



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.comVol. (1)- No. 01- Fall 2013
6th Article- P. 50 to 57**GRIB**Geodynamics Research
International Bulletin

A Neotectonic Study Focusing on Seismic Background in Southern Amol (Mangol Region)

Mehrnoush Pornour^{1*}, Mohammad Reza Abbassi²¹ Faculty of Geology, Payam Noor University, Tehran, Iran.² International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

*Corresponding Author (por_m79@yahoo.com)

Article History:	Received: Dec. 01, 2013	Reviewed: Dec. 06, 2013
Revised: Dec. 10, 2013	Accepted: Dec. 13, 2013	Published: Dec. 16, 2013

ABSTRACT

Regarding the location of the studied area with 36.8, 52.15 to 36.2, 52.30, on the seismic belt of Iran and with regard to the occurrence of great earthquakes in this area in the twentieth century, studying the neotectonic events are of considerable importance. Thus, in studying the neotectonic indices including the pattern of drainage geometry, index gradient of river, the ratio of the valley width to its depth and vibratory background, the tectonic movement information can be obtained which are indicative of tectonic activation in this area.

Keywords: Neotectonic, Southern Amol, Mangol, Seismo Background.

بررسی نوزمین ساخت با نگرشی بر پیشینه لرزه‌ای جنوب آمل (نواحی منگل)

مهرنوش پرنور^۱، محمدرضا عباسی^۲^۱ دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور لوسانات، تهران، نگارنده رابط (por_m79@yahoo.com)^۲ عضو هیأت علمی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران (mrabbassi2000@yahoo.com)

تاریخ داوری: ۱۳۹۲/۹/۱۵	تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۹/۱۰	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۲/۹/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۹/۲۲	تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۲/۹/۱۹

چکیده

با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه با مختصات ۵۲/۱۵، ۳۶/۸ و ۵۲/۳۰، ۳۶/۲۴ در نوار لرزه‌خیز ایران و وجود زمین‌لرزه‌های تاریخی و سده بیستم قابل ملاحظه در این گستره، بررسی رویدادهای نوزمین‌ساختی در این محدوده دارای اهمیت خاصی می‌باشد. از این رو با بررسی شاخص‌های نوزمین‌ساختی از جمله: الگوی هندسه آبراهه‌ها، شاخص گرادیان شیب رودخانه، نسبت پهنای دره به ژرفای آن و پیشینه لرزه‌ای می‌توان به بررسی جنبش‌های زمین‌ساختی منطقه دسترسی پیدا کرد که نتایج حاصله از بررسی شاخص‌های فوق، حکایت از فعالیت‌های زمین‌ساختی و فرازش‌های شاغولی در این منطقه دارد.

واژه‌های کلیدی: نوزمین‌ساخت، جنوب آمل، منگل، پیشینه لرزه‌ای

۱. مقدمه

آمل محدود می‌شود. این گستره از دید جغرافیایی در محدوده کوهستانی البرز قرار گرفته است. گستره مورد مطالعه در ایالت زمین‌ساختی البرز مرکزی واقع شده است و به دلیل رویداد زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ به ویژه زمین‌لرزه‌های تاریخی

گستره مورد بررسی در شمال ایران، میان مدارهای ۳۶/۸ و ۳۶/۲۴ درجه عرض شمالی و ۵۲/۱۵ تا ۵۲/۳۰ درجه طول شرقی قرار گرفته است. این محدوده از سوی شمال به شهر

هستند. از مهمترین ویژگی‌های سامانه‌های رودخانه‌ای در بررسی جنبش‌های زمین‌ساختی می‌توان به الگوی هندسه آبراهه‌ها، تغییر گرادیان بستر رود نسبت به ژرفای دره رودخانه و نامتقارنی آبراهه‌ها اشاره کرد که به شرح آن خواهیم پرداخت (شکل ۲).



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای بخشی از دامنه شمالی البرز مرکزی و منطقه مورد مطالعه.

۲.۲. الگوی هندسه آبراهه‌ها

الگوی هندسه آبراهه‌های هر منطقه به منظور شناسایی سبک‌های ساختاری از روی عکس‌های منطقه تهیه می‌شود. گستره مورد مطالعه در برگیرنده الگوی ترکیبی آبراهه‌های شاخه‌درختی و راست گوشه و در پاره‌ای نقاط موازی است؛ به صورتی که آبراهه‌های اصلی سن بیشتری دارند و با توجه به نوع و سن در چند مرحله تشکیل شده‌اند:

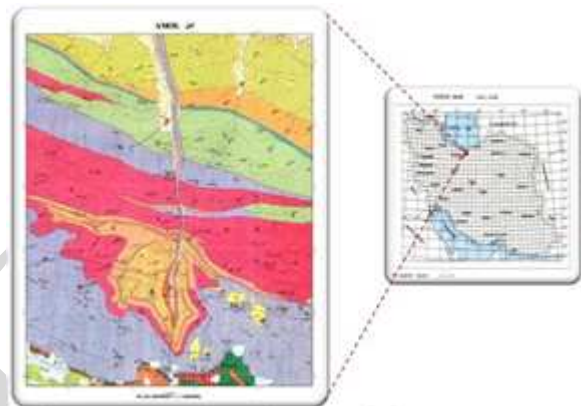
مرحله اول:

به پیروی از ساختارهای اصلی به ویژه گسله‌های پدید آمده در حین دگرشکلی کوه‌زاد، آبراهه اصلی رودخانه هراز به وجود آمده که بر روی گسله نرمال (عباسی، ۱۳۸۶) دره هراز جاری است. از این نمونه می‌توان به رود چلاو که در دره گسله چلاو در حرکت می‌باشد نیز اشاره نمود.

مرحله دوم:

شکل‌گیری پهنه‌های کوچکتر در میان بلوک‌های گسلی با ویژگی‌های ساختاری و سنگ‌شناختی یکنواخت می‌باشد. تشکیل بالادست رودخانه چلاو با ساختار شاخه‌درختی یا تشکیل رود منگل با الگوی موازی که حاصل عملکرد گسله

از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. در طی سده گذشته تحقیقات متعددی در البرز صورت گرفته که آخرین تحقیقات مربوط به پژوهش‌کننده زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در محدوده البرز مرکزی و شرقی بوده است (بربریان ۱۳۷۵)؛ اما در محدوده مورد نظر از نظر نوزمین‌ساختی تحقیقات جامعی موجود نیست.



شکل ۱. نمایی از موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی.

۲. مواد و روش‌ها

۲.۱. نوزمین‌ساخت در البرز

نوزمین‌ساخت بنا بر تعریف انجمن (INQUA) (پاولدیس، ۱۹۸۹)، بررسی رویدادهای زمین‌ساختی جوانی است که پس از کوهزایی و یا آخرین شکل‌گیری زمین‌ساختی مهم یک منطقه روی داده یا در حال رویداد است.

این رویدادهای تکتونیک به اندازه‌ای جوان و جدید هستند که پیوند تنگاتنگی با شکل‌گیری و فرگشت توپوگرافی امروزی زمین دارند. این رویدادها در قالب جنبش‌های آرام (بی‌لرزه) و ناگهانی (زمین‌لرزه‌ای) پدیدار می‌شوند. یکی از راه‌های شناسایی جنبش‌های آرام یا جنبش‌های گذشته، ریخت‌شناسی زمین‌ساختی است.

۲.۱.۱. ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی البرز مرکزی

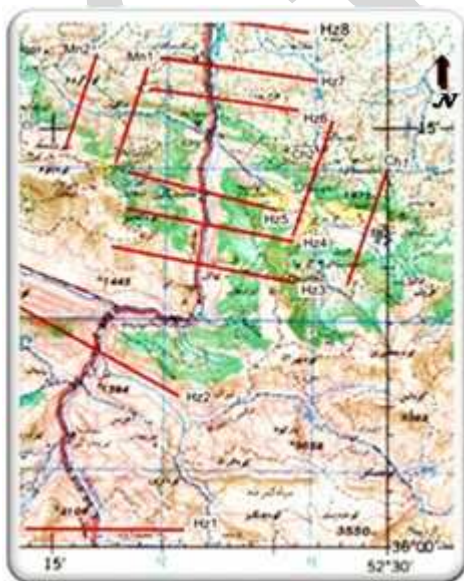
در گستره البرز، فرسایش آبی نقش بزرگتری نسبت به سایر فرآیندهای فرسایشی دیگر ایفا می‌کند، از این رو سامانه‌های رودخانه‌ای، حوضه‌های زهکشی، کانال‌های رودخانه‌ای و سیماهای وابسته از مهمترین سامانه‌های تأثیرگذار در این زمینه

$$V_f = \frac{v_{fw}}{(E_{LD} - E_{SC}) + (E_{RD} - E_{SC})} \quad \text{معادله (۲)}$$

که در آن مقدار: V_{fw} : پهنای کف دره، E_{SC} : بلندی بستر، E_{LD} : فراز دیواره سمت چپ، E_{RD} : فراز دیواره سمت راست است. دره‌هایی با بستر پهن دارای شاخص V_f بالا و دره‌هایی با بستر باریک و V_f شکل دارای شاخص V_f پایین هستند. این شاخص نشانگر فرازش و فعالیت‌های تکتونیکی حاکم بر منطقه می‌باشد که با توجه به اندازه‌گیری‌های انجام شده در ایستگاه‌های مختلف (جدول ۱) می‌توان جنبش‌های زمین‌ساختی را در گستره به خوبی تشخیص داد؛ به نحوی که در گستره زون شمال البرز، V_f به بالاترین حد خود رسیده و حاکی از عدم فعالیت و فرازش تکتونیکی است؛ ولی در سایر ایستگاه‌ها میزان V_f بسیار کم و دره‌ها تنگ و V_f شکل هستند که این نتایج کاملاً با زمین‌ساخت پویا و فرازش تکتونیکی زون گسله شمال البرز تطبیق دارد (شکل‌های ۳ تا ۶).

جدول ۱. مقادیر شاخص (V_f) نسبت پهنای دره به ژرفای اندازه‌گیری شده در نقاط تعیین شده البرز مرکزی

نام ایستگاه	V_f	نام ایستگاه	V_f
Hz۱	۰/۲۴۱	Hz۸	۰/۲۹۲
Hz۲	۰/۲۷۲	Mn۱	۷۶/۶۶۶
Hz۳	۰/۱۵۵	Mn۲	۰/۲۴۵
Hz۴	۰/۴۰۲	CH۱	۰/۳۶۶
Hz۵	۰/۲۳۴	CH۲	۰/۲۳۱
Hz۶	۰/۲۶۸		۰/۲۱۴



شکل ۳. بخشی از نقشه توپوگرافی آمل و ایستگاه‌های V_f اندازه‌گیری شده.

منگل در یال جنوبی دره منگل می‌باشند، مثالی از این مرحله هستند.

مرحله سوم:

رویداد جنبش‌های نوزمین‌ساختی است که در راستای ساختارهای اصلی گستره باعث جابه‌جایی الگوی آبراهه‌های کهن و جوان‌تر شده است. از رویدادهای این مرحله می‌توان به تغییر مسیرهای جزئی در روی رود هراز به موازات گسله‌هایی که آن‌ها را قطع کرده است، اشاره نمود.

۳. بحث و نتایج

۳.۱. شاخص گرادیان شیب رودخانه (SL)

شاخص گرادیان شیب رودخانه با فرمول ذیل محاسبه می‌شود:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad \text{معادله (۱)}$$

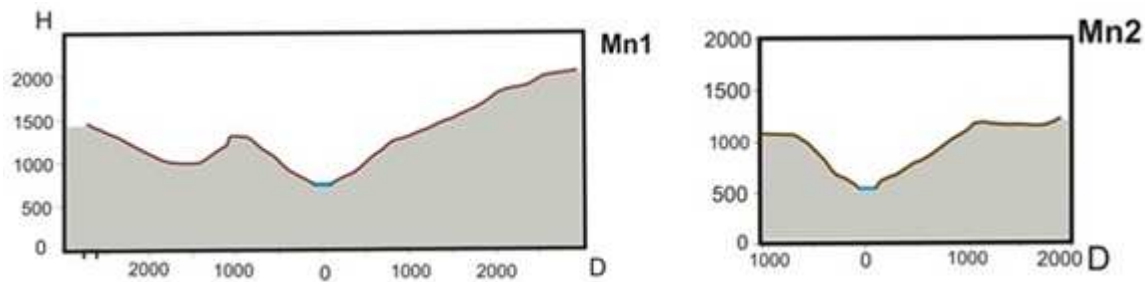
که در آن: $\Delta H / \Delta L$: نشیب رودخانه، ΔL : طول رود در محدوده محاسبه شده، ΔH : تغییر ارتفاع، L : درازای کانال از نقطه شروع در بالادست تا نقطه نهایی در پایین دست است. شاخص SL به قدرت رودخانه وابسته است و عموماً قدرت رودخانه‌ها بستگی به توانایی رودخانه در فرسایش بستر و حمل و نقل رسوبات دارد و میزان این شاخص می‌تواند میزان فعالیت‌های تکتونیکی اخیر را مشخص کند (عباسی، ۱۳۸۶).

البته جنس بستر نقش مؤثری در میزان این شاخص دارد و منطقه مورد مطالعه با توجه به اینکه از بسترهای کم مقاومت مانند شیل و ماسه‌سنگ و غیره و در بسیاری از قسمت‌ها از بستر آبرفتی عبور می‌کند.

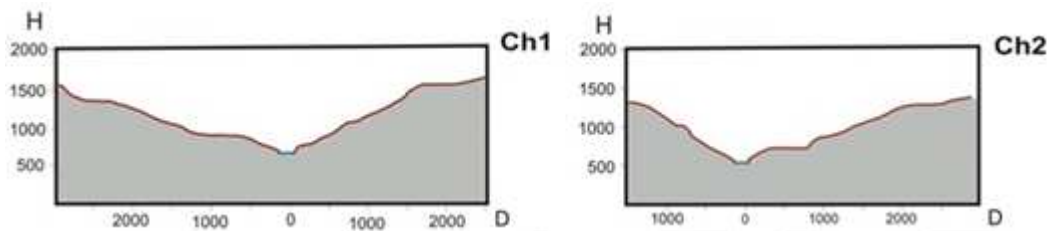
میزان به دست آمده برای شاخص یاد شده، $SL = 1219/56$ است و این مقدار نشان‌دهنده عدم فرازش تکتونیکی است و با توجه به سایر داده‌ها و بررسی‌های انجام شده در این منطقه که حاکی از فعالیت تکتونیکی است این شاخص به تنهایی نمی‌تواند جهت بررسی ساختاری مناسب باشد.

۳.۲. نسبت پهنای دره به ژرفای آن (V_f)

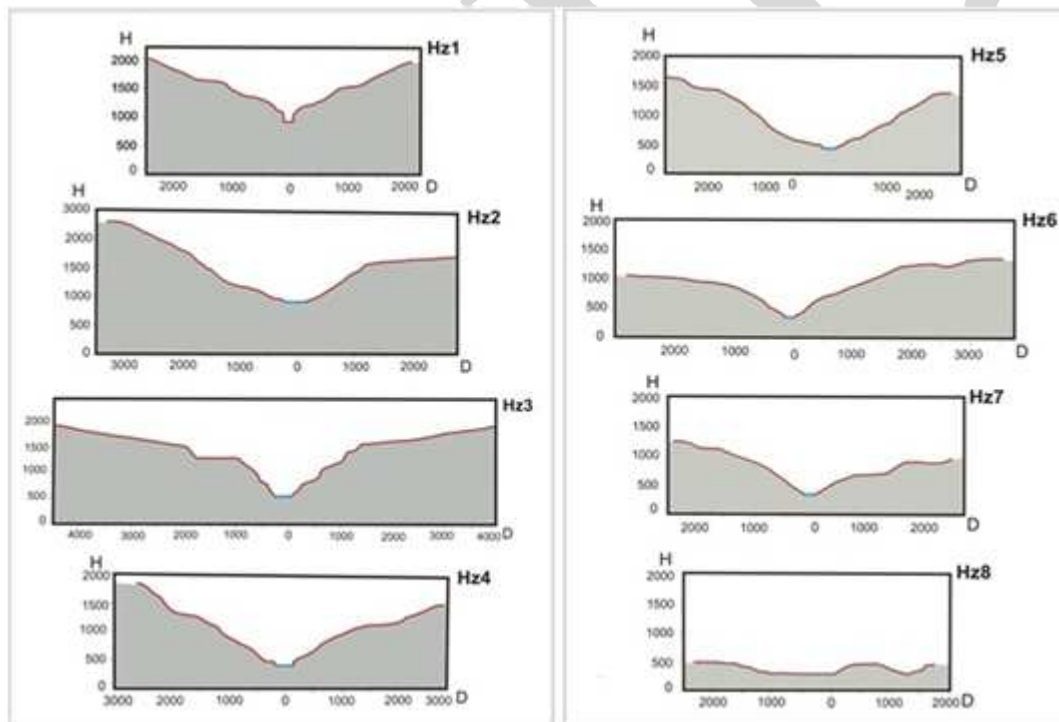
این شاخص نخستین بار توسط (Bell 1978) پیشنهاد شد:



شکل ۴. تصاویر Mn1,2: نمودارهای مقاطع عرضی نسبت پهنای دره به ژرفای رود منگل.



شکل ۵. تصاویر Ch1,2: نمودارهای مقاطع عرضی نسبت پهنای دره به ژرفای رود چلاو.



شکل ۶. تصاویر Hz1-8: نمودارهای مقاطع عرضی نسبت پهنای دره به ژرفای رود هراز.

۳.۳. لرزه‌خیزی منطقه

با بزرگای $7/3$ است که باعث ایجاد زمین‌لغزش‌های عظیم و تشکیل یک سد طبیعی به ارتفاع ۲۰ متر و درازای ۹ کیلومتر شد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵) و جدیدترین آن‌ها، زمین‌لرزه ۲۰۰۴ بلده-کجور با بزرگای $6/3$ بوده (Gheitanchi 2005) که اگر چه از منطقه مورد مطالعه با کمی فاصله واقع است؛ ولی باز هم نشانگر فعالیت زون گسله شمال البرز می‌باشد و از

با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی منطقه بر حسب داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی محدوده مورد مطالعه بارها و بارها دچار لرزش گسیختگی و زمین‌لغزش‌های چشمگیر شده است که مهمترین آن‌ها، زمین‌لرزه سال ۱۹۵۷ سنگچال

سطوح لایه‌بندی

سطوح لایه‌بندی که بیشتر در سنگ‌های رسوبی مشاهده می‌شوند، اگر به وسیله عوامل ساختاری نظیر درزه و گسل‌ها قطع شوند، می‌توانند موجب ایجاد ناپایداری گردند (زارسی، ۱۳۸۶). این سطوح عموماً صاف و دارای طول زیاد هستند و در صورت قرارگیری در جهت شیب دامنه می‌توانند سبب ایجاد ناپایداری‌های سنگی بزرگ شوند (شکل ۹).



شکل ۹. نمایی از سطوح لایه‌بندی، نرسیده به کلرد، جاده هراز (نگاه به سمت شمال غرب).

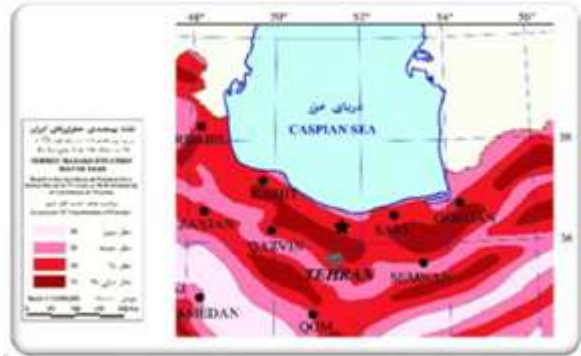
جنس لایه

تغییرات لیتولوژیکی در سنگ‌ها و در پی آن تفاوت در مقاومت سنگ‌ها و لایه‌ها از عوامل مؤثر در ناپایداری شیب‌ها هستند. وجود شیل‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و رسوبات آبرفتی در شیب‌ها با توجه به مقاومت کم باعث ناپایداری شیب‌ها می‌شوند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نمایی از قرارگیری لایه‌های شیلی در شیب به سمت دره هراز (نگاه به سمت غرب).

آن‌جایی که محدوده قابل توجهی از گستره مورد مطالعه قسمتی از پهنه گسلی شمال البرز را شامل می‌شود و از نظر لرزه‌ای در گذشته فعال بوده می‌توان این گستره را از نظر لرزه‌خیزی و فعالیت‌های لرزه‌ای، جنبا دانست (شکل ۷).



شکل ۷- بخشی از نقشه پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای ایران و جایگاه منطقه مورد بررسی.

۴.۳. پایداری شیب دامنه‌ها و ارتباط آن با تکتونیک

از مهمترین عوامل ناپایداری شیب‌ها عوامل ساختاری هستند که مهمترین آن‌ها انواع شکستگی‌ها، گسله‌ها، سطوح لایه‌بندی و جنس لایه‌ها می‌باشند.

گسل‌ها

گسل‌ها معمولاً در بررسی پایداری شیب‌های بزرگ نقش تعیین کننده‌ای دارند. گسل‌ها معمولاً دارای سطوح صاف هستند که در صورت داشتن جهت‌یابی مناسب نسبت به شیب دامنه می‌توانند بسیار خطرزا باشند. همچنین گسل‌ها محل تجمع جریان آب می‌باشند که اهمیت ویژه‌ای در پایداری شیب دارند (شکل ۸).



شکل ۸. نمایی از رخنمون زون گسل منگل در جاده هراز (نگاه به سمت شرق).

۳.۵. شیب‌های ناپایدار

یکی از نکات حائز اهمیت در پروژه‌های سدسازی، پایداری دامنه‌ها در مخزن و محور سد است. با توجه به برداشت‌ها و مطالعات انجام شده در منطقه، در محدوده محور سد، لایه‌بندی سنگ‌چینه‌ها در دامنه‌های مذکور با امتداد تقریباً موازی با محور سد و بیشتر بین ۸۵-۴۵ درجه نسبت به محور سد واقع هستند که با توجه به جنس واحدهای سنگ‌چینه‌ای که مربوط به سازند الیکا می‌باشد (سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه)، دامنه‌ها در قسمت محور سد در طرفین جاده هراز پایدار می‌باشند (شکل ۹، نگاه به سمت شمال غرب)؛ اما در محدوده مخزن سد وقتی دره هراز را از جنوب به سمت شمال پیمایش می‌کنیم؛ شیب‌های ناپایدار را مشاهده می‌کنیم که به ترتیب شامل موارد زیر هستند:

۱- شیب‌های ناپایدار در دامنه‌های شرقی به علت وجود معادن شن و ماسه (که حدوداً هر ۱/۵ کیلومتر از هم واقع شده‌اند) به وجود آمده‌اند و علت ناپایداری این شیب‌ها عبارت است از: الف) قرارگیری لایه‌ها با امتدادی موازی با امتداد دره و شیب رود در دره (شیبی حدود ۴۵-۷۰ درجه) (شکل ۱۰).

ب) از بین رفتن پوشش گیاهی به علت برداشت شن و ماسه معادن مذکور.

ج) برداشت‌های نامناسب (عدم استفاده از برداشت به روش پلکانی) که باعث ناپایداری شدید در این دامنه‌ها شده است و پس از آبرگیری قسمت‌های عظیمی از این دامنه‌ها به داخل مخزن وارد خواهد شد (معماریان، ۱۳۷۴) (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. تصویری از برداشت‌های نامناسب که موجب ناپایداری شیب دامنه شده است (نگاه به سمت غرب).

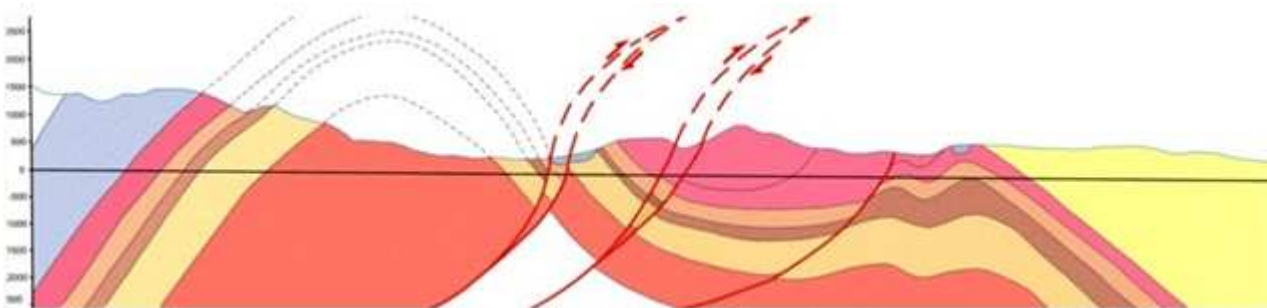
ارتفاع تقریبی ۱۲ متر مشاهده می‌شود (شکل ۱۲، نگاه به سمت شمال غرب).

۲- در محدوده شاهزید واقع در هسته تاقدیس عمارت در دامنه غربی مخزن، آبرفت‌های محلی (Local) سخت‌نشده با



شکل ۱۲. آبرفت‌های محلی سخت‌نشده با ارتفاع تقریبی ۱۲ متر (نگاه به سمت شمال غرب).

با توجه به اهمیت سنگ‌شناختی و زمین‌ساختی ستر رودخانه هراز به عنوان مخزن سد، برش زمین‌شناسی در راستای رود هراز (شمالی - جنوبی) از فاصله‌ای حدود ۳۰ کیلومتری شهر آمل در جاده تهران - آمل تهیه شده تا موقعیت گسل‌ها، نحوه قرارگیری واحدهای زمین‌شناسی در محدوده مشخص گردد (شکل شماره ۱۳)



تصویر ۱۳ - نمایی از نیمرخ فرضی ترسیم شده از دره هراز (با استفاده از روش کینگ).

زمین‌ساختی در گستره به خوبی تشخیص داده شد؛ به نحوی که بعد از زون گسله شمال البرز، مقدار V_f به بالاترین حد خود رسیده و رودخانه با عبور از دره‌های V شکل عمیق، نشانگر مناطق زمین‌ساختی پویایی است که حاکی از فعالیت گسله‌های این گستره می‌باشند. با عبور از پهنه شمال البرز به سمت شمال بستر، رودخانه پهن و U شکل شده و ارتفاعات، جای خود را به تپه‌های کوتاه و دشت داده است.

- با توجه به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی این گستره جزء مناطق لرزه‌خیز به شمار می‌آید و احتمال وقوع زمین‌لرزه در محدوده زون گسل شمال البرز با توجه به زمین‌لرزه‌های دستگاهی سنگچال وجود دارد که در پی آن، احتمال تشکیل سد طبیعی حاصل از ریزش لایه‌های ناپایدار در مخزن سد مانند گذشته وجود دارد که چنین سد طبیعی در داخل مخزن سد در دست مطالعه، امکان شکست یا سرریز آب مخزن را فراهم می‌کند که این نکته در هنگام ساخت سد و مخصوصاً ارتفاع مخزن سد باید مورد توجه قرار بگیرد.

- با توجه به لرزه‌خیزی زون شمال البرز باید احتمال فعالیت گسله‌های منگل و چلاو کلرد که باعث فرازش تکنیکی منطقه می‌باشند در ساخت سد مد نظر گرفته باشد.

۳- پادگانه‌های آبرفتی جوان (آبرفت‌های a) که به صورت آبرفت‌های سخت‌نشده در دامنه‌های غربی مخزن بالاتر از شاه‌زید نرسیده به چلاو (با ارتفاعی حدود ۱۸ متر، ضلع غربی در جاده هراز) مشاهده می‌شوند که امکان ناپایداری آن‌ها پس از آبرفتی دریاچه وجود دارد.

۴. نتیجه‌گیری

- با توجه به الگوی هندسه آبراهه‌ها، تشکیل رود منگل با الگوی هندسی موازی، حاصل عملکرد گسل منگل در یال جنوبی منگل می‌باشد و همچنین تغییر مسیر رودخانه هراز بر اساس الگوی آبراهه‌ها به موازات گسله‌هایی است که آن‌ها را قطع کرده است و آرایش موازی آبراهه‌ها گویای نشیب یکنواخت بستر به سوی شمال و همچنین قرارگیری در فرودواره پهنه گسلی شمال البرز و خزر می‌باشد که با جنبش‌های زمین‌ساختی آن‌ها به سوی شمال کج شده‌اند.

- شاخص گرادیان شیب رودخانه به عنوان شاخص اصلی برای نیروهای مؤثر رودخانه به حساب می‌آید؛ اما این شاخص نسبت به تغییرات جنس بستر بسیار حساس می‌باشد و با توجه به این که رود هراز بیشتر از واحدهای نرم قابل فرسایش و بسترهای آبرفتی عبور می‌کند، مقدار به دست آمده با توجه به سایر داده‌ها و میزان پایین SL به دست آمده، نمی‌تواند به تنهایی معیاری مناسب جهت سنجش جنبایی منطقه محسوب شود.

- با توجه به نتایج حاصل از محاسبه و بررسی شاخص نسبت پهنای دره به ژرفای آن و نیمرخ هر یک از آن‌ها، جنبش‌های

- در محدوده مخزن سد در دست مطالعه در دامنه‌های شرقی به علت وجود شیب‌های ناپایدار حاصل از قرارگیری لایه‌ها با امتداد موازی با امتداد دره و شیب رو به دره و برداشت‌های نامناسب معادن شن و ماسه امکان ریزش این دامنه‌ها بعد از آبگیری به دلیل تشکیل زمین لرزه‌های القایی وجود دارد.

۱.۴. پیشنهادات

با بررسی‌ها و مشاهدات صورت گرفته بر روی دامنه‌های شرقی و گاهاً غربی دره هراز در این ناحیه در سده اخیر باید بررسی‌های بیشتری در مورد میزان ناپایداری شیب‌ها صورت پذیرد.

منابع

بربریان، م.، قریشی، م.، شجاع طاهری، ج. و طالبیان، م. (۱۳۷۵)، پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره سمنان، ۱۱۵-۱۱۷-۱۱۹.

زارسی، آ. (۱۳۸۶) بررسی کاربردی منطق فازی در تحلیل ناپایداری شیب‌ها، استاد راهنما: قزوینیان، ع.، استاد مشاور: محجوب، د.، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

عباسی، م. ر. (۱۳۸۶)، لرزه‌زمین‌ساخت و هندسه دگرریختی البرز مرکزی - خاوری با نگرشی بر گستره‌های دارای پیشینه لرزه‌خیزی. ۱۱۹-۱۲۶.

معماریان، ح. (۱۳۷۴)، زمین‌شناسی مهندسی و ژئوتکتیک، دانشگاه تهران،

۵۶۸

Bull, W.B. (1978), *Geomorphic Tectonic Activity Clases of the South Front of the San Gabriel Mountains, California*, U. S. Geological Survey, Contrast Report 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, California, 59.

Gheitanchi, M.R. (2005), *Source Characteristics of 28 the may 2004 Baladeh- Kajor Destructive Eaxthquake Incentral Alboerz, Reuealed from for Field Wave- form Data*, Institue of Geophysices, Tehran University, Tehran, Iran.

Pavliades, S.B. (1989), Looking for a Definition of Neotectonics, *Terra Nova*, [Online] 1 (3), 233-235. Available from doi: 10.1111/j. 1365-3121 .1989.t b00362.x.



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.com

Vol. (I)- No. 01- Fall 2013
7th Article- P. I to VII

GRIB

*Geodynamics Research
International Bulletin*

A Note on Stratigraphic Data and Geodynamic Evolution of Sistan Suture Zone (Neo-Tethyan Margin) in Eastern Iran

Seyed Ahmad Babazadeh

Department of Sciences, Payam Noor University, Tehran, Iran.

seyedbabazadeh@yahoo.com

Article History:

Revised: Dec. 12, 2013

Received: Dec. 05, 2013

Accepted: Dec. 14, 2013

Reviewed: Dec. 10, 2013

Published: Dec. 16, 2013

ABSTRACT

The Sistan suture zone (Eastern Iran) belongs to the Tethian suture, which was formed during the Early Cretaceous to Paleogene. This suture zone is divided into two tectono-sedimentary provinces (Gazik and Sahlabad) that reflect different paleo-geographic domains. The zone was created as a marginal basin, which opened prior to the Early Aptian between the Lut block and Afghan margin as a consequence of northeastward subduction of the Neo-Tethys Ocean. The active margin accretionary facies accumulated in the eastern region of this suture (Gazik Province) during the Late Cretaceous (pre-Maastrichtian), whereas passive margin facies and deep basin facies were deposited in western region (Sahlabad Province) at this time. This narrow oceanic domain was closed in three steps with an east to west progradation, in the Maastrichtian to Late Eocene. This interpretation results from new microbio-stratigraphic data from the accretionary facies and Ophiolitic mélanges emplaced in this narrow mobile belt.

Keywords: Stratigraphy, Geodynamic evolution, Lut and Afghan margins, Sistan suture zone, Eastern Iran.

1. INTRODUCTION

The Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983) belongs to Cenozoic Alpine suture of Sengor et al. (1988). This suture, previously called "East Iranian Flysch Trough" (Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981) is one of the remnant basins (vestige of Waser ocean in Afghanistan) in Neo-Tethys, located between two micro-continental fragments that collided as a result of the tectonic migration of Lut block (west) towards Afghan block (East). The studied area is situated in the north-central part of this suture and is limited by the following coordination: 58° 30' to 60° 30' E and 32° to 33° N (Fig. 1). It is generally divided into two provinces: Gazik province in the east and Sahlabad province in the west (Babazadeh, 2003). It was interpreted as a basin (Sefidabeh basin) that was deposited in onlapping relationship with two ophiolitic complexes (Ratuk and Neh) (Tirrul et al., 1983). During Early Cretaceous-Eocene times, the Sistan suture zone was characterized by an autochthonous facies consisting of an ophiolite suite, a deep marine facies (pelagic limestones, radiolarian cherts), allochthonous elements containing the resedimented facies (passive and margin facies) in the foreslope (peripheral domain) and isolated platforms (shelf domain) including the patch reef, etc.

No detailed stratigraphy has yet been worked out in this area. This paper aimed to relate the new stratigraphic data from the normal marine sediments, ophiolitic mélange and accretionary facies to paleogeodynamic and plate tectonic in this region.

2. METHODS**2.1. NEW STRATIGRAPHIC DATA****2.1.1. EARLY CRETACEOUS (SECTIONS S & SH)**

The best lower Cretaceous deposits crop out in the Soulabest area (section S) of the Gazik province and in the Shirshotor area of the Sahlabad province. This area is limited by 60° 17' to 60° 20' of longitude east and 32° 30' to 32° 33' of latitude north (Fig. 1). The Soulabest radiolarites consist of stratified basalts, radiolarian Cherts and red radiolarian argillaceous Cherts, pillow-lavas and patched limestones with the intercalation of the cherts. They are unconformably covered by Maastrichtian conglomerates and hippuritic limestone (Babazadeh, 2003; Babazadeh & Dewever, 2004). Two faunal assemblages were reported in the radiolarites.

Assemblage I consists of the following radiolarian association: *Dictyomitra excellens* (Tan, 1927);

Archaeodictyomitra aff.

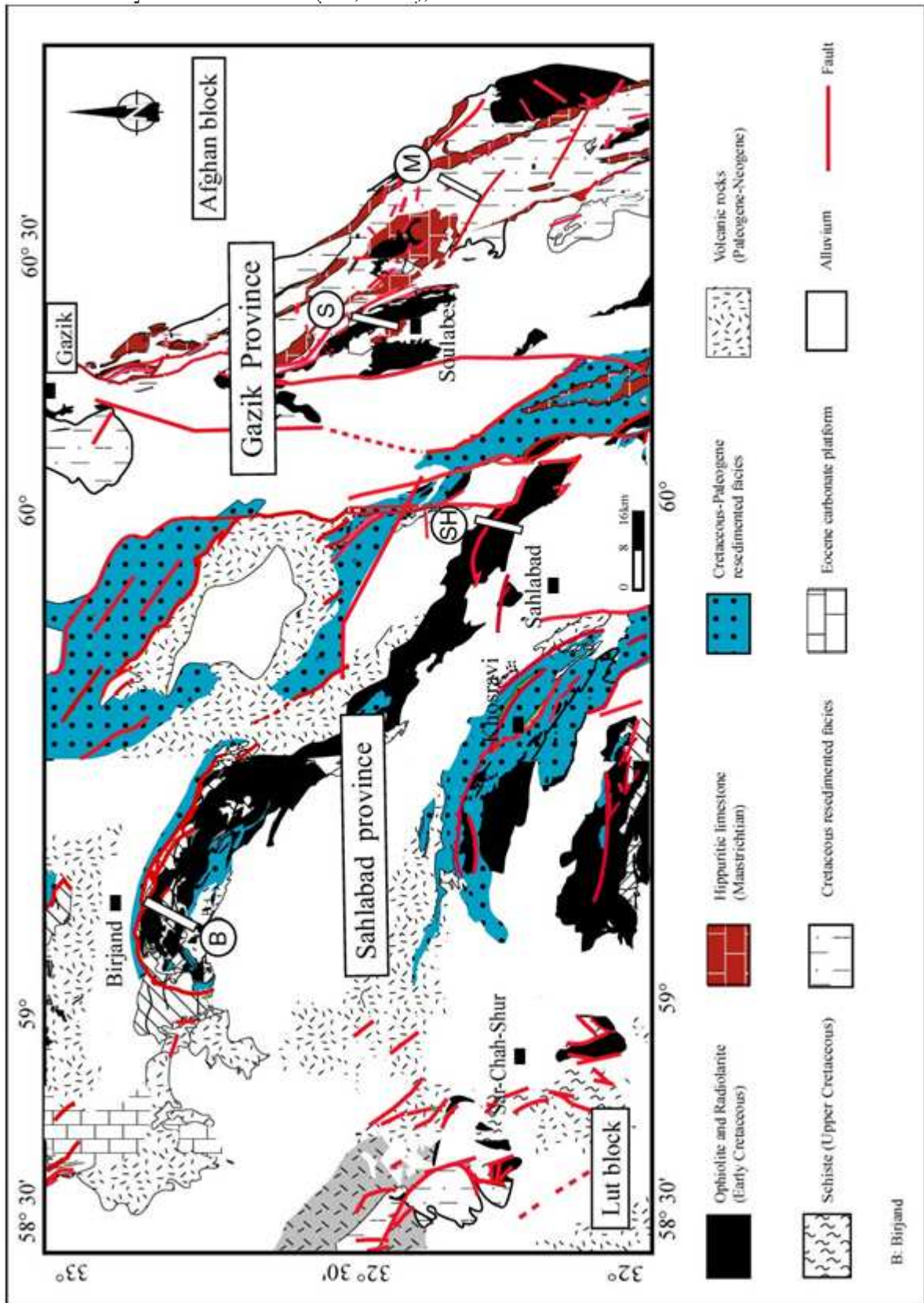


Fig. 1: Structural sketch map showing the Sistan suture zone containing Gazik and Sahlabad Provinces. Sections S, SH, M and B are assigned to Soulabest, Shirshotor, Mahirud and Birjand areas.

Vulgaris Pessagno, 1977; *A. apiarium* (Rüst, 1885); *A. sp.*; *Podobursa aff. typica* (Rüst, 1898); *Stichomitra communis* Squinabol, (1903); *S. cf. japonica* Nakaseko & Nishimura, (1979); *S. sp.*, *Thanarla pacifica* Nakaseko & Nishimura, 1981; *T. aff. brouweri* (Tan, 1927); *Xitus elegans* (Squinabol, 1903); *Dactyliodiscus cf. lenticulatus* (Jud, 1994); *Stichocapsa cf. robusta* Matsuoka, 1984; *Cryptamphorella cf. conara* (Foreman, 1968); *Hiscocapsa cf. asseni* (Tan, 1927) and *Parvicingula sp.* This assemblage can be compared with *Hiscocapsa asseni* Zone and *Turbocapsula verbeeki* Zone of O'Dogherty (1994). This association allows assigning an early Aptian age.

Assemblage II yields the following radiolarian association: *Thanarla pulchra* (Squinabol, 1904); *Thanarla sp. aff. brouweri*; *Thanarla aff. veneta* (Squinabol, 1903); *Archaeodictyomitra aff. vulgaris*; *A. sp.*; *Dictyomitra gracilis* (Squinabol, 1903); *D. montisserei* (Squinabol, 1903); *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol, 1903); *P. paronai* (Aliev, 1965); *Rhopalosyringium solivagum* O'Dogherty, 1994; *R. mosquense* (Smirnova & Aliev, 1969); *R. perforaculum* O'Dogherty, 1994; *R. adriaticum* O'Dogherty, 1994; *R. scissum* O'Dogherty, 1994; *R. hispidum* O'Dogherty, 1994; *R. sp. 1*; *R. sp. 2*; *Stichomitra communis*; *Xitus mclaughlini* (Pessagno, 1977); *X. elegans*; *Dorypyle communis* (Squinabol, 1903); *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 1970; *Cryptamphorella cf. conara*; *Protospherotractus sp.*; *Pseudoaulophacus cf. sculptus* (Squinabol, 1904); *Dactyliodiscus cf. lenticulatus*; *Diacanthocapsa cf. ovoidea* Dumitrica, 1970; *Crolanium aff. cuneatum* (Smirnova & Aliev, 1969). This association can be similar to *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* Zone of Vishnevskaya (1993) and *Holocryptocanium barbui* Zone of Bak (1999). The age of this association ranges from middle to late Albian.

In the Shirshotor area (section SH), the sedimentary series consists of bedded volcano-sedimentary rocks (green tuff) with underlying breccia and intercalations of red radiolarian Cherts. This area is located between 59° 56' to 59° 58' E longitude and 32° 14' to 32° 17' N latitude (Fig. 1). This sequence continues with gray limestones containing planktonic foraminifera. The radiolarian faunal assemblage is characterized by *Pseudodictyomitra lodogaensis*, *Pseudodictyomitra cf. pentacolaensis*, *Pseudodictyomitra aff. homatissima*, *Pseudodictyomitra sp.*, *Cryptamphorella conara*, *Cryptamphorella cf. sphaerica*, *Archaeodictyomitra sp.*, *Thanarla sp. 1*, *Thanarla sp. 2*, *Saitoum sp.* The age is assigned to Aptian.

The top of sequence is overlain by a conglomerate horizon passing upward into a debris flow deposit (debrif) assigned to the Late Campanian (Babazadeh, 2005).

2.1. 2. LATE CRETACEOUS; CENOMANIAN-CAMPANIAN (SECTION M)

The section B is limited between 60° 32' to 60° 33' E longitude and 32° 17' to 32° 20' N latitude (Fig. 1). The Upper Cretaceous deposits are characterized by two types of sediment. The active margin accretionary facies containing sandstones, shale, limestone and basaltic blocks (olistostrome) accumulated in Mahirud-Lahnu region of the Gazik province (Fauvelet and Eftekhar-Nezhad, 1990; Babazadeh, 2003), whereas a passive facies showing a succession of pelites, micritic limestones, calcarenites (turbidite) and deep basin facies (pelagic limestones and radiolarian chert) deposited at Shirshotor area (section SH) in the Sahlabad province of this suture zone at this time (Babazadeh et al. 2007, Babazadeh, 2008).

The foraminiferal biostratigraphy of the section studied is based on planktonic forms examined in thin section. The sedimentary unit of Shirshotor area was deposited in deep marine environment and it is more accurately dated with the succession of index planktonic foraminiferal species. Five biozones have been identified on the occurrence of index planktonic foraminifera in this region.

Biozone A: *Marginotruncana sigali* Zone; Age: Late Turonian

Biozone B: *Dicarinella concavata* Zone; age: Latest Turonian to Early Santonian

Biozone C: *Dicarinella asymetrica* Zone; age: Santonian

Biozone D: *Globotruncanita elevata* Zone; age: Early Campanian

Biozone F: *Globotruncanita calcarata* Zone; age: early Late Campanian

Biozone E: *Globotruncana ventricosa* Zone; as the succession is truncated by an olistostrome this Biozone is lacking.

2.1.3. MAASTRICHTIAN

- CONGLOMERATIC UNIT (SECTION S)

This unit shows a succession of conglomerates, sandstones, limestones and gray conglomerates at the Soulabest area (Gazik province). The conglomeratic layers are composed of basaltic fragments, radiolarian cherts and limestone containing Maastrichtian benthic foraminifera such as *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus* and *Hippurites* (*Osculigera sp.*).

It covers unconformably pre-Maastrichtian ophiolitic mélange and accretionary facies. Its outcrops are fairly continuous and can be observed throughout this province. This unit changes laterally into reef limestones containing Maastrichtian *Hippurites*. It

shows two interdigitated facies such as conglomerate and reef in the Gazik province.

Remarks: No resedimented facies showing the peripheral domain are observed in the Gazik province during Maastrichtian.

- TURBIDITIC FACIES

Turbidites are only observed in the Sahlabad province during Maastrichtian time. They are composed of a succession of gray limestones containing Maastrichtian planktonic foraminifera, fine grained sandy limestones and Calcarenites Calcisphaerulids. These facies correspond to distal Turbidites, deposited in the fore-slope basin (peripheral domain).

Remark: No conglomeratic facies are observed in the Sahlabad province during this period.

2. 1. 4. PALEOCENE

During the Paleocene, the Hippuritic reefs and the conglomerates are replaced by carbonate turbidites (allogenic limestones). The resedimented facies consists of pelagic debrites and turbidites were mainly deposited in Sahlabad province. They are characterized by turbidity current and debris flows at the foreslope in the peripheral domain.

2. 1. 5. EOCENE (SECTION B)

This section is limited by 59° 15' to 59° 17' of longitude east and 32° 42' to 32° 43' of latitude north (Fig. 1). The shallow water carbonate terrigenous deposits are containing algal limestones, benthic foraminiferal calcarenites and reefal limestone facies (bindstone and grainstone) including *Opertorbitolites douvillei* Nuttall, *Alveolina aragonensis* Hottinger, *Alveolina avellana* Hottinger, *Alveolina pasticillata* Schawager, *Nummulites globulus* Leymerie, *Lockhartia conditi* (Nuttall) and *Miliolids*, overly Paleocene deep marine resedimented facies at some places in Sahlabad province.

This succession is attributed to forearc basin deposits (Dickinson & Seely, 1979). However, the Early Eocene transgressive conglomerates containing basalt fragments, cherts and sandy limestone fragments unconformably cover the ophiolitic mélange south of Birjand (section B) in the Sahlabad province. The Early-Middle Eocene deep resedimented facies, containing a succession of sandstones, shales, pelagic limestones with exotic blocks of basalt were deposited in other places. A late Eocene reefal unit with the basal conglomerates unconformably covered the early Eocene resedimented facies in the Sahlabad province.

3. RESULT AND DISCUSSION

3.1 GEODYNAMIC EVOLUTION

The Ophiolitic sequence, the accretionary prism and the passive and active margin facies make up the essential tectonic units in the Sistan suture zone (Fig. 2).

In Jurassic time, the subduction producing the andesite rocks commenced under Sanandaj-Sirjan zone in the Neo-Tethys (south of central Iran) (Berberian & King, 1981; McCall & Kidd, 1982; Sengor et al., 1988). The Arabian plate was located at a great distance. There is no evidence of any subduction in Makran at this time, although Jurassic pelagic deposits in the inner Makran indicate the development of a rift (McCall & Kidd, 1982).

During the Early Cretaceous, the Eurasian active margin was fragmented and the back arc oceanic basins separated Tabas block from Lut block, as well as Lut block from Afghan margin (Masse et al., 1993; Babazadeh, 2003). The later basin corresponds to Sistan Ocean. This event is confirmed by the presence of Aptian radiolarites (Babazadeh & De Wever, 2004). The Sanandaj-Sirjan Zone was separated from Tabas block by Baft-Nain Rift.

In the Upper Cretaceous (Cenomanian- Campanian), The Arabian plate was brought closer by the NE dipping subduction zone, and for the first time Semail Ophiolites in Oman were obducted (McCall & Kidd, 1982; Sengor et al., 1988). The Hawasina thrust slice of Oman was stacked up in this subduction zone. In Campanian time, the collision is completed with the Semail ophiolite being emplaced on top of the stacked Hawasina continental margin sequence (McCall & Kidd, 1982). A passive margin facies and a deep marine basin facies were deposited in the western part of the Sistan ocean (Sahlabad province) and an accretionary facies formed in the eastern part of this ocean (Gazik province) in reason of NE dipping subduction zone during the Late Cretaceous (Babazadeh, 2003). The Sanandaj-Sirjan zone was still separated from the Tabas block by the Baft-Nain marginal basin. During the Maastrichtian, the Semail ophiolite was emplaced and unconformably overlain by a conglomerate. There was an ocean to the NE of the Zagros, between Sanandaj-Sirjan, Tabas-Lut and the Sistan (McCall & Kidd, 1982; Camoin et al., 1993). No collision of the Arabian plate with the Makran region occurred during this period. The Ophiolitic mélange and the accretionary facies are unconformably covered by Maastrichtian conglomerates in the Gazik province, whereas a passive marginal facies was formed in the Sahlabad province. The interruption of convergence in the Gazik province may have been caused by the presence of coloured mélange uplift in the central part of the Sistan suture zone. The hypothetical presence of this uplift led to the deposition of passive margin facies in the Maastrichtian and an active Paleocene-Eocene margin facies in the Sahlabad province. However, there were no Maastrichtian reworked conglomerates in this province.

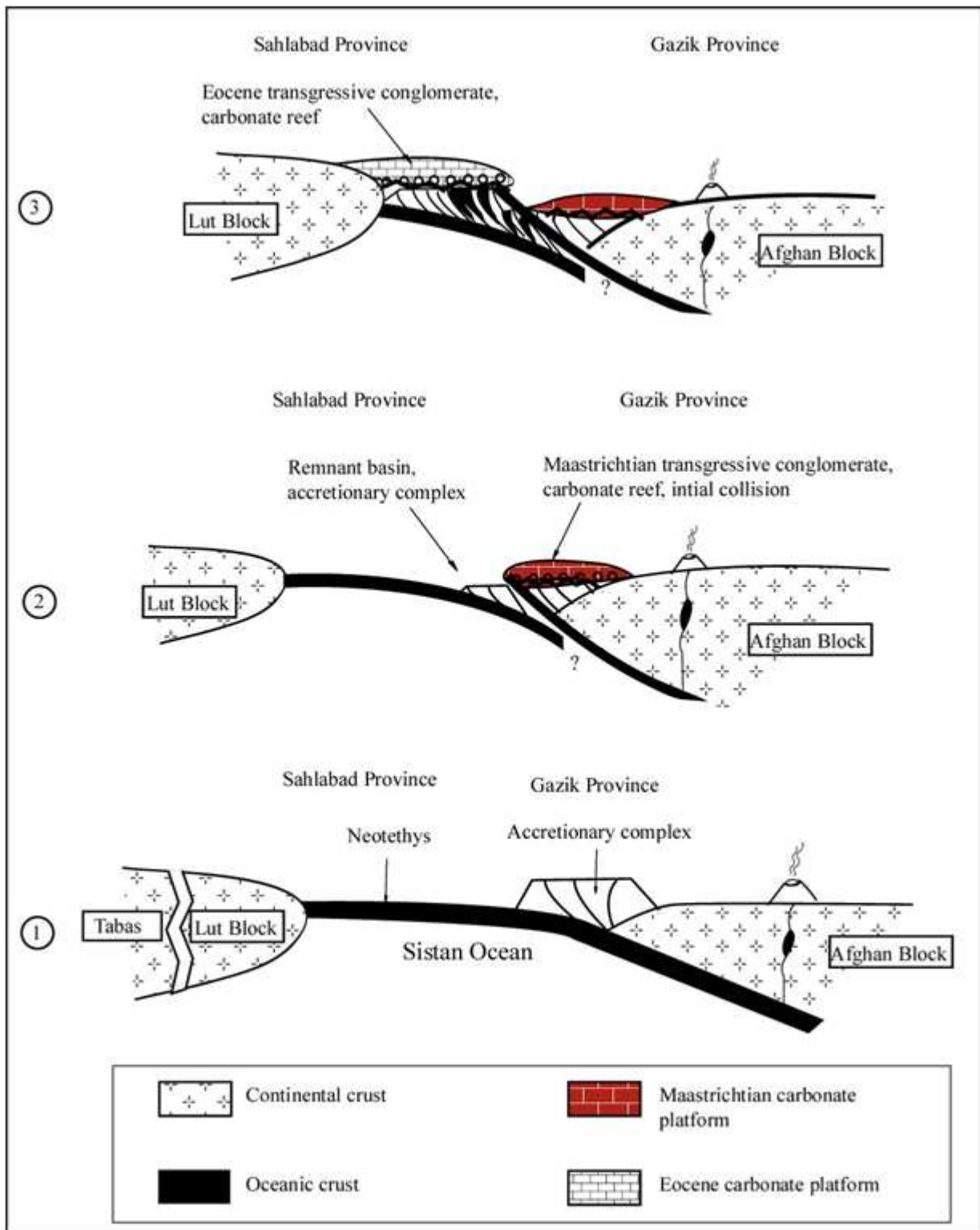


Fig. 2: Schematic model showing the geodynamic evolution of the Sistan suture zone. 2-1) Early to Late Cretaceous: the passive margin facies and a deep marine basin facies were deposited in the western part of the Sistan ocean (Sahlabad province) and an accretionary facies formed in the eastern part of this ocean (Gazik province). 2-2) Maastrichtian: The ophiolitic mélangé and the accretionary facies are unconformably covered by maastrichtian conglomerates in the Gazik province, whereas a passive marginal facies formed in the Sahlabad province. 2-3) Eocene: the Sahlabad province was unconformably covered by conglomeratic layers and a reefal facies.

The paleogeographic history of the two provinces changed during the Early Eocene. No early-middle Eocene resedimented facies are observed in the Gazik area. Two different types of facies (reefal and resedimented facies) are observed in the Sahlabad

province. A shallow water reefal facies with early Eocene basal conglomerates formed unconformably on the ophiolitic mélanges (e.g. Birjand area) whereas, the early-middle Eocene pelagic resedimented facies, indicating the continuity of

subduction, formed in the foreslope basin (peripheral domain) (e.g. Khosravi area). During the Late Eocene, the Sahlabad province was unconformably covered by conglomeratic layers and a reefal facies.

4. CONCLUSION

1- The opening age of the Sistan Ocean is attributed to pre-Aptian time.

2- The subduction beneath the Afghan block led to the first collision between Lut and the Afghan blocks in the Gazik province during the Maastrichtian due to the blocking of subduction stopped in this province and the convergence continued in the western part of the Sistan Ocean (Sahlabad province). The Sistan Ocean was not completely closed since the accretionary facies were still being deposited in the Sahlabad province.

3- The existence of a Maastrichtian passive margin resedimented facies (in western part of the Sistan ocean), the lack of reworked Maastrichtian conglomerates and, especially, the occurrence of ophiolitic elements in the Paleocene-Eocene accretionary facies, imply the persistence of an oceanic basin between Lut block and the pre-Maastrichtian accretionary prism. The blocking of subduction is suggested by the existence of the coloured mélange uplift in the central part of Sistan basin.

4- The early Eocene transgression corresponds to the second closing of the Sistan ocean. It is characterized by a conglomeratic facies deposited unconformably over the ophiolitic mélanges.

5- The age of the ophiolite emplacement in the Gazik province is assigned to the pre-Maastrichtian, whereas in the Sahlabad, it is attributed to before the Early Eocene.

6- The terminal collision containing the transgressive conglomerates took place in the Late Eocene period.

7- The polarity age of the accretionary facies indicates that the direction of subduction is towards the East or North-East. In fact, the Eocene accretionary facies occurs in the western part (Sahlabad province) in remnant basin, whereas the Cretaceous active margin facies were formed in the eastern part (Gazik province) in forearc basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

Author is indebted to Tehran Payame noor University for support during sampling trips. This project was funded by the Tehran Payame noor University of Iran. I thank Dr. M. D. Courme for her generous help during the field. I wish to thank Dr. P. De Wever and Dr. F. Robaszynski for helpful comments on the determination of some species of Radiolaria and planktonic Foraminifera. I also thank Dr. F.

Westall and Dr. L. Jolivet for critically reading and correction of the manuscript.

REFERENCES

Babazadeh, S.A. (2003) *Biostratigraphie et contrôles paléogéographiques de la zone de suture de l'Iran oriental. Implications sur la fermeture Téthysienne*. Thèse de doctorat. Université d'Orléans, France.

Babazadeh, S.A. (2005) Presence of Cuvillierina (Foraminifera) and its different species in eastern Iran. *Revue de Paleobiologie*, Geneve, 24 (2), 781-788.

Babazadeh, S.A., 2008, First record of Turonian radiolarian from Shirshotor region in Sahlabad Province, eastern Iran. *26th symposium*, Tehran, Iran, 66.

Babazadeh, S.A. & De Wever, P. (2004) Radiolarian Cretaceous age of Soulabest radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 175 (2), 121-129.

Babazadeh, S.A., Robaszynski, F. & Courme, M.D. (2007) New Biostratigraphic Data from Cretaceous Planktic Foraminifera in Sahlabad Province, Eastern Iran, *Geobios*, 40, 445-454.

Bak, M. (1999) Cretaceous Radiolarian Zonation in the Polish Part of the Pienny Klippen Belt (Western Carpathians), *Geologica Carpathica*, 50 (1), 21-31.

Berberian, M. & King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (2), 210-265.

Camoin, G., Bellion, Y., Dercourt, J., Guiraud, R., Lucas, J., Poisson, A., Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (1993) Late Maastrichtian (69.5 to 65 Ma). In: Atlas Tethys palaeoenvironmental maps explanatory notes. (J. Dercourt, L. E. Ricou and B. Vrielynck, eds.), Gauthiers-Villars, Paris.

Dickinson, W.R. & Seely, D.R. (1979) Structure and stratigraphy of forearc regions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2-31.

Fauvelet, E. & Eftekhari-Nezhad, J. (1990) *Explanatory Text of the Gazik*. Quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, 200 pp.

Masse, J.P., Bellion, Y., Benkhelil, J., Ricou, L.E., Dercourt J. & Guiraud, R. (1993) Early Aptian (114 to 111 Ma), In: Atlas Tethys Palaeo-Environmental Maps Explanatory Notes (J. Dercourt, L.E. Ricou and B. Vrielynck, eds.).

McCall, G.H. & Kidd, R.G.W. (1982) the Makran, Southeastern Iran: the Anatomy of a Convergent Plate Margin Active from Cretaceous to Present. In: Trench-fore-arc geology (J.K. Leggett, eds.). *Geological Society, Special Publication*, 10, 387-397.

O'Dogherty, L. (1994) Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarian from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Société Géologique de France (SGF)*, (Lausanne), 21, 415p.

Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin A., Ustomer, T. & Hsu, K.J. (1988) the origin and assembly of the Tethys ide orogenic collage at the expanse of Gondwana land. In: Gondwana and Tethys (M. G. Audley-Charles and A.

Hallam, eds.), *Geological society*, Special Publication, 37, 119-181.

Stocklin, J. (1974) *Possible Ancient Continental Margin in Iran*, In: *The Geology of Continental Margins* (C.A. Burk and C.L. Drake, eds.), Springer, New York, 873-887.

Tirrul, R., Bell, R., Griffis, R.J. & Camp, V.E. (1983) The Sistan Suture Zone of Eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150.

Vishnevskaya, V.S. (1993) Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy in Russia. In: J. Blueford and B. Murchey (eds.), *Radiolaria of giant and subgiant fields in Asia*. Micropaleontology, Special Publication 6, 175–200.

GRIB