

ترکیب و کیفیت زغال سنگ‌های لاویج، البرز مرکزی، ایران

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

^۱ مدیریت تضمین کیفیت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۶/۱۵

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۱/۱۷

چکیده

زغال سنگ‌های منطقه لاویج در ۴۸ کیلومتری جنوب باختری آمل، در شمال پهنه ساختاری البرز مرکزی قرار دارند. لایه‌های زغال سنگی این منطقه در سازند شمشک با سن تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین تشکیل شده‌اند و بیشتر شامل ماسه سنگ، شیل، ماسه سنگ 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 زغال دار در بخش باختری به سنگ آهک چرت دار سازند سن (پرمن) محدود می‌شود و در بخش خاوری به آهک مارنی نازک لایه (ورمیکوله) الیکای زیرین (تریاس پیشین) محدود می‌شود. با توجه به وجود ویترنیت‌هایی 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 زغال سنگ‌ها در شرایط دریاچه‌ای آب شیرین و تالابی تشکیل شده‌اند. از نظر سنگ‌نگاری، زغال سنگ‌های منطقه لاویج از نوع دروکلارن نیمه شفاف دارای فوزینیت گازدار هستند. ماسرال‌های تشکیل دهنده این زغال سنگ‌ها شامل ویترنیت، فوزینیت، اکسینیت، سمی ویترنیت، سمی فوزینیت و میکسینیت است. کانی‌هایی که در این زغال سنگ‌ها به صورت ناخالصی وجود دارند شامل کانی‌های رسی نظیر ایلیت، کانولینیت، مونتوریلونیت، آرژیلیت و کربنات‌هایی همچون سیدریت، دولومیت، کلسیت و مقدار کمی پیریت است. افزون بر مطالعات سنگ‌نگاری، ۷ نمونه از خاکستر لایه‌های اصلی زغال سنگ‌دار منطقه با دستگاه XRF و ICP-OES برای تعیین عناصر اصلی و فرعی تجزیه شیمیایی شدند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان داد که منشأ Si ، Ti ، Al و K سنگ‌های دارای کوآرتز و کانی‌های رسی، منشأ Fe کانی‌های سولفیدی همچون پیریت و منشأ Mg و Ca کانی‌های کربناتی است. عناصر کمیاب همچون Rb ، V ، Nb ، Ta ، Ga ، Th ، Cr در کانی‌های رسی و Pb ، As و Se ، Mo به احتمال از پیریت منشأ گرفته‌اند. منشأ Ga و Sr ، Ba ، Ta از کانی‌های فسفاتی همچون آپاتیت و فلوئور آپاتیت است. همچنین نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که این زغال سنگ‌ها دارای رطوبت ۱/۴ درصد، خاکستر کم (۱۷ درصد) و مواد فرار زیادتری (۳۲ درصد) نسبت به دیگر زغال سنگ‌های البرز مرکزی هستند.

کلید واژه: ماسرال، کانی، ترکیب ژئوشیمیایی، زغال سنگ لاویج، البرز مرکزی

* نویسنده مسئول: محمد یزدی

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

۱- مقدمه

زغال سنگ‌های منطقه لاویج در ۴۸ کیلومتری جنوب باختری آمل، در شمال بخش البرز مرکزی قرار دارد (شکل ۱- الف و ب). واحدهای زغال سنگ‌دار این منطقه در سازند شمشک با سن تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین تشکیل شده‌اند (اسماعیل نیا و یزدی، ۱۳۸۲). این سازند در منطقه لاویج از شمال باختری تا جنوب خاوری امتداد دارد. واحدهای تشکیل دهنده آن شامل زغال سنگ، شیل زغال دار و ماسه سنگ است. لایه‌های زغال دار لاویج در شمال این منطقه، بویژه در محل دیزنکلا و کرچی فراوانی بیشتری دارند. به‌طوری که بیشتر حفاری‌های زیرزمینی برای استخراج زغال سنگ در این دو بخش متمرکز شده است. ستبرای لایه‌های زغال دار منطقه لاویج از ۲ تا ۱۵/۵ متر 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 زغال دار در بخش باختری به سنگ آهک با چرت سازند سن (پرمن) محدود می‌شود (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آمل (تلفیق توسط وحدتی) و بلده (سعیدی و قاسمی)) و در بخش خاوری به آهک مارنی نازک لایه (ورمیکوله) الیکای زیرین (تریاس پیشین) محدود می‌شود. در همسایگی این منطقه، واحد زغال دار شمشک و الیکای بالایی دوباره رخنمون دارند (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بلده) و در بخش‌های شمال باختری منطقه نیز به چشم می‌خورند. شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که این زغال سنگ‌ها در شرایط دریاچه‌ای آب شیرین و تالابی تشکیل شده‌اند (ویترنیت بالا) (معین السادات و رضوی ارمانی، ۱۳۷۲). کربنات‌ها، کانی‌های رسی از جمله آرژیلیت، ایلیت و نیز کانی‌های سولفیدی همچون پیریت به مقدار ناچیز در زغال سنگ‌های این منطقه وجود دارد. زغال سنگ لاویج جزو رده زغال‌های گازدار به‌شمار می‌رود. مقاله حاضر به بررسی ویژگی‌های ماسرال‌ها، کانی‌شناسی و ژئوشیمی

زغال سنگ‌های منطقه زغال دار لاویج می‌پردازد.

۲- نمونه برداری و تجزیه نمونه‌ها

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

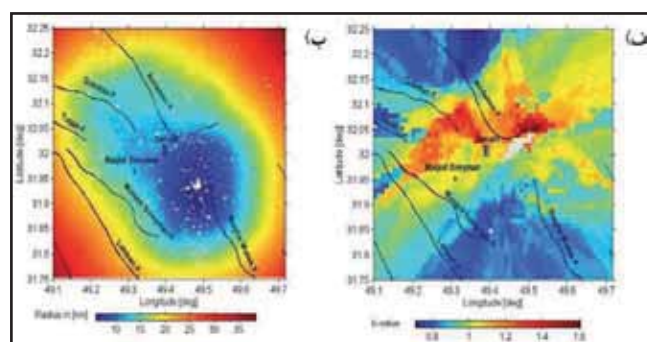
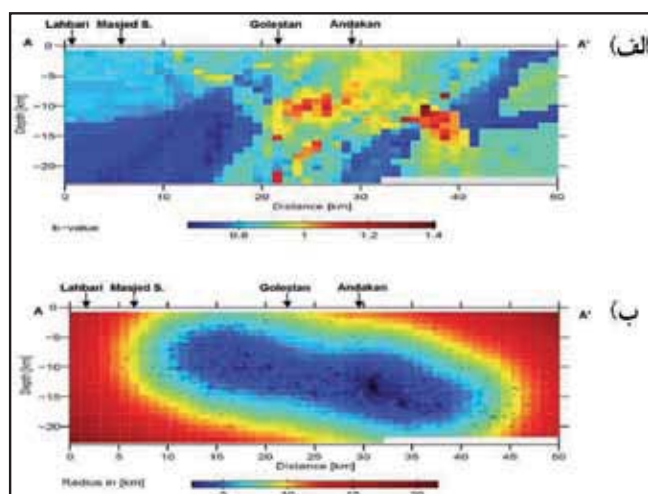
ابتدا نمونه‌های سالم زغال سنگ در کوره زمان‌دار به مدت ۲۰ دقیقه در دمای ۱۱۰ درجه و به مدت ۱ ساعت در دمای ۳۰۰ درجه سانتی گراد قرار می‌گیرد. سپس دما را افزایش می‌دهیم تا به ۵۲۵ درجه سانتی گراد برسد. آن‌گاه نمونه به مدت ۱ ساعت در این دما باقی می‌ماند تا پودر زغال سنگ کاملاً به خاکستر تبدیل شود. در صورت نیاز، این فرایند تا سه مرتبه تکرار می‌شود تا از خاکستر شدن قسمت بیشتر نمونه‌ها اطمینان حاصل شود و یا نمونه را تا دمای ۸۵۰ درجه سانتی گراد به‌صورت پلکانی حرارت می‌دهیم. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی موجود در خاکستر زغال سنگ ۷ نمونه با XRF تجزیه شدند که نتایج تجزیه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. برای اندازه‌گیری 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

کتابنگاری

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

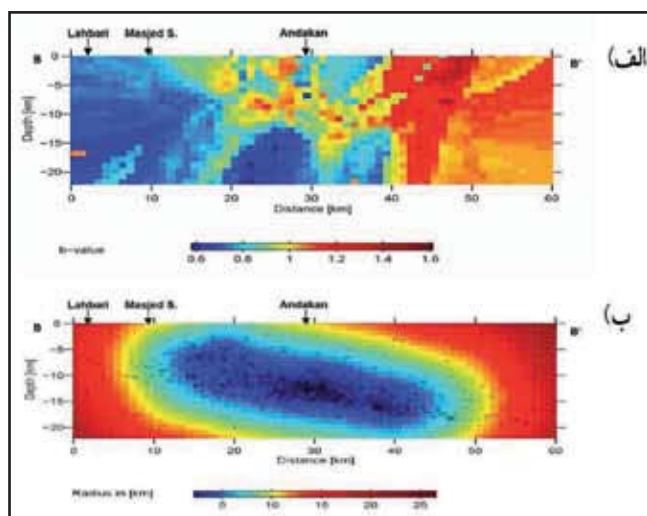
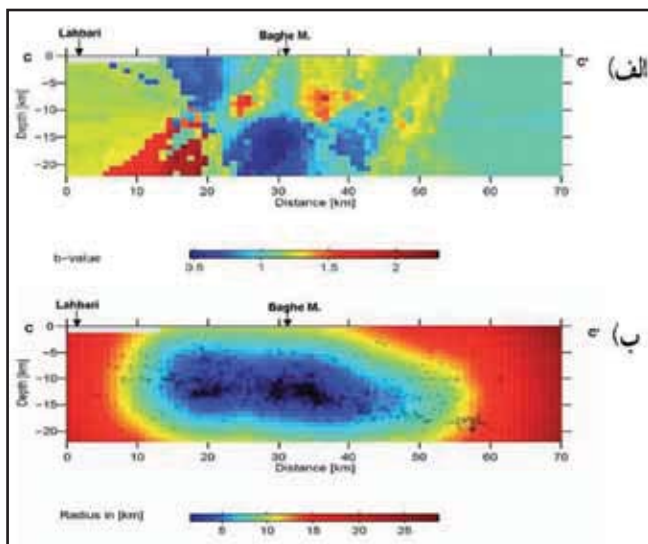
References

- 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 $\log N=a-bM$, 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.



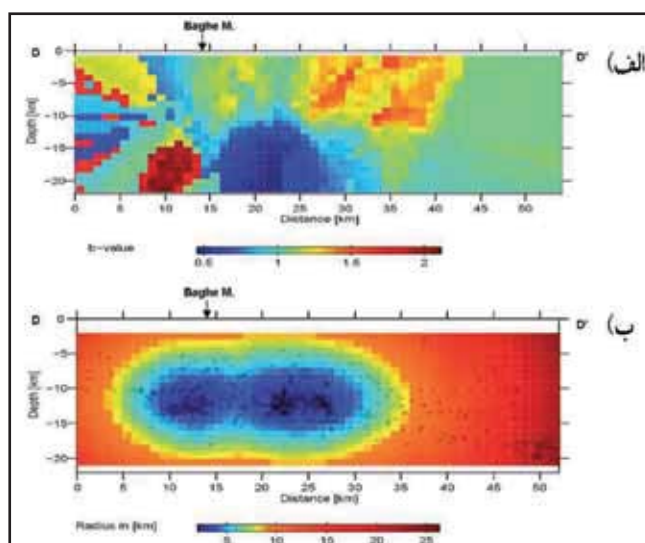
شکل ۱۰- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه پنجم (ژوئن، ژوئیه و اوت ۲۰۰۷) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری

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

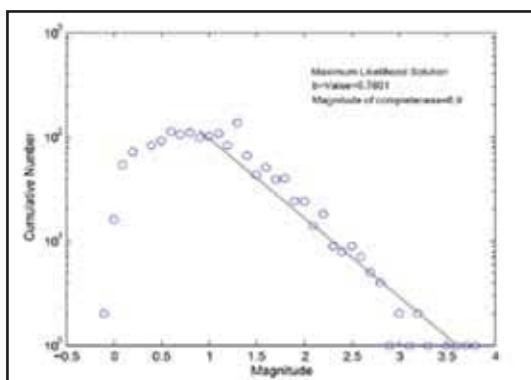


شکل ۱۲- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش BB' ب) نقشه تفکیک پذیری

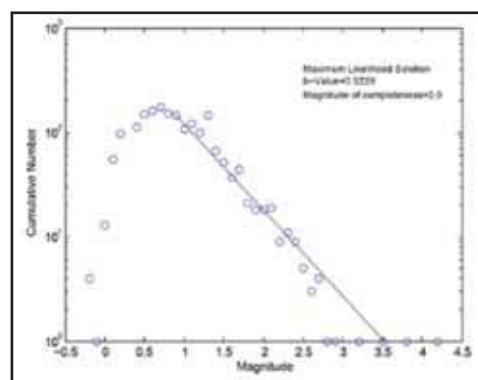
شکل ۱۳- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش CC' ب) نقشه تفکیک پذیری



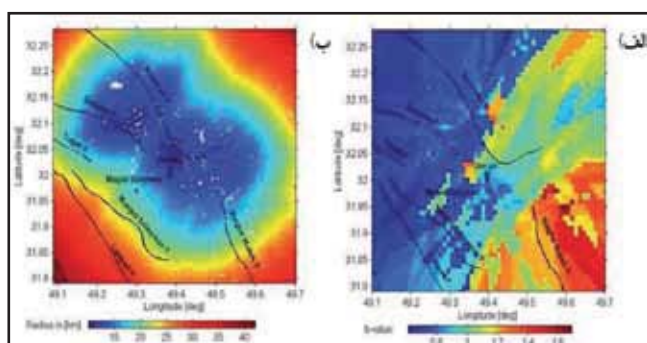
شکل ۱۴- الف) تغییرات ژرفایی ضریب b در امتداد برش DD' ب) نقشه تفکیک پذیری



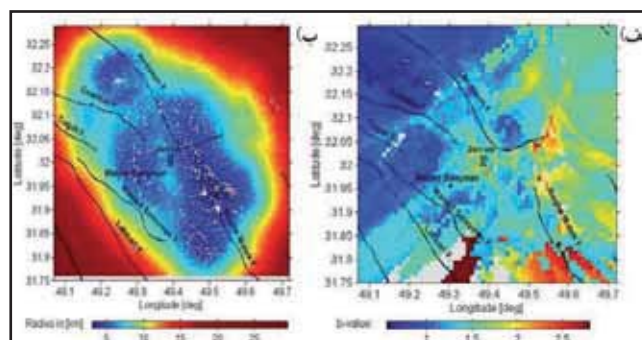
شکل ۳- ضریب b محاسبه شده برای خارج از منطقه سد



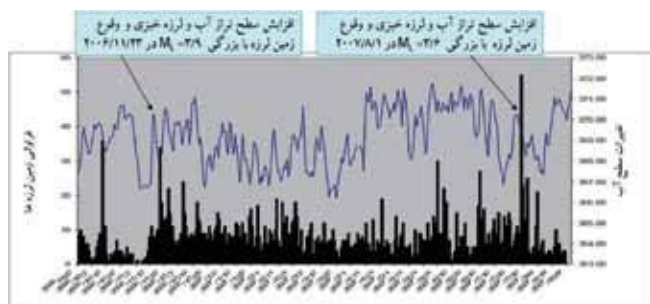
شکل ۲- ضریب b محاسبه شده برای گستره به شعاع ۳۰ کیلومتری از مخزن سد مسجد سلیمان



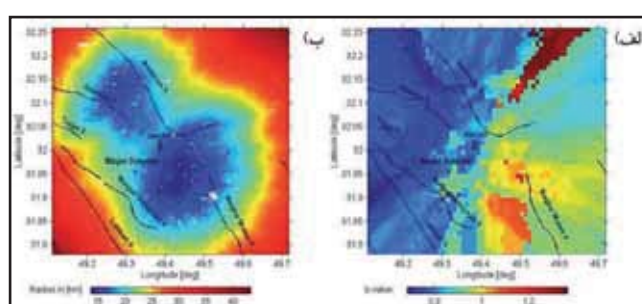
شکل ۵- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه اول (ژوئن، ژوئیه و اوت ۲۰۰۶) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری



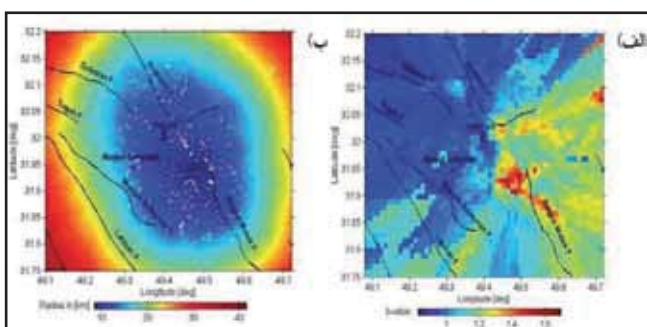
شکل ۴- الف) ضریب b کلی منطقه در سطح ب) نقشه تفکیک پذیری



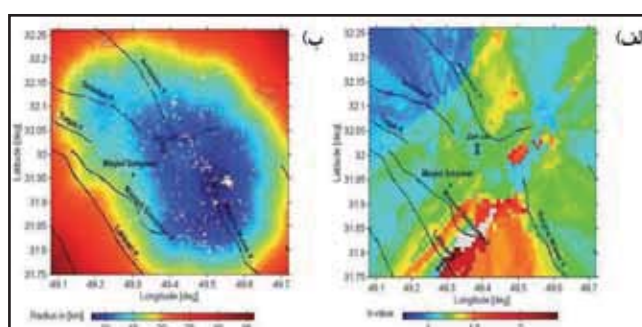
شکل ۷- منحنی تغییرات سطح آب به همراه لرزه خیزی منطقه در دوره ۱۵ ماهه نصب شبکه محلی در گستره سد مسجد سلیمان



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

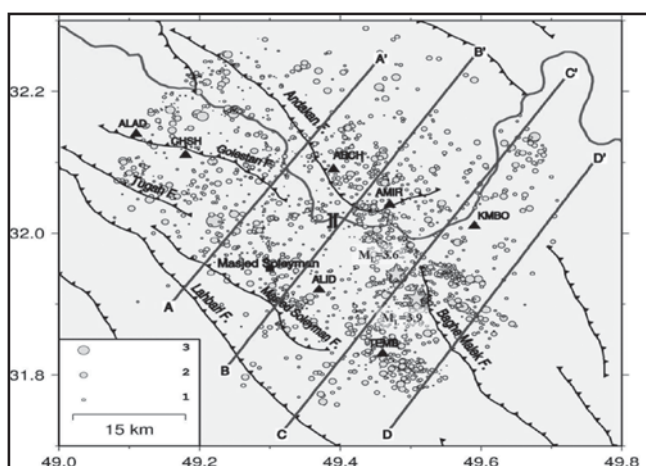


شکل ۸- الف) ضریب b سطحی در سه ماهه سوم (دسامبر ۲۰۰۶، ژانویه و فوریه ۲۰۰۷) در محدوده سد مسجد سلیمان ب) نقشه تفکیک پذیری

دریاچه سد مسجد سلیمان دلالت بر پراکندگی ناهمگن تنش در بخش‌های مختلف پوسته دارند. این در حالی است که تنش‌های همگن ضریب‌های b کوچک‌تری را ایجاد می‌کنند (Mogi, 1962). Gupta et al. (1972) نشان دادند که ضریب b بالای دیده شده در زمین‌لرزه‌های القایی مخزن، ناشی از طبیعت ناهمگن تنش‌های القاشده توسط مخزن است. Simpson (1976) نیز نشان داد که افزایش تدریجی فشار منفذی می‌تواند مهم‌ترین عامل در ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی باشد، چرا که این افزایش می‌تواند 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 b بالا منجر می‌شود دیده شده است. با توجه به نتایج به دست آمده از اندازه‌گیری تغییرات ضریب b در گستره سد مسجد سلیمان، به روشنی می‌توان 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 می‌شود که دلالت بر القایی بودن زمین‌لرزه‌های رخ داده در این مناطق دارد. ارتباط بسیار نزدیک میان تغییرات ناگهانی و قابل توجه سطح تراز آب دریاچه با رخداد دست کم دو زمین‌لرزه با بزرگای $M_L = 3/6$ و $M_L = 3/9$ (شکل ۷) که محل رویداد آنها همخوانی بسیار خوبی با مناطق دارای مقادیر b بالا دارند (اشکال ۴ و ۵)، همگی تأییدکننده القایی بودن دو زمین‌لرزه یادشده و دیگر رویدادهای رخ داده در مناطق همجوار آنها هستند.

سیاسگزاری

پژوهش حاصل ثمره قرارداد پژوهشی منعقدہ میان پژوهشگاہ بین المللی زلزله شناسی و مہندسی زلزله بہ عنوان مشاور و شرکت آب نیرو - طرح سد و نیروگاہ مسجد سلیمان و سازمان آب و برق خوزستان - معاونت بہرہ برداری سد و نیروگاہ بہ عنوان کارفرما است. بہ این وسیلہ از تمامی مسئولانی کہ امکان انجام پژوهش حاضر را فراہم نمودند صمیمانہ سپاسگزاری می شود. از آقای مهندس محسن دزوارہ کہ با دقت فراوان زحمت قرائت فاز و تعیین محل اولیہ رویدادہای ثبت شدہ در شبکہ لرزہ نگاری سد و نیروگاہ مسجد سلیمان را بہ عہدہ داشتند و از آقای مهندس حمیدرضا محمد یوسف کہ در تمامی مراحل نوفہ سنجی، نصب ایستگاہا و جمع آوری دادہا مشتاقانہ ما را یاری نمودند، تشکر می شود.



شکل ۱- ۱۹۲۴ زمین‌لرزه ثبت شده در منطقه سد مسجد سلیمان تا شعاع ۳۰ کیلومتری تاج سد و تا ژرفای ۲۰ کیلومتر به همراه موقعیت ایستگاه‌ها و گسل‌های منطقه به همراه مقاطع عرضی موازی به پهنای ۲۵ کیلومتر که به صورت عمود بر روند کلی لرزه‌خیزی منطقه رسم شدند، مکان بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های ثبت شده با ستاره در شکل مشخص شده است.

از آن کاهش می‌یابد (شکل ۱۰) که علت این امر نیز همانند سه ماهه نخست ناشی از تغییرات شدیدتر سطح تراز آب و وقوع تعداد بیشتر زمین‌لرزه‌ها در این سه ماهه است (شکل ۷) که بزرگای به نسبت بزرگ‌تری نیز داشته‌اند ($M_L = 3/6$ در تاریخ ۲۰۰۷/۸/۱).

۳-۲. 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 می‌دهد، همان‌طور که دیده می‌شود 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 زمین‌لرزه‌ها در امتداد برش BB' (شکل ۱۲) نیز دیده می‌شود که درست در زیر گسل اندکان و کمی پیش از آن که تاج سد قرار دارد، ضریب b بالایی بین ژرفاهای ۳ تا ۱۲ کیلومتری دیده می‌شود. 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 لهربری رسم شد. نقشه ژرفایی ضریب b برای این برش آشکارا، مقدار بسیار بالایی ($b \geq 1/4$) را درست در زیر گسل باغ ملک و محل دریاچه سد و در ژرفای ۷ تا ۱۲ کیلومتری نشان می‌دهد (شکل ۱۳). با توجه به میزان بالای ضریب b در این منطقه از گستره مورد بررسی، رویداد زمین‌لرزه‌های القایی دور از انتظار نیست. خاوری‌ترین 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 ۳ تا ۱۲ کیلومتری و در زیر گسل باغ ملک و بالای آن مقادیر بالاتر از ۱/۰ را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۴).

۶- بحث و نتیجه گیری

بررسی پراکندگی فراوانی زمین‌لرزه‌های رویداده در گستره سد مسجد سلیمان نسبت به تغییرات سطح تراز آب دریاچه نشان می‌دهد هر زمان که سطح تراز آب افزایش قابل توجهی یافته، فراوانی زمین‌لرزه‌ها نیز افزایش چشم‌گیری از خود نشان می‌دهد. ارتباط مشخصی بین رویداد زمین‌لرزه‌های متعدد و تغییرات سطح تراز آب دیده می‌شود (شکل ۷).

ضریب b برآورد شده برای منطقه سد در شعاع ۳۰ کیلومتری از مخزن برابر $۰/۹۲۲۹$ (شکل ۲) و در خارج از منطقه سد برابر $۰/۷۸۰۱$ (شکل ۳) است. در ضریب b سطحی محاسبه شده برای منطقه، مقدار این ضریب در ناحیه خاور دریاچه سد، در زیر مخزن سد و حوالی گسل‌های اندکان و باغ ملک همواره به نسبت بالا است (در بیشتر موارد $b \geq 1/0$)، که نشان‌دهنده میزان بالای ناهمگنی در این منطقه است. علت بالا بودن ضریب b در این نواحی نیز به خاطر ایجاد بار وزنی دریاچه و نیز نفوذ آب در این مناطق قابل توجه است که این امر باعث ایجاد ناهمگنی در پوسته زیر مخزن و اطراف آن می‌شود و می‌تواند سبب تحریک این گسل‌ها برای رویداد زمین‌لرزه شود. همان‌گونه که در همه برش‌های ترسیمی دیده می‌شود، مقدار بالای ضریب b ($b \geq 1/0$) در ژرفاهای بین ۳ تا ۱۲ کیلومتری، آشکارا بالا بودن این ضریب را در ناحیه خاوری دریاچه سد و بویژه دو محدوده دو گسل باغ ملک و اندکان نشان می‌دهد. مقادیر ضریب b بالا در منطقه سد (چه در ژرفا و چه در سطح)، بویژه در اطراف

(Pickering et al., 1995) بر پایه شبیه سازی مونت کارلو بر روی اثر نمونه‌برداری از یک توزیع قانون توانی (power-law distribution) به دست آمده است:

$$\sigma = b \sqrt{\frac{1}{N}} \quad b \geq 1, \quad (3)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{b}{N}} \quad b < 1, \quad (4)$$

که در آن σ انحراف معیار در برآورد ضریب b است و N تعداد زمین‌لرزه‌ها است. بر پایه معادلات (3) و (4) خطای ضریب b برای داده‌های مورد استفاده در محدوده ± 0.081 تا ± 0.167 برای b های به ترتیب کوچک‌تر و بزرگ‌تر از یک برآورد شده است.

۳-۱- 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 نرم‌افزار Zmapar (Wiemer and Beniot, 1996) انجام گرفت. برای به تصویر کشیدن میزان ضریب b در سطح، منطقه سد به سلول‌هایی به ابعاد $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 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 M_c باشد (ابراهیمی، ۱۳۸۸). شعاع قابل قبول برای نمونه‌برداری‌های انجام شده در نقشه تفکیک‌پذیری رسم شده برای هر شکل با رنگ آبی مشخص شده است و نحوه پراکندگی رویداد زمین‌لرزه‌ها 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 می‌شود، میزان ضریب b کلی منطقه در سطح بین ۲/۵-۰/۵ متغیر است. بر اساس شکل ۴ همان‌طور که انتظار می‌رفت 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 ($b \geq 1/0$). این امر به نوبه خود نمایش‌دهنده میزان بالای ناهمگنی پوسته در این منطقه است.

با مشاهده تغییرات ماهیانه ضریب b در سطح نیز می‌توان به میزان تغییرات شدید این ضریب در بخش خاور دریاچه سد در طی زمان پی‌برد و ناهمگنی شدید در پوسته زیر مخزن را دید. بدین منظور ضریب b 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 ۲۰۰۶) در محدوده ۰/۸-۰/۶ است و در بخش خاوری سد و حوالی گسل اندکان و شمال گسل باغ ملک شاهد ضریب $b \geq 1/0$ بالایی هستیم. اما در سه ماهه دوم (سپتامبر، اکتبر و نوامبر ۲۰۰۶) نوعی کاهش کلی در محدوده تغییرات ضریب b در ناحیه دیده می‌شود (شکل ۶) به طوری که ضریب b بین ۰/۸-۱/۲ در منطقه تغییر می‌کند و مناطق خاوری دریاچه سد و حوالی گسل‌های باغ ملک و اندکان به طور کلی کاهشی در ضریب b نسبت به سه ماهه پیشین را نشان می‌دهند علت این امر را می‌توان به تغییرات شدیدتر سطح تراز آب در این سه ماهه و رخداد تعداد بیشتر زمین‌لرزه‌ها که با زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_L = 3/9$ در تاریخ ۲۳ نوامبر ۲۰۰۶ همراه بوده است، نسبت داد (شکل ۷).

همان‌گونه که در شکل‌های ۸ و ۹ دیده می‌شود، 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 می‌شود، به طوری که در سه ماهه سوم محدوده تغییرات ضریب b بین ۱-۲ و در سه ماهه چهارم بین ۱-۱/۶ متغیر است.

در سه ماهه پنجم (ژوئن، ژوئیه و اوت ۲۰۰۷) دیده می‌شود که دوباره میزان ضریب b در سمت خاور دریاچه سد و بویژه در حوالی گسل باغ ملک نسبت به سه ماهه پیش

همخوانی خوبی داشت. در پژوهش حاضر سعی بر این شده است تا به بررسی ناهمگنی‌های تنش پوسته به کمک اندازه‌گیری ضریب b برای زمین‌لرزه‌های 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 مرتفع‌ترین سدهای سنگ‌ریزه‌ای با هسته رسی قائم کشور به شمار می‌رود. سد یادشده در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس و در ۲۵ کیلومتری شمال خاور شهر مسجد سلیمان قرار دارد. با توجه به تأثیر آبرگیری 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 روی داده در گستره سد مسجد سلیمان در مجموع از ۱۲ ایستگاه لرزه‌نگاری مستقر در منطقه استفاده شود (ابراهیمی، ۱۳۸۸). تعداد کل زمین‌لرزه‌های 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 زمین‌لرزه است. به منظور انجام بررسی‌های دقیق‌تر روی زمین‌لرزه‌های القایی، از آن جا که رومرکز چنین زمین‌لرزه‌هایی غالباً تا فاصله ۳۰ کیلومتری از محل تاج سد قرار می‌گیرند و ژرفای کانونی آنها نیز بین ۰ تا ۲۰ کیلومتر است (Gupta et al., 1972)، بنابراین زمین‌لرزه‌های خارج از محدوده ۳۰ کیلومتری تاج سد و زمین‌لرزه‌های بیشتر از ژرفای ۲۰ کیلومتر حذف شدند. تعداد رویدادهای باقیمانده به ۱۹۲۴ زمین‌لرزه کاهش یافت. شکل ۱ نمایش‌دهنده زمین‌لرزه‌های روی داده 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.

۳- تحلیل داده‌ها و نتایج به دست آمده

یکی از مهم‌ترین عوامل برای تحلیل ضریب b در زلزله‌شناسی بزرگای آستانه‌ای (M_c) داده‌ها است. به خاطر محدودیت‌های سیستم مشاهده یا سطح نوفه (نویز) در یک منطقه مشخص، تعداد رویدادهای گزارش شده با بزرگایی کمتر از یک بزرگای مشخص (که به عنوان بزرگای آستانه‌ای (M_c) شناخته می‌شود) کمتر از واقعیت است. با فرض یک توزیع قانون-توانی برای رابطه بسامد بزرگا (رابطه ۱) می‌توان M_c را در نقطه‌ای که منحنی رسم شده $\log(N)$ بر حسب M دچار شکستگی می‌شود به دست آورد. در این جا همان‌طوری که در شکل‌های ۲ و ۳ دیده می‌شود M_c برابر ۰/۹ در منطقه سد با استفاده از ۱۹۲۴ رویداد انتخابی، برآورد شده است.

همان‌گونه که پیش‌تر نیز عنوان شد، در مناطقی که شاهد رویداد زمین‌لرزه‌های القایی مخزن هستیم، مقادیر بالاتری از ضریب b نسبت به دیگر مناطق را شاهد هستیم. ضریب b برآورد شده برای منطقه سد در شعاع ۳۰ کیلومتری از مخزن برابر ۰/۹۲۲۹ (شکل ۲) و در خارج از منطقه سد برابر ۰/۷۸۰۱ (شکل ۳) است. برای برآورد این ضرایب از رابطه (۲) (ارائه شده توسط Utsu, 1965) استفاده شده است. این رابطه نشان می‌دهد که احتمالاً بخش قابل توجهی از زمین‌لرزه‌های رویداده در نزدیکی سد و دریاچه آن، از نوع القایی هستند.

برآوردی از میزان خطای ضریب b با استفاده از فرمول تجربی

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 interbedded 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

www.SID.ir

For Persian Version see pages 111 to 116

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