

ترکیب و کیفیت زغالسنگهای لاویج، البرز مرکزی، ایران

پدرام ناوی^۱، محمد یزدی^{۳*}، رعنا اسماعیل پور^۲ و احمد خاکزاد^۲

امدیریت تضمین کیفیت، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران ۲ گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸ /۰۶/ ۱۳۸۸

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷ /۱۱ /۱۳۸۷

زغالسنگهای منطقه لاویج در ۴۸ کیلومتری جنوب باختری آمل، در شمال پهنه ساختاری البرز مرکزی قرار دارند. لایههای زغالسنگی این منطقه در سازند شمشک با سن تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین تشکیل شدهاند و بیشتر شامل ماسهسنگ، شیل، ماسهسنگ آهکی، سیلت و آرژیلیت است. حد زیرین سازند زغال دار لاویج، محدود به دولومیت تودهای تا آهک دولومیتی زرد تا خاکستری الیکای بالایی با سن تریاس میانی است. حد بالایی لایههای زغالدار در بخش باختری به سنگ آهک چرتدار سازند نسن (پرمین) محدود میشود و در بخش خاوری به آهک مارنی ناز کلایه (ورمیکوله) الیکای زیرین (تریاس پیشین) محدود میشود. با توجه به وجود ویترینیتهایی که در آب شیرین بیشتر تشکیل میشوند و فراوانی و نوع رسوبات تخریبی و گسترش آنها (کم داشتن پیریت) و بررسیهای شریعت نیا (۱۹۹۴) (نقل شده توسط Goodarzi et al.,2006) این زغالسنگها در شرایط دریاچهای آب شیرین و تالابی تشکیل شدهاند. از نظر سنگنگاری، زغالسنگهای منطقه لاویج از نوع دروكلارن نيمه شفاف داراي فوزينيت گازدار هستند. ماسرالهاي تشكيل دهنده اين زغال سنگ ها شامل ويترينيت، فوزينيت، اكسينيت، سمي ويترينيت، سمي فوزينيت و میکسینیت است. کانی هایی که در این زغال سنگ ها به صورت ناخالصی وجود دارند شامل کانی های رسی نظیر ایلیت، کائولینیت، مونتموریلونیت، آرژیلیت و کربنات هایی همچون سیدریت، دولومیت، کلسیت و مقدار کمی پیریت است. افزون بر مطالعات سنگنگاری، ۷ نمونه از خاکستر لایههای اصلی زغالسنگدار منطقه با دستگاه XRF و ICP-OES برای تعیین عناصر اصلی و فرعی تجزیه شیمیایی شدند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان داد که منشأ K، Ti، Al و Si سنگهای دارای کوارتز و کانیهای رسی، منشأ Fe کانی های سولفیدی همچون پیریت و منشأ Ca و Mg کانی های کربناتی است. عناصر کمیاب همچون V، Nb، Ta، Ga، Th، Cr و Rb در کانی های رسی و Pb، Se، Mo و As به احتمال از پیریت منشأ گرفته اند. منشأ Sr، Ba، Ta و Ga از کانی های فسفاتی همچون آپاتیت و فلوئور آپاتیت است. همچنین نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که این زغالسنگها دارای رطوبت ۱/۴درصد، خاکستر کم (۱۷ درصد) و مواد فرار زیادتری (۳۲ درصد) نسبت به دیگر زغالسنگهای البرز مرکزی هستند.

> كليد واژه: ماسرال، كاني، تركيب ژئوشيميايي، زغالسنگ لاويج، البرز مركزي *نویسنده مسئول: محمد یزدی

E-mail: m-yazdi@sbu.ac.ir

1-مقدمه

www.SID.ir

زغال سنگهای منطقه لاویج در ۴۸ کیلومتری جنوب باختری آمل، در شمال بخش البرز مركزي قرار دارد (شكل ۱-الف و ب). واحدهاي زغالسنگدار اين منطقه در سازند شمشك با سن تریاس بالایی تا ژوراسیك زیرین تشكیل شدهاند (اسماعیل نیا و يزدى، ١٣٨٢). اين سازند در منطقه لاويج از شمال باخترى تا جنوب خاورى امتداد دارد. واحدهای تشکیل دهنده آن شامل زغالسنگ، شیل زغالدار و ماسهسنگ است. لایههای زغالدار لاویج در شمال این منطقه، بویژه در محل دیزنکلا و کرچی فراوانی بیشتری دارند. بهطوری که بیشتر حفاریهای زیرزمینی برای استخراج زغالسنگ در این دو بخش متمرکز شده است. ستبرای لایههای زغالدار منطقه لاویج از ۰/۲تا ۱/۵متر است. حد زیرین سازند زغالدار لاویج محدود به دولومیت تودهای تا آهک دولومیتی زرد تا خاکستری الیکای بالایی با سن تریاس میانی است. حد بالایی لایههای زغالدار در بخش باختری به سنگ آهک با چرت سازند نسن (پرمین) محدود می شود (نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آمل(تلفیق توسط وحدتی) و بلده (سعیدی و قاسمی))و در بخش خاوری به آهک مارنی ناز کالایه (ورمیکوله) الیکای زیرین (تریاس پیشین) محدود می شود. در همسایگی این منطقه، واحد زغال دار شمشک و الیکای بالایی دوباره رخنمون دارند (نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ بلده) و در بخشهای شمال باختری منطقه نیز به چشم میخورند. شواهد زمین شناسی نشان میدهد که این زغالسنگها در شرایط دریاچهای آب شیرین و تالابی تشکیل شدهاند (ویترینیت بالا) (معین السادات و رضوی ارمغانی، ۱۳۷۲). کربناتها، کانیهای رسی از جمله آرژیلیت، ایلیت و نیز کانی های سولفیدی همچون پیریت به مقدار ناچیز در زغالسنگ های این منطقه وجود دارد. زغالسنگ لاویج جزو رده زغالهای گازدار بهشمار میرود. مقاله حاضر به بررسی ویژگیهای ماسرالها، کانیشناسی و ژئوشیمی

زغالسنگهای منطقه زغالدار لاویج میپردازد.

۲- نمونهبرداری و تجزیه نمونهها

در این پژوهش، بهطور تصادفی از لایههای زغالدار غیرهوازده و سنگهای همراه آنها در بخشهای مختلف منطقه لاویج نمونهبرداری شد. از ۷ محل معدن کاری، ۲۸ نمونه سالم زغالسنگ برداشت، کدگذاری و برای بررسی کانیهای معدنی و ماسرالها، مقاطع صیقلی از آنها تهیه شد. سپس ۷ نمونه از خاکستر زغالسنگهای منطقه، به وسیله دستگاه XRF برای ۲۱ عنصر و به وسیله دستگاه ICP-OES (مدل (Varian) برای ۴۰ عنصر در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی تجزیه شد. (شکل ۲) با توجه به تازگی و متداول نبودن روش مطالعه عناصر کمیاب در زغالسنگها در ایران، ابتدا شرح مختصری از این روش داده میشود.

ابتدا نمونههای سالم زغالسنگ در کوره زماندار به مدت ۲۰ دقیقه در دمای ۱۱۰ درجه و بهمدت ۱ساعت در دمای ۳۰۰ درجه سانتی گراد قرار می گیرد. سپس دما را افزایش می دهیم تا به ۵۲۵ درجه سانتی گراد برسد. آن گاه نمونه به مدت ۱ ساعت در این دما باقی میماند تا پودر زغالسنگ کاملاً به خاکستر تبدیل شود. در صورت نیاز، این فرايند تا سه مرتبه تكرار مي شود تا از خاكستر شدن قسمت بيشتر نمونه ها اطمينان حاصل شود و یا نمونه را تا دمای ۸۵۰ درجه سانتی گراد بهصورت پلکانی حرارت میدهیم. برای اندازه گیری عناصر اصلی موجود در خاکستر زغالسنگ ۷ نمونه با XRF تجزیه شدند که نتایج تجزیهها در جدول ۱ ارائه شده است. برای اندازه گیری غلظت عناصر خاکی کمیاب، بخش دیگری از خاکستر هر ۷ نمونه با دستگاه ICP- OES تجزیه شد. در آزمایشگاه، خاکسترها به روش زیر به محلول تبدیل میشوند. ۰/۵ گرم پودر خاکستر



لتابنگاري

ابراهیمی، م.، ۱۳۸۸- بررسی زمینلرزههای القایی در محدوده سد مسجد سلیمان، پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک-گرایش زلزلهشناسی، پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله

References

Gupta, H. K., Rastogi, B., K. and Narain, H., 1972- Common features of the reservoir associated seismic activities, B. Seismol.Soc.Am.,62, 481-492.

Gupta, H. K. and Rastogi, B. K., 1976- Dams and earthquakes, Elsevier, the Netherlands, 229pp.

Gutenberg, R. and Richter C. F., 1942- Frequency of earthquakes in California, B.Seismol.Soc.Am., 34, 831–851.

Hamilton, T. and McCloskey, J., 1997- Breakdown in power-law scaling in an analogue model of earthquake rupture and stick-slip, Geophys. Res. Lett., 24, 465-468.

Mogi, K., 1962- Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 40, 831–853.

Pickering, G., Bull, J. M. and Sanderson, D. J., 1995- Sampling power-law distributions, Tectonophysics 248, 1–20.

Scholz ,C., H., 1968- The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes , B.Seismol.Soc.Am., 58 , 399-415.

Simpson, D. W., 1976- Seismicity changes associated with reservoir impounding, Eng. Geol. 10, 371-85.

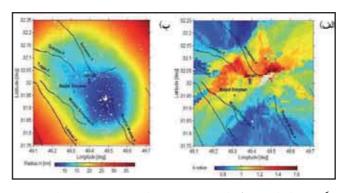
Utsu, T., 1965- A method for determining the value of b in the formula logN=a-bM, showing the frequency-magnitude relation for earthquakes, Geophy.Bull., Hokkaido uni.13, 99-103.

Warren, N. W. and Latham, G. V., 1970- An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity, J. Geophys. Res., 75, 4455-4464.

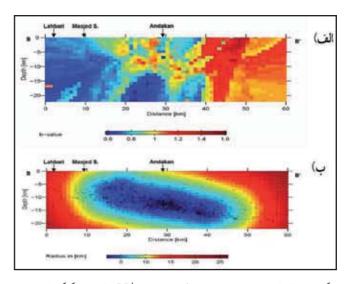
Wiemer, S. and Beniot, J. P., 1996- Mapping the b-value anomaly at 100km depth in the Alaska and New Zealand Subduction Zones, Geophys. Res. Lett., 23, 1557-1560.

Wyss, M., 1973- Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, Geophys. J. R. Astr. Soc. 31, 341–359.

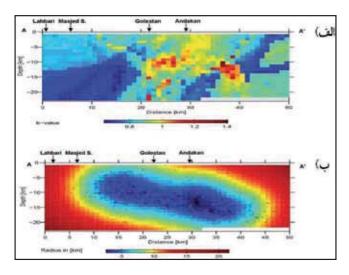




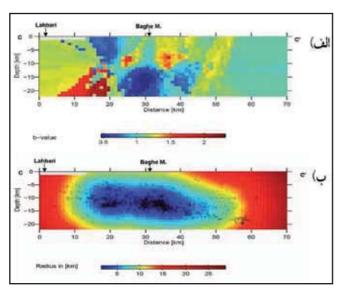
شکل ۱۰- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه پنجم (ژوئن، ژوئیه و اوت ۲۰۰۷) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری



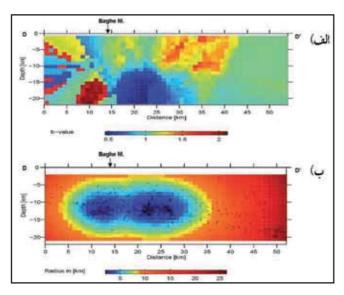
شکل ۱۲- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش 'BB ب) نقشه تفکیک پذیری



شکل ۱۱- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش 'AA ب) نقشه تفکیک پذیری

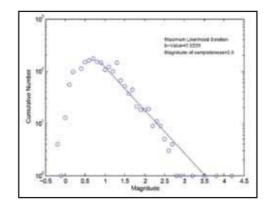


شکل ۱۳- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش CC' ب نقشه تفکیک پذیری

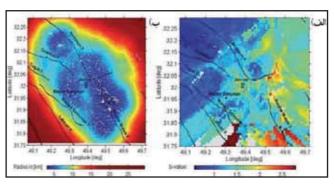


شکل ۱۴- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش 'DD ب) نقشه تفکیک پذیری

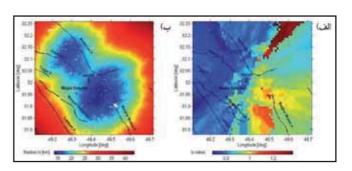




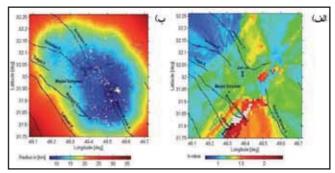
شکل ۲- ضریب b محاسبه شده برای گستره به شعاع ۳۰ کیلومتری از مخزن سد مسجد سلیمان

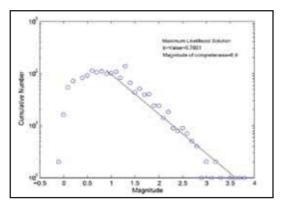


شکل ۴- الف) ضریب b کلی منطقه در سطح ب) نقشه تفکیک پذیری

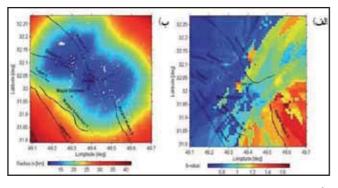


شکل ۶- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه دوم (سپتامبر، اکتبر و نوامبر ۲۰۰۶) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری

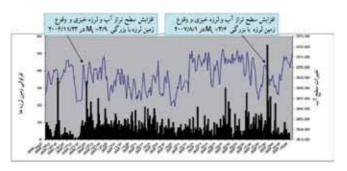




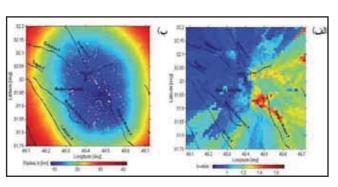
شکل ۳- ضریب b محاسبه شده برای خارج از منطقه سد



شکل ۵- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه اول (ژوئن، ژوئیه و اوت ۲۰۰۶) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری



شکل ۷- منحنی تغییرات سطح آب به همراه لرزهخیزی منطقه در دوره ۱۵ ماهه نصب شبکه محلی در گستره سد سجد سلیمان



شکل ۹- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه چهارم (مارس، آوریل و می ۲۰۰۷) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری

محمدرضا ابراهيمي و محمد تاتار



از آن کاهش می یابد (شکل ۱۰) که علت این امر نیز همانند سه ماهه نخست ناشی از تغییرات شدیدتر سطح تراز آب و وقوع تعداد بیشتر زمین لرزهها در این سه ماهه است (شکل ۷) که بزرگای به نسبت بزرگ تری نیز داشته اند (۳/۶ $_{\rm L}$ ۳/۶).

3-7. محاسبه ضریب b در ژرفا

در گام پسین به منظور شناسایی میزان ناهمگنی پوسته در ژرفا و به دست آوردن ضریب b ژرفایی در منطقه برشهای عرضی کم و بیش موازی به پهنای ۲۵ کیلومتر که به صورت عمود بر روند کلی لرزهخیزی و بویژه عمود بر گسلهای اصلی منطقه چون گسل اندکان، مسجد سلیمان و گلستان رسم شدند (شکل ۱).

شکل ۱۱ میزان تغییرات ژرفایی ضریب b را در امتداد برش 'AA نشان می
دهد، همان طور که دیده می شود میزان این ضریب بین ۰/۷ تا ۱/۱ متغیر است و بیشترین مقدار خود را در زیر گسلهای گلستان و اندکان و در ژرفای بین ۳ کیلومتری تا ۱۲ کیلومتری دارا است و علت این امر نیز به طور کامل مشخص است چرا که حضور دریاچه سد در بخش خاور تاج سد و نفوذ آب به منافذ سنگها باعث افزایش ناهمگنی پوسته در این منطقه و افزایش ضریب b گشته است. در نقشه ژرفایی، ضریب b زمینb زمین ارزهها در امتداد برش 'BB (شکل۱۲) نیز دیده می شود که درست در زیر گسل اندکان و کمی پیش از آن که تاج سد قرار دارد، ضریب b بالایی بین ژرفاهای T تا ۱۲ کیلومتری دیده می شود. برای بررسی ناهمگنی در زیر دریاچه سد مسجد سلیمان برش عرضی 'CC' بر اساس شکل ۱ به موازات دو برش پیشین با عرض مشابه ۲۵ کیلومتر عمود بر گسل لهبری رسم شد. نقشه ژرفایی ضریب b برای این برش آشکارا، مقدار بسیار بالایی ۱۲ تا ۱۲ و در ژرفای ۷ تا ۱۲ ($b \ge 1/4$) را درست در زیر گسل باغ ملک و محل دریاچه سد و در ژرفای ۷ تا ۱۲ کیلومتری نشان می دهد (شکل ۱۳). با توجه به میزان بالای ضریب b در این منطقه از گستره مورد بررسی، رویداد زمین لرزههای القایی دور از انتظار نیست. خاوری ترین برش عرضی ('DD در شکل ۱) با عرض مشابه و به موازات سه برش دیگر به صورت عمود بر لرزهخیزی مشاهدهای در خاور گستره مورد مطالعه رسم شد. نقشه ژرفایی ضریب b در این برش نیز همانند برش پیشین در فاصله ژرفایی T تا T کیلومتری و در زیر گسل باغ ملک و بالای آن مقادیر بالاتر از ۱/۰ را به نمایش می گذارد (شکل ۱۴).

6- بحث و نتیجهگیری

بررسی پراکندگی فراوانی زمین لرزههای رویداده در گستره سد مسجد سلیمان نسبت به تغییرات سطح تراز آب دریاچه نشان می دهد هر زمان که سطح تراز آب افزایش قابل توجهی یافته، فراوانی زمین لرزهها نیز افزایش چشم گیری از خود نشان می دهد. ارتباط مشخصی بین رویداد زمین لرزههای متعدد و تغییرات سطح تراز آب دیده می شود (شکل ۷).

ضریب d بر آورد شده برای منطقه سد در شعاع ۳۰ کیلومتری از مخزن برابر ۱/۹۲۲۹ (شکل ۲) و در خارج از منطقه سد برابر ۱/۷۸۰۱ (شکل ۳) است. در ضریب d سطحی محاسبه شده برای منطقه، مقدار این ضریب در ناحیه خاور دریاچه سد، در زیر مخزن سد و حوالی گسل های اندکان و باغ ملک همواره به نسبت بالا است (در بیشتر موارد ۱/۰ $\leq d$)، که نشان دهنده میزان بالای ناهمگنی در این منطقه است. علت بالا بودن ضریب d در این نواحی نیز به خاطر ایجاد بار وزنی دریاچه و نیز نفوذ آب در این مناطق قابل توجیه است که این امر باعث ایجاد ناهمگنی در پوسته زیر مخزن و اطراف آن می شود و می تواند سبب تحریک این گسل ها برای رویداد زمین لرزه شود. همان گونه که در همه برش های ترسیمی دیده می شود، مقدار بالای ضریب d شود. همان گونه که در همه برش های ترسیمی دیده می شود، مقدار بالای ضریب d خاوری دریاچه سد و بویژه در محدوده دو گسل باغ ملک و اندکان نشان می دهد. مقادیر ضریب d بالا در منطقه سد (چه در ژرفا و چه در سطح)، بویژه در اطراف

مقادیر ضریب b بالا در منطقه سد (چه در ژرفا و چه در سطح)، بویژه در اطر **www.SID.ir**

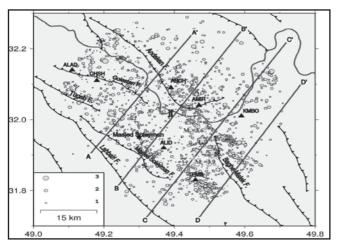
دریاچه سد مسجد سلیمان دلالت بر پراکندگی ناهمگن تنش در بخشهای مختلف پوسته دارند. این در حالی است که تنشهای همگن ضریبهای b کوچک تری را ایجاد می کنند(Mogi, 1962). (Gupta et al. (1972). نشان دادند که ضریب b بالای دیده شده در زمین لرزههای القایی مخزن، ناشی از طبیعت ناهمگن تنشهای القاشده توسط مخزن است.

(1976) Simpson نیز نشان داد که افزایش تدریجی فشار منفذی می تواند مهم ترین عامل در ایجاد زمین لرزههای القایی باشد، چرا که این افزایش می تواند در نتیجه ضعیف شدن گسلهای منطقه در نتیجه توزیع و افزایش نسبی فشار منفذی باشد و در نتیجه تنشهای ناهمگن در منطقه که به ضریبهای طبالا منجر می شود دیده شده است.

با توجه به نتایج به دست آمده از اندازه گیری تغییرات ضریب b در گستره سد مسجد سلیمان، به روشنی می توان اظهار داشت که بیشترین مقدار این ضریب چه در سطح و چه در ژرفا در بخش خاور دریاچه سد مسجد سلیمان و در حوالی گسلهای اندکان و بویژه گسل باغ ملک دیده می شود که دلالت بر القایی بودن زمین لرزههای رخداده در این مناطق دارد. ار تباط بسیار نزدیک میان تغییرات ناگهانی و قابل توجه سطح تراز آب دریاچه با رخداد دست کم دو زمین لرزه با بزرگاهای $M_L = 77/9$ و $M_L = 77/9$ (شکل ۷) که محل رویداد آنها همخوانی بسیار خوبی با مناطق دارای مقادیر M_1 و دیگر رویدادهای رخداده در مناطق همجوار آنها هستند

سپاسگزاری

پژوهش حاصل ثمره قرارداد پژوهشی منعقده میان پژوهشگاه بینالمللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله به عنوان مشاور و شرکت آبنیرو- طرح سد و نیروگاه مسجد سلیمان و سازمان آب و برق خوزستان - معاونت بهره برداری سد و نیروگاه به عنوان کارفرما است. به این وسیله از تمامی مسئولانی که امکان انجام پژوهش حاضر را فراهم نمودند صمیمانه سپاسگزاری می شود. از آقای مهندس محسن دزواره که با دقت فراوان زحمت قرائت فاز و تعیین محل اولیه رویدادهای ثبت شده در شبکه لرزهنگاری سد و نیروگاه مسجد سلیمان را به عهده داشتند و از آقای مهندس حمیدرضا محمد یوسف که در تمامی مراحل نوفه سنجی، نصب ایستگاهها و جمع آوری داده ها مشتاقانه ما را یاری نمودند، تشکر می شود.



شکل ۱- ۱۹۲۴ زمین لرزه ثبت شده در منطقه سد مسجد سلیمان تا شعاع ۳۰ کیلومتری تاج سد و تا ژرفای ۲۰ کیلومتر به همراه موقعیت ایستگاهها و گسل های منطقه به همراه مقاطع عرضی موازی به پهنای ۲۵ کیلومتر که به صورت عمود بر روند کلی لرزه خیزی منطقه رسم شدند، مکان بزرگ ترین زمین لرزههای ثبت شده با ستاره در شکل مشخص شده است.



همخوانی خوبی داشت. در پژوهش حاضر سعی بر این شده است تا به بررسی ناهمگنیهای تنش پوسته به کمک اندازه گیری ضریب b برای زمین لرزههای القایی رخ داده در گستره سد مسجد سلیمان پرداخته شود.

۲- منطقه مورد مطالعه و نحوه بررسی دادهها

سد مسجد سلیمان با ارتفاع از پی بالغ بر ۱۷۷ متر، عرض تاج ۱۵ متر، طول تاج برابر با ۴۹۷ متر و با دریاچهای به حجم ۲۶۱ میلیون متر مکعب در سطح تراز نرمال، یکی از مرتفع ترین سدهای سنگ ریزهای با هسته رسی قائم کشور به شمار می رود. سد یادشده در زون لرزهزمینساختی زاگرس و در ۲۵ کیلومتری شمال خاور شهر مسجد سلیمان قرار دارد. با توجه به تأثیر آبگیری مخزن در تغییر آهنگ لرزهخیزی منطقه مجاور و به منظور پایش لرزهای منطقه، یک شبکه لرزهنگاری متشکل از ۵ ایستگاه کوتاه دوره در اطراف گستره سد یادشده نصب شد. همزمانی نصب شبکه یادشده با راهاندازی ۶ ایستگاه لرزهنگاری سد و نیروگاه گتوند علیا و نزدیکی یکی از ایستگاههای شبکه لرزهنگاری باند پهن پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله به منطقه مورد بررسی موجب شد تا در تحلیل زمینلرزههای رویداده در گستره سد مسجد سلیمان در مجموع از ۱۲ ایستگاه لرزهنگاری مستقر در منطقه استفاده شود (ابراهیمی، ۱۳۸۸). تعداد کل زمین لرزههای تعیین محل شده با دقت مطلوب در منطقه سد مسجد سلیمان در فاصله زمانی ۱۵ ماهه از ماه ژوئن ۲۰۰۶ تا ماه اوت ۲۰۰۷، ۳۶۰۹ زمین لرزه است. به منظور انجام بررسیهای دقیق تر روی زمین لرزههای القایی، از آن جا که رومرکز چنین زمین لرزههایی غالباً تا فاصله ۳۰ کیلوتری از محل تاج سد قرار می گیرند و ژرفای کانونی آنها نیز بین ۰ تا ۲۰ کیلومتر است (Gupta et al. (1972)، بنابراین زمین لرزه های خارج از محدوده ۳۰ کیلومتری تاج سد و زمین لرزههای بیشتر از ژرفای ۲۰ کیلومتر حذف شدند. تعداد رویدادهای باقیمانده به ۱۹۲۴ زمین لرزه کاهش یافت. شکل۱ نمایش دهنده زمین لرزههای رویداده و نیز موقعیت ایستگاههای سد مسجد سلیمان تا شعاع ۳۰ کیلومتری تاج سد و تا ژرفای ۲۰ کیلومتر است. پس از اعمال تصحیحات انجام شده، بررسیهای آماری بر روی دادههای اصلاح شده صورت گرفت.

3- تحلیل دادهها و نتایج به دست آمده

یکی از مهم ترین عوامل برای تحلیل ضریب b در زلزله شناسی بزرگای آستانه ای (M) داده ها است. به خاطر محدودیت های سیستم مشاهده یا سطح نوفه (نویز) در یک منطقه مشخص، تعداد رویدادهای گزارش شده با بزرگاهایی کمتر از یک بزرگای مشخص (که به عنوان بزرگای آستانه ای (M) شناخته می شود) کمتر از واقعیت است. با فرض یک توزیع قانون – توانی برای رابطه بسامد بزرگا (رابطه ۱) می توان می M را در نقطه ای که منحنی رسم شده (log(N) بر حسب M دچار شکستگی می شود به دست آورد. در این جا همان طوری که در شکل های ۲ و ۳ دیده می شود می ایر ۹۸ در منطقه سد با استفاده از ۱۹۲۴ رویداد انتخابی، بر آورد شده است.

همان گونه که پیش تر نیز عنوان شد، در مناطقی که شاهد رویداد زمین لرزههای القایی مخزن هستیم، مقادیر بالاتری از ضریب b نسبت به دیگر مناطق را شاهد هستیم. ضریب b بر آورد شده برای منطقه سد در شعاع ۳۰ کیلومتری از مخزن برابر ۱۹۲۲۹ (شکل ۲) و در خارج از منطقه سد برابر ۱۸۷۱۰ (شکل ۳) است. برای بر آورد این ضرایب از رابطه (۲) (ارائه شده توسط Utsu, 1965) استفاده شده است. این رابطه نشان می دهد که احتمالاً بخش قابل توجهی از زمین لرزههای رویداده در نزدیکی سد و دریاچه آن، از نوع القایی هستند.

برآوردی از میزان خطای ضریب b با استفاده از فرمول تجربی www.SID

بر پایه شبیه سازی مونت کارلو بر روی اثر نمونهبرداری از Pickering et al. (1995) به بیک توزیع قانون توانی (power-law distribution) به دست آمده است: $\sigma = b\sqrt{\frac{1}{N}} \ b \ge 1, \tag{π}$

$$\sigma = \sqrt{\frac{b}{N}} b < 1, \tag{(f)}$$

که در آن σ انحراف معیار در بر آورد ضریب b است و N تعداد زمین لرزه ها است. بر پایه معاد V معاد V خطای ضریب V برای داده های مورد استفاده در محدوده V برای V های به ترتیب کوچک تر و بزرگ تر از یک بر آورد شده است.

1-7. محاسبه ضریب b در سطح

برای بررسی بهتر شیوه پراکندگی این ناهمگنیها در منطقه سد، تلاش شد تا ضریب b را به صورت دو بعدی در سطح و ژرفای محاسبه نماییم. این کار به وسیله نرم افزار Wiemer and Beniot, 1996) Zmap) انجام گرفت. برای به تصویر کشیدن میزان ضریب b در سطح، منطقه سد به سلولهایی به ابعاد $^{\circ}$ ۰/۰۱ در طول و عرض جغرافیایی تقسیمبندی شد. دایرهای در اطراف هر یک از نقاط این شبکهها کشیده شد و شعاع آن افزایش یافت تا شامل ۵۰ رویداد شود که دست کم ۱۰ رویداد آن دارای بزرگی بیشتر از بزرگی تکمیلی Mc باشد (ابراهیمی، ۱۳۸۸). شعاع قابل قبول برای نمونهبرداریهای انجام شده در نقشه تفکیک پذیری رسم شده برای هر شکل با رنگ آبی مشخص شده است و نحوه پراکندگی رویداد زمین لرزهها نیز در این نقشه به صورت نقاط سفید رنگ نمایش داده شده است. ضریب b با استفاده از روش بیشترین احتمالات (رابطه ۲) برای منطقه محاسبه شد. سپس تغییرات b در کل منطقه با انتخاب مقیاس رنگی مناسب (شکل ۴) نمایش داده شد. در نهایت همانطور که در شکل دیده می شود، میزان ضریب b کلی منطقه در سطح بین ۲/۵-۵/ متغیر است. بر اساس شکل ۴ همان طور که انتظار می رفت ضریب b در بخش خاوری مکان سد یعنی جایی که دریاچه سد قرار دارد و در محدوده گسل اندکان و منتهی الیه شمالی گسل باغ ملک بیشترین مقادیر را داراست (۱/۰ $\leq b$). این امر به نوبه خود نمایش دهنده میزان بالای ناهمگنی پوسته در این منطقه است.

با مشاهده تغییرات ماهیانه ضریب d در سطح نیز می توان به میزان تغییرات شدید این ضریب در بخش خاور دریاچه سد در طی زمان پی برد و ناهمگنی شدید در پوسته زیر مخزن را دید. بدین منظور ضریب d سطحی، به صورت سه ماهه در بازه زمانی ۱۵ ماهه نصب شبکه از ماه ژوئن ۲۰۰۶ تا اوت ۲۰۰۷، رسم شد. به طوری که در شکل ۵ قابل مشاهده است، میزان این ضریب در سه ماهه اول (ژوئن، جولای و اوت شکل ۵ قابل مشاهده است، میزان این ضریب در سه ماهه اول (ژوئن، جولای و اوت شمال گسل باغ ملک شاهد ضریب d (۱/۰ d) بالایی هستیم. اما در سه ماهه دوم (سپتامبر، اکتبر و نوامبر ۲۰۰۶) نوعی کاهش کلی در محدوده تغییرات ضریب d در ناحیه دیده می شود (شکل d) به طوری که ضریب d بین d بین d در منطقه تغییر ناحیه دیده می شود (شکل d) به طوری که ضریب d بین d بین خاصری و اند کان به طور کلی کاهشی در ضریب d نسبت به سه ماهه پیشین را نشان می دهند علت این امر را می توان به تغییرات شدیدتر سطح تراز آب در این سه ماهه و رخداد تعداد بیشتر زمین لرزه ها که با زمین لرزه ای با بزرگای d d در تاریخ d نوامبر d به بوده است، نسبت داد (شکل d).

همان گونه که در شکلهای ۸ و ۹ دیده می شود، برای سه ماهه سوم (دسامبر ۲۰۰۶، ژانویه و فوریه ۲۰۰۷) و سه ماهه چهارم (مارس، آوریل و می ۲۰۰۷) افزایش دوباره میزان ضریب b در منطقه دیده می شود، به طوری که در سه ماهه سوم محدوده تغییرات ضریب b بین b و در سه ماهه چهارم بین b – ۱ متغیر است.

در سه ماهه پنجم (ژوئن، ژوئيه و اوت ۲۰۰۷) ديده مي شود که دوباره ميزان ضريب b در سمت خاور درياچه سد و بويژه در حوالي گسل باغ ملک نسبت به سه ماهه پيش Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol 20, No 78, winter 2011



Composition and Quality of Coals in the Lavij Coal Deposit, Central Alborz, Iran

P. Navi¹, M. Yazdi^{2*}, R. Esmailpur² & A. Khakzad²

¹Manager of Quality Assurance, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Dept. of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2009 February 05 Accepted: 2009 September 06

Abstract

Lavij coal deposit is situated at a distance of 48 km SW of Amol, in Central Alborz coalfield, North of Iran. Lavij coal-bearing strata in Central Alborz zone are within the Upper Triassic – Lower Jurassic formation. The coal-bearing sediments in this area are called Shemshak Formation (Upper Triassic – Lower Jurassic). This Formation consists mainly of sandstone, shale, calcareous sandstone, argillite and siltstone. Several coal seams with different thickness are interbeded with these sediments. The Shemshak Formation is underlain by the Upper Middle Triassic (thick bedded to massive dolomitic limestone) oolitic limestone (Elika Formation). It is also overlain in western section by the Upper Permian cherty limestone (Nesen Formation). The present paper deals with maceral, mineral and geochemical composition of these coals. Petrographical studies showed that the main macerals of these coals are vitrinite to semivitrinite, fusinite and exinite. The minerals of these coals are mainly clays like argillite, carbonates like calcite and sulphides like pyrite. Seven samples were analyzed from ash of coal seam in the Lavij area. The samples were analyzed by XRF and ICP-OES for major and minor elements. The data processing showed K, Si, Al, Ti indicating presence of quartz and clay minerals, Fe, As, Mo, Se, Pb indicating presence of sulphides like pyrite, Ca and Mg indicating the presence of carbonates and Rb, Cr, Th, Ga, Ta, Nb, V indicating presence of clay minerals. The coal contained in low ash (17%) and low moisture (1.4%) and high volatile matter (32%) as compared to other coals in central Alborz.

Keywords: Maceral, Mineral, Geochemical Composition, Lavij Coals, Central Alborz

For Persian Version see pages 111 to 116

*Corresponding author: M. Yazdi; E-mail: m-yazdi@sbu.ac.ir