رسوبی در رسوبات پلازیایی

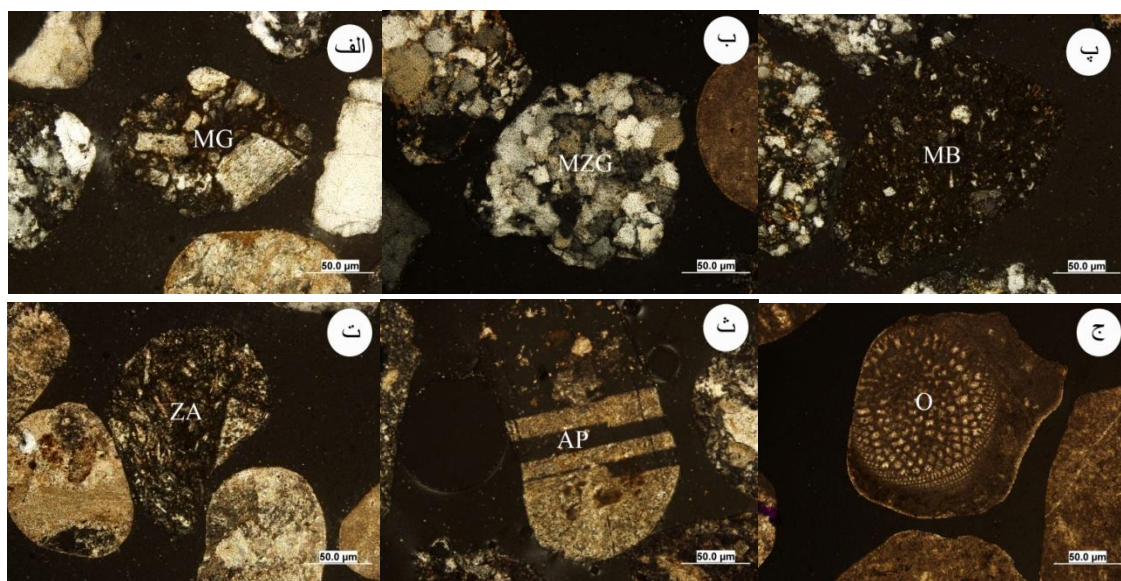
حدود ۵۳/۷۱٪ (تقریباً ۴۹/۴۳٪ سنگ آهک و ۴/۲۸٪ غیر کربنات) (جدول ۲) و در ماسه‌های بادی ۵۵/۸۷٪ (۵۲/۳۷٪ سنگ آهک و ۳/۵٪ غیر کربنات) است (جدول ۳).

جدول ۳- درصد خرده سنگ‌ها و کانی‌ها در تپه‌های ماسه‌ای بادی

ایستگاه	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
آذرین	۵۵/۴	۵۳/۲۲	۵۳/۷	۴۲	۳۱/۸۵	۳۰/۸	۲۶	۱۶/۳۶
رسوبی	۲۲/۰۵	۲۶/۳۳	۲۲/۸	۷۳/۹۳	۵۵/۷۴	۵۸/۲	۶۶/۷۵	۸۰
دگرگونی	۳/۱۲	۵/۲	۲/۸	۲/۰۶	۲/۳۹	۰	۱	۰
کوارتز	۱۵/۱	۱۰/۲۲	۱۷	۱۵	۷/۸۴	۹	۵	۳
فلدسپات	۱	۲/۰۲	۱/۲	۱	۱	۰/۵	۰	۰
کانی سنگین	۳/۴۱	۳/۰۱	۲/۵	۲/۰۱	۱/۸	۱/۵	۱/۲۵	۰/۶۴

خرده سنگ‌های آهکی شامل میکرایت، اسپرایت، (بایواسپرایت و بایومیکرایت) می‌باشند (شکل ۶ ج). خرده های بیوژنیک اساساً از میکرو فسیل‌های فرامینیفر (اربیتولینا، میلیولید و استراکود)، جلبک‌ها (قرمز و سبز) و استراکود و گاستروپود آب‌های شیرین تشکیل شده است (شکل ۶ ج). اربیتولینا واجد سن آپتین، جلبک‌ها دارای سن آپتین- ماسترشتین، گاستروپود و استراکود

متعلق به کواترنر هستند. دانه‌های سنگ آهک عمدتاً از سنگ‌های رسوبی دوره کرتاسه و به‌طور جزئی از ترشیری (اولیگوموسن) منشأ شده‌اند. میزان درصد ذرات سنگ آهک در ماسه‌های بادی از شمال به جنوب افزایش می‌یابد. سنگ‌های رسوبی اساساً در غرب، جنوب غرب و شمال غرب پلازیای گاوخونی گسترش دارند.



شکل ۶- عکس‌های میکروسکوپی مقاطع نازک ذرات ماسه متوسط در نور پلاریزه (XPL)، (الف) گرانیت بابافت مورتار، (ب) مونزو گرانیت، (پ) بازالت میلونیتی، (ت) آندزیت ژئولیتی، (ث) پلاژیوکلاز آلبیتی

۳-۲- خرده سنگ‌های آذرین

متوسط درصد خرده سنگ‌های آذرین حدود ۳۱/۱۴٪ در رسوبات دلتا (جدول ۲) و ۲۸/۳۷٪ در ماسه‌های بادی است (جدول ۳). خرده سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت بازالت، آندزیت (شکل ۶ ت)، داسیت، ریوداسیت و سی نیت (شکل ۵ ج و د) و خرده سنگ‌های گرانیت و میکرو گرانیت می‌باشند. فراوانی آنها از شمال به جنوب ماسه‌های بادی کاهش می‌یابد. منشأ خرده سنگ‌های آتشفشانی اساساً سنگ‌های آتشفشانی نئوژن که بیشتر در قسمت‌های شمال و شمال شرق منطقه رخنمون دارند، می‌باشند و منشأ خرده سنگ‌های پلوتونیک، سنگ‌های پلوتونیک پراکنده واقع در شمال و غرب حوزه آبریز هستند (خدای ۱۳۷۷؛ خیرخواه ۱۳۷۹).

۳-۳- خرده سنگ‌های دگرگونی

خرده سنگ‌های دگرگونی بیشتر شامل کلریت شیست، کوارتز شیست، میکا شیست، کوارتزیت و گنیس می‌باشند (شکل ۵ پ). متوسط درصد خرده سنگ‌های دگرگونی در دلتا ۲/۲۵٪ (جدول ۲) و در ماسه‌های بادی ورزنه ۲/۰۵٪ است (جدول ۳). درصد این ذرات از شمال به جنوب منطقه کاهش یافته و بیشترین فراوانی در قسمت‌های شمال غربی منطقه مشاهده می‌گردد. منشأ خرده سنگ‌های دگرگونی از رشته کوه‌های قسمت‌های شمال غربی و غربی بخش بالا دست حوزه زهکشی رودخانه زاینده رود (پی سنگ دگرگونی زون سنندج-سیرجان) می‌باشد (داوودیان ۱۳۸۴).

گارنت فراوانی حدود ۰/۴۶٪ دارای برجستگی بالا بوده و در PPL بی رنگ است، ولی در XPL به رنگ صورتی کم رنگ و قهوه‌ای دیده می‌شود. منشأ آن می‌تواند از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای زون سندنج- سیرجان و یا

دگرگونی‌های مجاورتی شمال شرقی منطقه یعنی زون ارومیه - دختر باشد (شکل ۷ ت، شکل ۸).

گرانیتی و سایر سنگ‌های آذرین حوزه آبریز پلایا وجود دارد. (شکل ۷ ب، شکل ۸).

۳-۱-۵-۳- اسپینل

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، ایزوتروپ با برجستگی بالا، در PPL بی‌رنگ ولی در XPL به صورت قهوه‌ای تا سبز زیتونی مشاهده گردید. منشأ آنها سنگ‌های دگرگونی اسکارن فشارک واقع در ۳۰ کیلومتری شمال غربی پلایای گاوخونی می‌باشد (شکل ۷ الف).

۳-۱-۵-۴- تورمالین

تورمالین دارای فراوانی حدود ۰/۷۹٪، است. دارای برجستگی بالا، خاموشی موازی، فاقد رخ و در PPL بی‌رنگ بوده، ولی در XPL به رنگ آبی خاکستری تا زیتونی قهوه‌ای، سبز و زرد کم رنگ دیده می‌شود و دارای پلئوکروئیسم معکوس می‌باشد. این کانی بیشتر در پگماتیت‌ها، گرانیت‌ها و در بعضی شیست‌های دگرگونی و گنیس‌ها دیده می‌شود (شکل ۸). خاستگاه آن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای واقع در غرب و سنگ‌های آذرین اسیدی پراکنده در حوزه آبریز گاوخونی است.

۳-۱-۵-۵- زیرکن

زیرکن دارای فراوانی ۱/۲۵٪، بوده و بیشترین فراوانی را در دلتای زاینده رود دارد. از ویژگی‌های آن خاموشی موازی، برجستگی بالا بی‌رنگ تا خاکستری در نور طبیعی ولی چند رنگی سبز، صورتی و نارنجی در XPL است. در اطراف آن یک هاله دیده می‌شود. این هاله به علت اورانیومی است که در ساختار آن وجود دارد و دارای زونینگ می‌باشد. این کانی بیشتر در سنگ‌های

۳-۱-۵-۶- هورنبلند

هورنبلند با فراوانی حدود ۱۷/۹٪، بیشترین فراوانی را در دلتای زاینده رود دارد. به صورت بلورهای سوزنی، کشیده با چند رنگی سبز، قهوه‌ای، قهوه‌ای مایل به قرمز مشاهده می‌شود و خاموشی مایل دارد. در بعضی از مقاطع به اکسی هورنبلند تبدیل شده یعنی در اطراف آن یک حاشیه سوخته دیده می‌شود که ناشی از شرایط اکسیداسیون در حین یا بعد از فوران ماگما است. منشأ آن سنگ‌های آذرین زون آتشفشانی ارومیه - دختر در شمال شرقی پلایای گاوخونی می‌باشد (شکل ۷ ث، شکل ۸).

۳-۱-۵-۷- پیروکسن

پیروکسن با متوسط فراوانی حدود ۱۴/۵۵٪، بیشترین فراوانی را در دلتای زاینده رود دارد. دارای رخ و در PPL سفید، ولی در XPL به صورت سبز، آبی و صورتی دیده می‌شود. این کانی خاموشی مایل داشته و خاستگاه آن سنگ‌های ماگمایی زون آتشفشانی ارومیه - دختر در شمال شرقی پلایای گاوخونی می‌باشد (شکل ۷ پ، شکل ۸).

۳-۱-۵-۸- بیوتیت

این کانی با متوسط فراوانی حدود ۰/۸۵٪ در PPL به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای زرد، قهوه‌ای قرمز و سبز زیتونی دیده می‌شود. دارای خاموشی موازی و پلی کروئیسم مستقیم است. منشأ بیوتیت سنگ‌های ماگمایی زون آتشفشانی ارومیه - دختر می‌باشد (شکل ۷ ح، شکل ۸).

۳-۱-۵-۹- ولستونیت

ولستونیت یک شبه پیروکسن و دارای ماکل است. این کانی در مقاطع عرضی شبیه مستطیل می‌باشد و خاموشی موازی دارد و در نور طبیعی بی‌رنگ، ولی در XPL به رنگ سبز مایل به آبی دیده می‌شود. منشأ ولستونیت احتمالاً سنگ‌های دگرگونی اسکارن فشارک است که در ۳۰ کیلومتری شمال غربی پلایای گاوخونی واقع گردیده‌اند (شکل ۷ ج).

۳-۱-۵-۱۲- ایدیوکراز

ایدیوکراز دارای برجستگی زیاد بوده و در PPL بی‌رنگ، ولی در XPL به رنگ آبی سیر تا بنفش دیده می‌شود. این کانی بیشتر در زون‌های دگرگونی همبری یافت می‌شود، احتمالاً منشأ آن سنگ‌های دگرگونی اسکارن فشارک می‌باشد (شکل ۷ خ).

۳-۱-۵-۱۳- ترمولیت - اکتینولیت

این کانی به شکل منشور طویل و به صورت اجتماعی ستونی تا الیافی دیده می‌شود. در PPL بی‌رنگ تا سبز کم رنگ است و منشأ آن سنگ‌های دگرگونی همبری و شیبست‌های دگرگونی و سنگ‌های آهکی دگرگونی ابتدای حوزه آبریز پلایا می‌باشد.

۳-۱-۵-۱۴- پیدمونیت

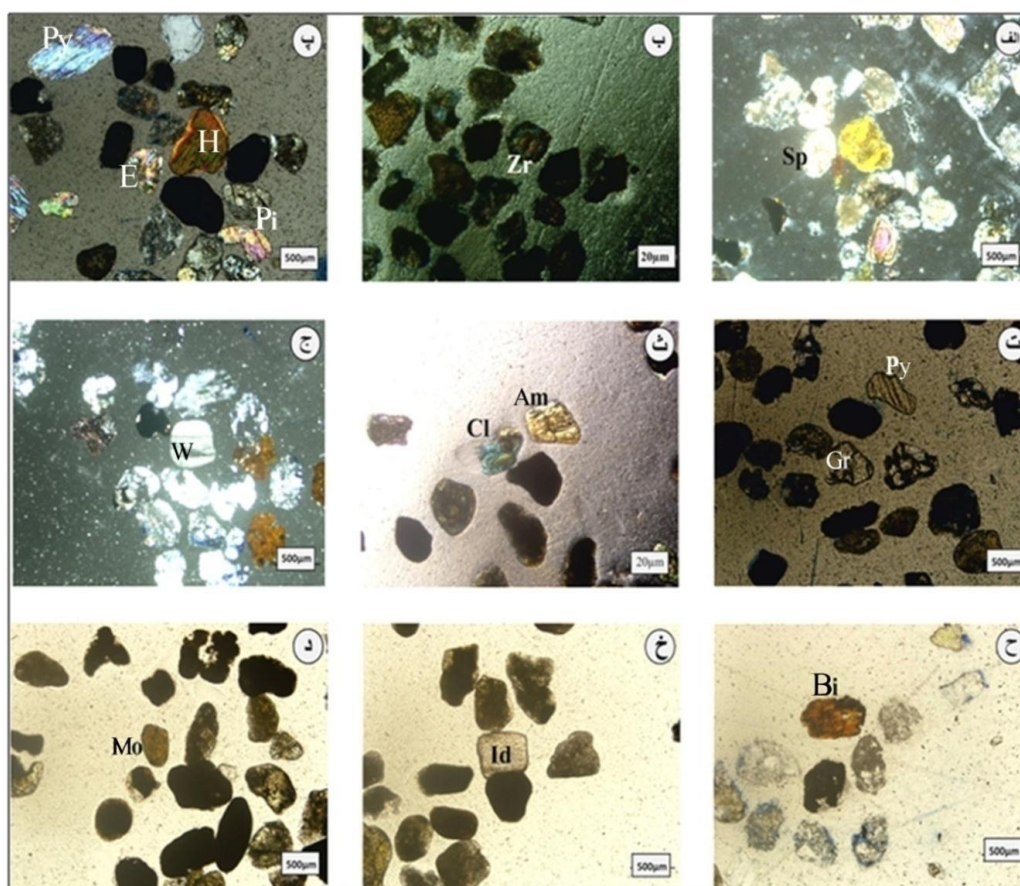
این کانی دارای فراوانی کمی بوده و یک نوع اپیدوت منگن‌دار است و در XPL به رنگ صورتی دیده می‌شود و در PPL بی‌رنگ و دارای برجستگی بالا می‌باشد. پیدمونیت اغلب در شیبست‌های دگرگونی و گنیس یافت می‌شود و منشأ آن می‌تواند سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای زون سنندج - سیرجان باشد. (شکل ۷ پ).

۳-۱-۵-۱۰- کلینوزوایزیت

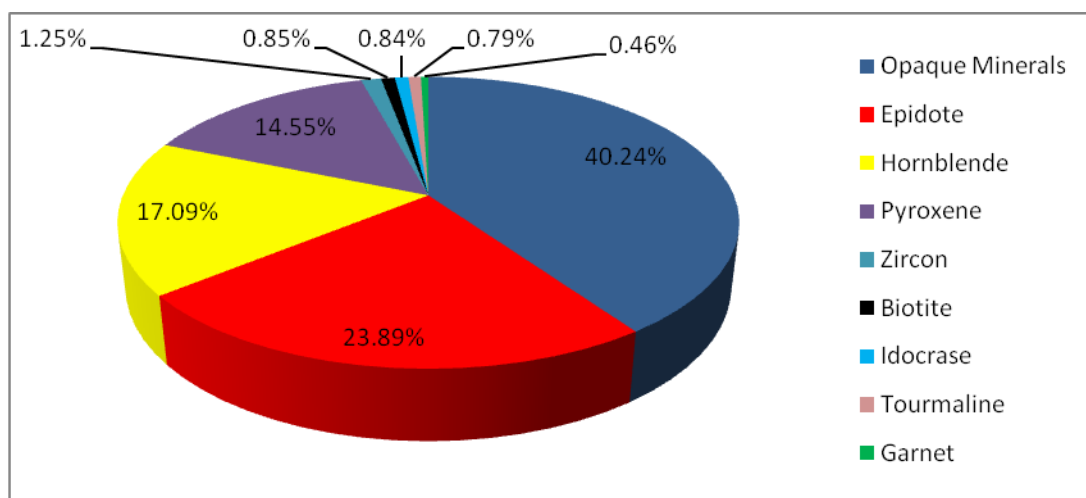
این کانی جزء خانواده اپیدوت‌ها محسوب می‌شود، در PPL بی‌رنگ ولی در XPL به رنگ خاکستری تا آبی رنگ است. برجستگی زیاد داشته و منشأ آن سنگ‌های ماگمایی زون آتشفشانی ارومیه - دختر واقع در شمال شرقی منطقه است (شکل ۷ ث).

۳-۱-۵-۱۱- مونازیت

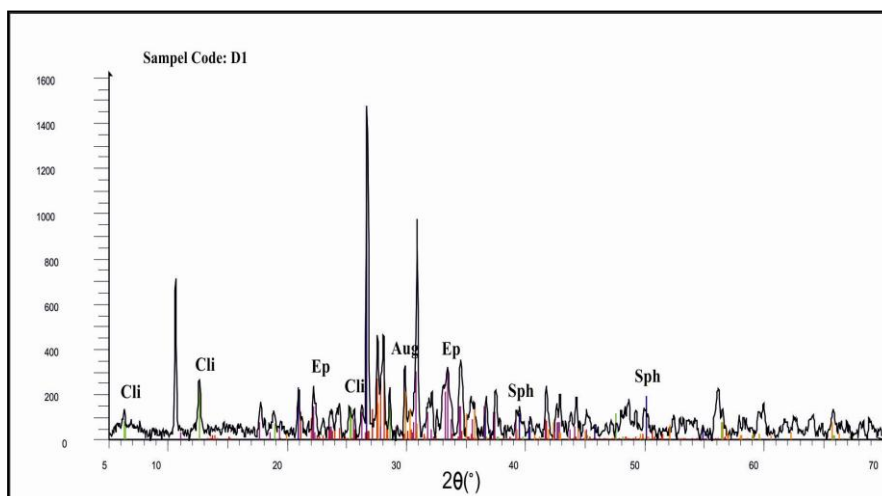
یک نوع کانی فسفات دار است که دارای برجستگی بالا بوده و در PPL بی‌رنگ می‌باشد ولی در XPL به رنگ زرد عسلی تا قهوه‌ای مایل به قرمز دیده می‌شود. زاویه خاموشی مونازیت ۲ تا ۷ درجه است (Mange and Maurer 1991) و منشأ آن احتمالاً خرده سنگ‌های حاصل از سنگ‌های پگماتیتی و گرانیتی می‌باشد (شکل ۷ د).



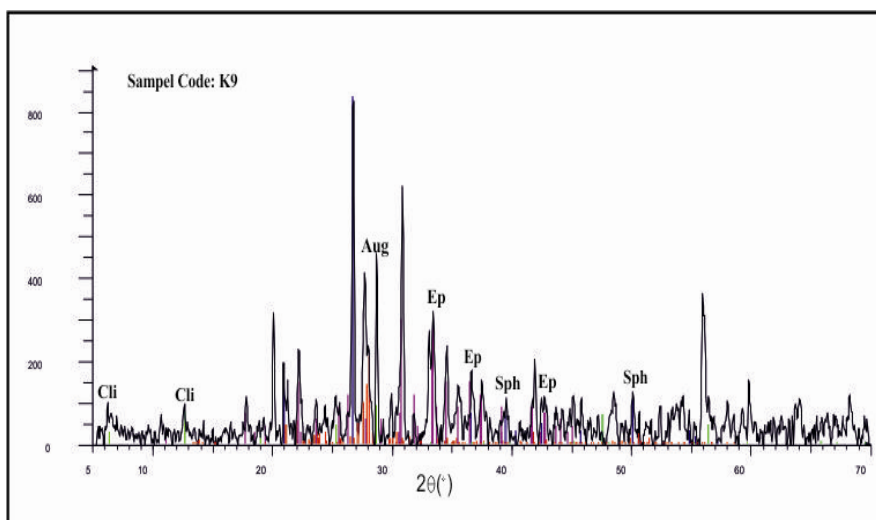
شکل ۷- عکس‌های میکروسکوپی کانی‌های سنگین ماسه‌های پلایای گاوخونی در نور پلاریزه (XPL)، الف: اسپینل (Sp)، ب: زیرکن (Zr)، پ: هورنبلند (H)، پیدمونیت (Pi)، پیروکسن (Py) و اپیدوت (E)، ت: گارنت (Gr) و پیروکسن (Py)، ث: کلینوزوئیت (Cl) و آمفیبول (Am)، ج: ولاستونیت (W)، ح: بیوتیت (Bi)، خ: ایدیوکراز (Id)، د: موناژیت (Mo)



شکل ۸- درصد کانی‌های سنگین در ماسه‌های پلایای گاوخونی



شکل ۹- پیک‌های حاصل از آنالیز XRD در ماسه‌های ایستگاه S1، اوژیت (Aug)، اپیدوت (Ep)، کلینوکلر (Cli)، اسفالریت (Sph)



شکل ۱۰- پیک‌های حاصل از آنالیز XRD ماسه‌های ایستگاه K9، اوژیت (Aug)، اپیدوت (Ep)، کلینوکلر (Cli)، اسفالریت (Sph)

مگنتیت و گوتیت، هماتیت نیز حضور دارد. گوتیت فراوان‌ترین کانی اپاک در این منطقه است. آپاتیت نیز به صورت فرعی فقط در ایستگاه P7 شناسایی شد.

۳-۵-۲-۱- هماتیت

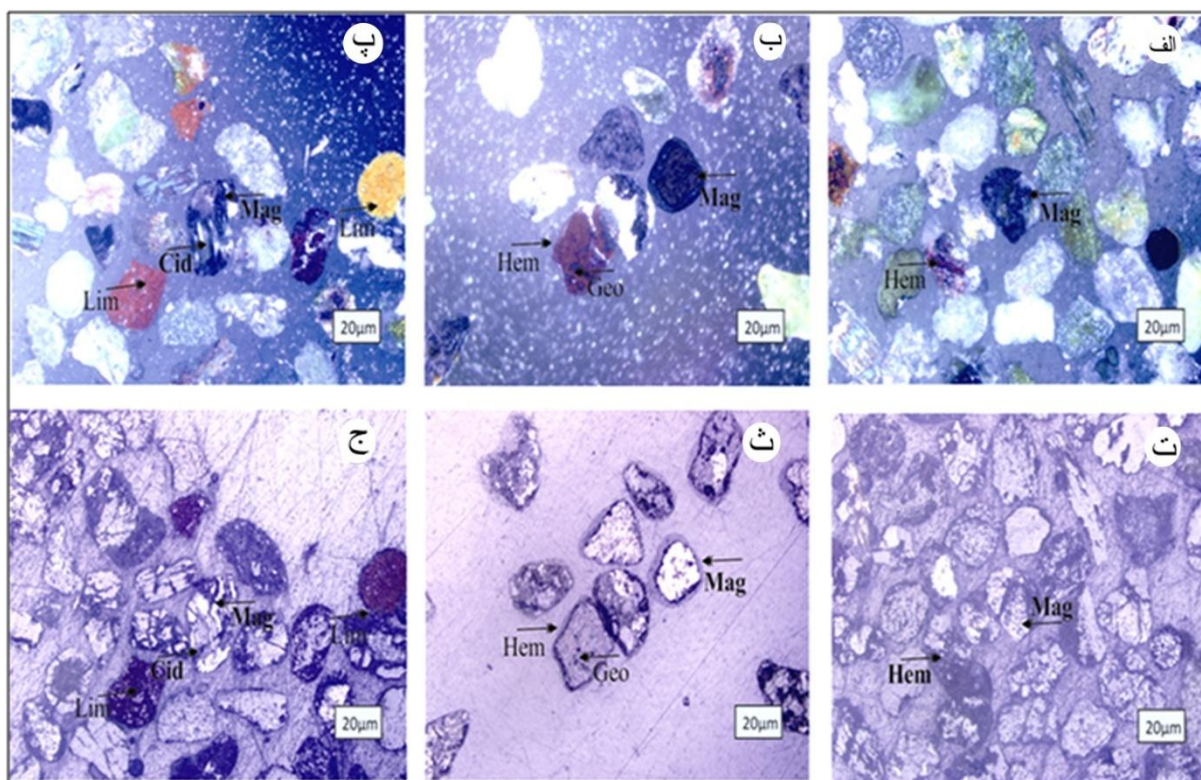
هماتیت تحت میکروسکوپ بازتابش داخلی قرمز دارد. در PPL به رنگ خاکستری ولی در XPL به رنگ

۳-۵-۲- کانی‌های سنگین غیر سیلیکاته

این کانی‌ها شامل مگنتیت، گوتیت، هماتیت، پیریت، اسفالریت، سیدریت و آپاتیت بوده و تقریباً ۴۰٪ کانی‌های سنگین را تشکیل می‌دهند. آنها توزیع نامنظمی از شمال به طرف جنوب منطقه دارند. در سه ایستگاه اول یعنی در محل دلتای زاینده رود مگنتیت، سیدریت و پیریت دیده می‌شوند، ولی در بقیه ایستگاه‌ها در کنار

(K8)، ماسه‌ای پلایایی (P4, P11, P12) و نمونه‌های برداشته شده از بخش جنوبی تپه‌های ماسه‌ای (S5, S6, S7, S8) تمرکز دارد (شکل ۱۱). منشأ هماتیت بیشتر سنگ‌های آهکی آهن‌دار و ماسه سنگ‌های قرمز کرتاسه پایینی است.

قهوه‌ای متمایل به سرخ دیده می‌شود. این کانی به صورت رگچه‌های ظریف و پراکنده در متن خرد شده سنگ‌ها یافت می‌شود. هماتیت تحت شرایط اکسیداسیون متوسط تا قوی یک کانی پایدار است. این کانی بیشتر در قسمت‌های جنوبی منطقه در پهنه ماسه‌ای (K5, K6, K7, K8)

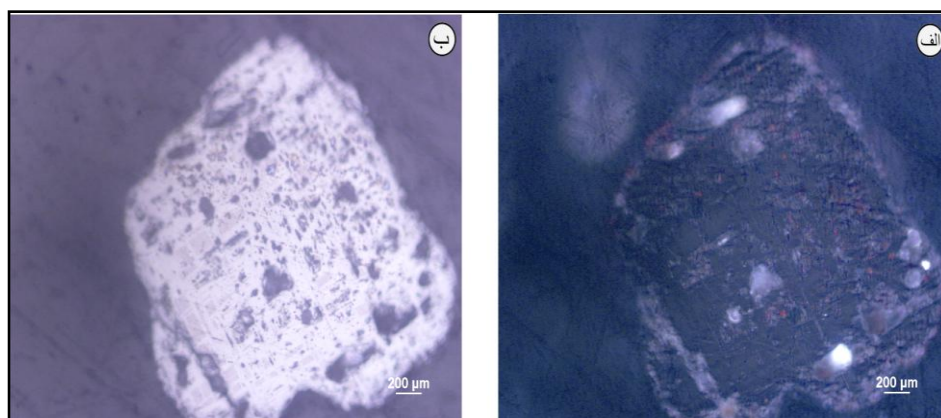


شکل ۱۱- عکس‌های میکروسکوپی کانی‌های اپاک در ماسه‌های دانه ریز در نور انعکاسی، الف: هماتیت (Hem) و مگنتیت (Mag)، ب: گوتیت (Geo)، هماتیت (Hem) و مگنتیت (Mag)، پ: لیمونیت (Lim)، سیدریت (Cid) و مگنتیت (Mag)، ج: مگنتیت (Mag) و هماتیت (Hem)، د: مگنتیت (Mag)، گوتیت (Geo) و هماتیت (Hem)، ح: مگنتیت (Mag)، سیدریت (Cid) و لیمونیت (Lim) و

— دختر واقع در شمال شرقی پلایای گاوخونی باشد. بافت مارتیتی زونه‌ای، تبدیل مگنتیت به هماتیت در تعدادی از دانه‌های مگنتیت مشاهده می‌شود. در این حالت قسمت‌های گرمی رنگ، کانی مگنتیت و بخش‌های سفید رنگ کانی هماتیت است (شکل ۱۲).

۳-۲-۲-۲- مگنتیت

کانی مگنتیت در نور طبیعی به رنگ سفید، ولی در XPL به رنگ سیاه دیده می‌شود. کانی مذکور جز کانی‌های مقاوم و سنگین محسوب می‌گردد. همراهی آن با خرد شده سنگ‌ها در ارتباط با اندازه دانه‌ها می‌باشد. کانی مگنتیت در تمام نمونه‌ها از شمال به جنوب وجود دارد (شکل ۱۱). خاستگاه آن می‌تواند سنگ‌های ماگمایی زون ارومیه



شکل ۱۲- بافت مارتیتی در کانی مگنتیت الف XPL و ب- PPL

۳-۲-۵-۳- لیمونیت

در مقاطع کانی لیمونیت حاصل از دگرسانی کانی‌های مگنتیت یا هماتیت مشاهده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه مقدار این کانی نسبت به کانه‌های دیگر کمتر بوده و رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز دارد و در بخش‌های جنوبی منطقه در پهنه ماسه‌ای (K5, K6, K7, K8)، ماسه‌ای پلایایی (P4, P11, P12) و نمونه‌های برداشته شده از بخش جنوبی تپه‌های ماسه‌ای (S5, S6, S7, S8) مشاهده گردیده است (شکل ۱۱).

۳-۲-۵-۴- گوتیت

این کانی در حضور آنالیزور انعکاس داخلی قرمز دارد. در نور انعکاسی به رنگ طوسی یا خاکستری روشن مشاهده می‌گردد. گوتیت به صورت اشکال نامنظم و به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود و به صورت یک محصول جدید از هوازدگی کانی‌های آهن‌دار پدید می‌آید. در مقاطع صیقلی گوتیت به صورت تبلور از هیدروکسید آهن فریک و یا از دگرسانی کانی‌های مگنتیت یا هماتیت قابل مشاهده است. (شکل ۱۱).

۳-۲-۵-۵- پیریت

پیریت به صورت رشد پوششی بر روی دانه‌های تخریبی مشاهده گردید. در PPL به رنگ سفید تا زرد، ولی در XPL به رنگ سیاه دیده می‌شود و بیشتر در قسمت دلتای زاینده رود یافت می‌گردد. پیریت می‌تواند طی فرآیندهای شیمیایی در یک محیط غیرهوازی در میان شیل‌های آلومین دار یا شیل‌های حاوی مواد آلی تشکیل شده باشد. در بخش زیادی از حوزه سنگ بستر رودخانه زاینده رود از این نوع سنگ‌ها تشکیل شده است.

۳-۲-۵-۶- سیدریت

سیدریت در مقاطع صیقلی به صورت تجمعات متقاطع یا دانه‌های نامنظم به شکل متوازی السطوح و بر روی سطوح بلورها و شکاف‌ها، با قدرت انعکاسی پائین و به رنگ خاکستری بی‌رنگ دیده می‌شود (شکل ۱۱). این کانی در رسوبات دلتای زاینده رود همراه با کانه مگنتیت وجود دارد.

۳-۲-۷- اسفالریت

این کانی در مقاطع صیقلی شناسایی نگردید، ولی در نمونه‌های آنالیز شده توسط XRD تشخیص داده شد. (شکل های ۹ و ۱۰) وجود کانی اسفالریت احتمالاً نشان دهنده رگه‌های دگرسانی از ترکیبات عناصر روی و سرب و پاراژنهای کانی‌شناسی آنها در زون سنندج- سیرجان است که در اثر فرسایش مکانیکی به این منطقه حمل شده‌اند.

۳-۲-۸- آپاتیت

آپاتیت در XPL و PPL سفید است ولی بعضی اوقات در اثر یک سری ادخال‌ها به رنگ‌های متمایل به قهوه‌ای یا آبی خاکستری دیده می‌شود. پلوکروئیسیم ضعیف و خاموشی مستقیم دارد. در مقاطع بررسی شده کانی آپاتیت بر روی کانی گوئیت قرار دارد. آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی در تمامی سنگ‌های آذرین وجود دارد. احتمالاً منشأ این کانی می‌تواند سنگ‌های آتشفشانی زون ارومیه- دختر واقع در شمال شرق منطقه باشد.

۴- بحث و نتیجه گیری

آب و هوا و تکتونیک در توزیع رخساره‌های رسوبی آواری نقش مهمی را ایفا می‌نمایند (Amorosi and Zuffa, 2011). هوازدگی شیمیایی باعث حذف کانی‌های ناپایدار مانند کانی‌های آذرین مافیک و افزایش دانه‌های مقاوم مانند کوارتز می‌گردد (Scarciglia et al, 2007). رسوبات آواری در مناطق مرطوب حاوی کمترین درصد خرده سنگ و فلدسپات‌اند و بالعکس در آب و هوای خشک و نیمه‌خشک فراوانی بیشتری دارند. بالا آمدگی و فروافتادگی تکتونیکی که شیب حوزه و سرعت جریان رودخانه‌ها را کنترل می‌کند و نیز فیزیوگرافی حوزه آبریز نقش مهمی در حمل و نقل رسوبات و بلوغ ترکیبی و

بافتی رسوبات دارند. علاوه بر دو عامل فوق الذکر سنگ مادر حوزه آبریز، جورشدگی هیدرولیکی، خصوصیات فیزیکی دانه‌ها و عامل حمل و نقل نیز در تغییر رخساره‌ای رسوبات آواری مؤثرند (Picard and McBride 2007).

در منطقه مورد مطالعه رسوبات مخروط افکنه‌ای بزرگ شمالی و شمال شرقی را اکثراً ذرات آذرین و رسوبات مخروط افکنه‌ای غرب و جنوب غرب را غالباً ذرات رسوبی (اکثراً خرده سنگ‌های آهکی) و رسوبات زاینده رود را به ترتیب فراوانی آذرین، دگرگونی و رسوبی تشکیل می‌دهند (Pakzad 2003). تنوع و درصد فراوانی خرده سنگ‌ها و کانی‌های رسوبات ماسه‌ای آبی و بادی نشان می‌دهد که لیتولوژی حوزه آبریز (انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی) و توزیع آنها در حوزه آبریز از عوامل مؤثر در تغییرات ترکیبی ذرات است. به دلیل گسترش سنگ‌های آذرین در شمال و شمال شرق و سنگ‌های رسوبی در غرب و جنوب غرب پلایا و سنگ‌های دگرگونی در شمال غرب حوزه آبریز رودخانه زاینده رود، درصد فراوانی نوع خرده سنگ‌ها و کانی‌ها از دلتا به سمت جنوب پلایا و نیز در ماسه‌های بادی از شمال به جنوب تغییر می‌یابد، به طوری که از دلتای زاینده رود و از شمال تپه‌های ماسه‌ای به طرف جنوب میانگین فراوانی ذرات آذرین و دگرگونی و کانی‌های سنگین کاهش و بالعکس ذرات رسوبی افزایش نسبی دارند.

بخش زیادی از خرده سنگ‌های رسوبات مخروط افکنه‌ای شمالی و شرقی به رودخانه زاینده رود و بخشی مستقیماً توسط رودخانه‌های فصلی به پلایا وارد می‌شوند (Pakzad 2003). بخشی از خرده سنگ‌های رسوبی مخروط افکنه‌ای غرب و جنوب غرب نیز مستقیماً به حاشیه غربی پلایا نهشته می‌شود و بخشی به رودخانه

ذرات غالباً در بخش ابتدایی حوزه آبریز در داخل کانال‌ها رودخانه‌ها ته‌نشست می‌نمایند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که نقش لیتولوژی حوزه آبریز و رودخانه دائمی زاینده رود در بلوغ ترکیبی و درصد فراوانی و جنس ذرات تشکیل دهنده رسوبات ماسه‌ای این منطقه مؤثرتر بوده و سایر عوامل مانند آب و هوای قدیمه و تکنونیک اهمیت کمتری دارند.

قدردانی

از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان که با حمایت‌های مالی زمینه انجام این تحقیق را فراهم نمودند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- ۱- اجل لوثیان، ر.، ح. ر.، پاکزاد، ۱۳۸۰، مکانیسم حرکت ماسه‌های بادی در منطقه شرق اصفهان: مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد پانزدهم، شماره ۱ و ۲، صص ۵۳-۷۰.
- ۲- خدای، م.، ۱۳۷۷، بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی شمال باتلاق گاوخونی: پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه اصفهان، ص ۱۷۰.
- ۳- خیرخواه، م.، ۱۳۷۹، بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی نئوژن در منطقه تودشک (جنوب باختری نائین): فصلنامه علوم زمین، سال نهم شماره ۳۸-۳۷، ص ۱۱.
- ۴- داوودی‌ان، ع.، ۱۳۸۴، تحول تکتونومورفیک و ماگماتیک ناحیه بین شهرکرد و داران (زون سهندج- سیرجان): پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ص ۲۱۷.
- 5- Acquafredda, P., A., Fornelli, G., Piccarreta and V., Summa, 1997, Provenance and tectonic implications of heavy minerals in. Pliocene-

زاینده رود حمل می‌شوند. بنابراین یکی از عوامل مهم دیگر تغییرات ترکیبی ذرات حمل و نقل و رسوبگذاری رسوبات منطقه رودخانه دائمی زاینده رود می‌باشد که طی سالیان متمادی حجم زیادی از رسوبات ماسه‌ای را به دلتا وارد نموده است.

میانگین درصد فراوانی خرده سنگ‌ها (آذرین، دگرگونی و رسوبی)، کوارتز و فلدسپات به ترتیب حدود ۸۴، ۱۲، ۱/۵ و ۲/۵ درصد است که از نظر بلوغ ترکیبی در رده ای‌مچور قرار دارد. این تنوع ذرات و بلوغ بافتی متأثر از تنوع در لیتولوژی حوزه آبریز، آب و هوای خشک و نیمه‌خشک بخش زیادی از حوزه آبریز و تکنونیک فعال زاگرس و پلایای گاوخونی است (Berberian 1983; Nadimi and Konon 2011). مقدار نسبتاً کم ذرات فلدسپات در رسوبات ماسه‌ای در ارتباط با تجزیه نشدن پیشرفته فیزیکی خرده سنگ‌های آذرین به دلیل مسافت کم حمل و نقل توسط جریان‌های کشتی و غیرکشتی (خرده دار) در محیط‌های مخروط افکنه‌ای می‌باشد و نقش هوازگی شیمیایی در حذف این کانی‌ها به دلیل نسبتاً سالم بودن آنها مؤثر نبوده است. درصد فراوانی کوارتز نیز در رسوبات نسبتاً کم می‌باشد زیرا اولاً مقدار ذرات کوارتز در سنگ‌های آذرین مادر ناچیز و ثانیاً از نظر شرایط فیزیکی و حمل و نقل مشابه ذرات فلدسپات عمل نموده است.

رسوبات ماسه‌ای بادی از نظر بلوغ بافتی و جنس ذرات تشکیل دهنده تقریباً با رسوبات آبی منشأ خود یکسان می‌باشند زیرا مسافت زیادی را از منشأ خود طی ننموده‌اند. جنس ذرات بخش شمالی تپه‌های ماسه‌ای غالباً آذرین و بخش جنوبی کربناته می‌باشد.

کانی‌های سنگین رسوبات اعم از آبی و بادی نیز فراوانی نسبی کمی دارند، زیرا بخش زیادی از حوزه آبریز را سنگ‌های کربناته تشکیل می‌دهند و علاوه بر آن این

- province, Iran: Doctoral dissertation, Clausthal University, 273 p.
- 17-Pakzad, H. R., and F. Fayazi, 2007, Sedimentology and stratigraphic sequence of the Gavkhoni playa lake, SE Esfahan, Iran: Carbonates and Evaporites, v. 22, no. 2, p. 93-100.
- 18-Pettijohn, F. J., 1983, Sedimentary rocks, 3rd Ed., HarperCollins, 628 p.
- 19-Picard, M. D., and E. F., McBride, 2007, Comparison of river and beach sand composition with source rocks, Dolomite Alps and drainage basin, northeastern Italy In: Arribas, J., Critelli, S., and Johnsson, M.J., (Eds.), Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry: Geol. Soc: America Special Paper 420, p. 1-12.
- 20-Sawakuchi, A. O., P. C. F. Giannini, C. T. Martinho and A. P. B. Tanaka, 2009, Grain size and heavy minerals of the Late Quaternary eolian sediments from the Imbituba–Jaguaruna coast, Southern Brazil: Depositional controls linked to relative sea-level changes: Sedimentary Geology, v. 222, Issues 3–4, p. 226–240
- 21-Scarciglia F., E., Le Pera and S., Critelli, 2007, The onset of the sedimentary cycle in a mid-latitude upland environment: weathering, pedogenesis, and geomorphic processes on plutonic rocks (Sila Massif, Calabria)". In Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry, Arribas J., Critelli S., Johnsson M. (a cura di), Boulder, Colorado, U.S.A.: Geological Society of America, 2007: Geological Society of America Special Paper, v. 420, p. 149-166.
- 22-Skocek, V., and A. A., Saadallah, 1972, Grain-size distribution, carbonate content and heavy minerals in eolian sands, southern desert, Iraq: Sedimentary Geology, v. 8, Issues 1, p. 29–46
- Pleistocene siliciclastic sediments of the southern. Apennines, Italy: Sed. Geol., 113 p.
- 6- Amorosi, A., and G. G. Zuffa, 2011, Sand composition changes across key boundaries of siliciclastic and hybrid depositional sequences: Sedimentary Geology, v. 236, iss. 3-4, p. 153-163.
- 7- Berberian, M., 1983, Continental deformation in the Iranian plateau: Geological Survey of Iran, Report no. 52, 625 p.
- 8- Blatt, H., 1982, Sedimentary Petrology. W.H. Freeman, San Francisco, 564 p.
- 9- Cherian, A., C., Nayanarpandian, V., Rajamanickam, 2004, Light minerals of beach sediments from Southern Tamilnadu, south east coast of India: Oceanologia, v. 46 (2), p. 233-252.
- 10-Dinis, P. A., and A. F. Soares, 2007, Stable and ultrastable heavy minerals of alluvial to nearshore marine sediments from Central Portugal: Facies related trends: Sedimentary Geology, v. 201, 1-2: p.1-20.
- 11-Lahijani, H., and V., Tavakoli, (in press) Identifying provenance of South Caspian coastal sediments using mineral distribution pattern, Quaternary International.
- 12-Lindholm, R., 1987, A Practical Approach to Sedimentology: Allen and Unwin, 276p.
- 13-Nadimi A., and A., Konon, 2012, Gaw-Khuni Basin: An active stepover structure in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Geological Society of America Bulletin, v. 124, p. 484-498
- 14-Mange, M. A., and H. F. W. Maurer, 1991, Heavy minerals in colour: Chapman and Hall, London, 147 p.
- 15-Morton, A. G., 1985, Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. Reidal Publication, Dordrecht, p. 249-277.
- 16-Pakzad, H. R., 2003, Sedimentary facies association of the lower reaches of the Zayandeh River and the Gavkhoni playa lake basin, Esfahan

- 23-Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonic of Iran. A review: AAPG. Bull. Tulsa. Oklanoma, v. 52, no. 7, p. 1229-1258.
- 24-Tucker, M. E., 1988, Techniques in sedimentology. Blackwell, 394p.
- 25-Tucker, M. E., 2001, Sedimentary petrology: an introduction: Blackwell Scientific Publications, 251p.
- 26-Wong, F. L., 2002, Heavy mineral provinces of Palos Verdes margin, southern California: Continental Shelf Research, v. 22, p.899-910.