

سن چین‌خوردگی تاقدیس جریک در فروافتادگی دزفول براساس مطالعه هندسه چینه‌های رشدی

احمد لشگری^(۱)، محمودرضا هیهات^(۲)، محمد مهدی خطیب^(۳) و مهدی نجفی^(۴)

۱. دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۱۵

چکیده

نحوه توسعه زمانی و مکانی دگرریختی در کمربندهای چین‌خورده-رانده یکی از جنبه‌های مهم درک تکامل ساختاری این پهنه‌های دگرریخت شده است. با تعیین سن دگرریختی در یک ناحیه و مقایسه آن با نواحی مختلف یک کمربند چین‌خورده-رانده می‌توان به درک بهتری از تاریخچه تکامل ساختاری آن دست یافت. زمان شروع و نحوه توسعه دگرشکلی (کوهزایی) در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس از موضوعاتی است که به‌طور گسترده‌ای بررسی شده و باور عمومی بر آن است که کوهزایی در زاگرس از میوسن با برخورد دو ورقه ایران مرکزی و عربستان شروع و از شمال شرق به جنوب غرب به تدریج توسعه یافته است. در این پژوهش، سن چین‌خوردگی بر اساس مطالعه هندسه نهشته چینه‌های رشدی، اواخر میوسن میانی (سراوالین) برآورد شده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که زمان آغاز چین‌خوردگی تاقدیس جریک در این ناحیه هم‌زمان با نهشته شدن آغاچاری زیرین است.

واژه‌های کلیدی: فروافتادگی دزفول، تاقدیس جریک، سازند آغاچاری، چینه‌های رشدی.

مقدمه

اخیراً چند تلاش برای زمان‌سنجی چینه‌های رشدی انجام شده است (Homke et al., 2004; Khadivi et al., 2010; Emami, 2008; Ruh et al., 2014; Najafi et al., 2020). تمامی مطالعات انجام شده در نواحی مختلف زاگرس چین‌خورده انجام شده است. در این پژوهش در فروافتادگی دزفول با استفاده از مطالعه هندسه چینه‌های رشدی در توالی رسوبی مربوط به نئوژن مطالعه زمان شروع شکل‌گیری چینه‌های رشدی، زمان آغاز چین‌خوردگی در این ناحیه محاسبه شده است.

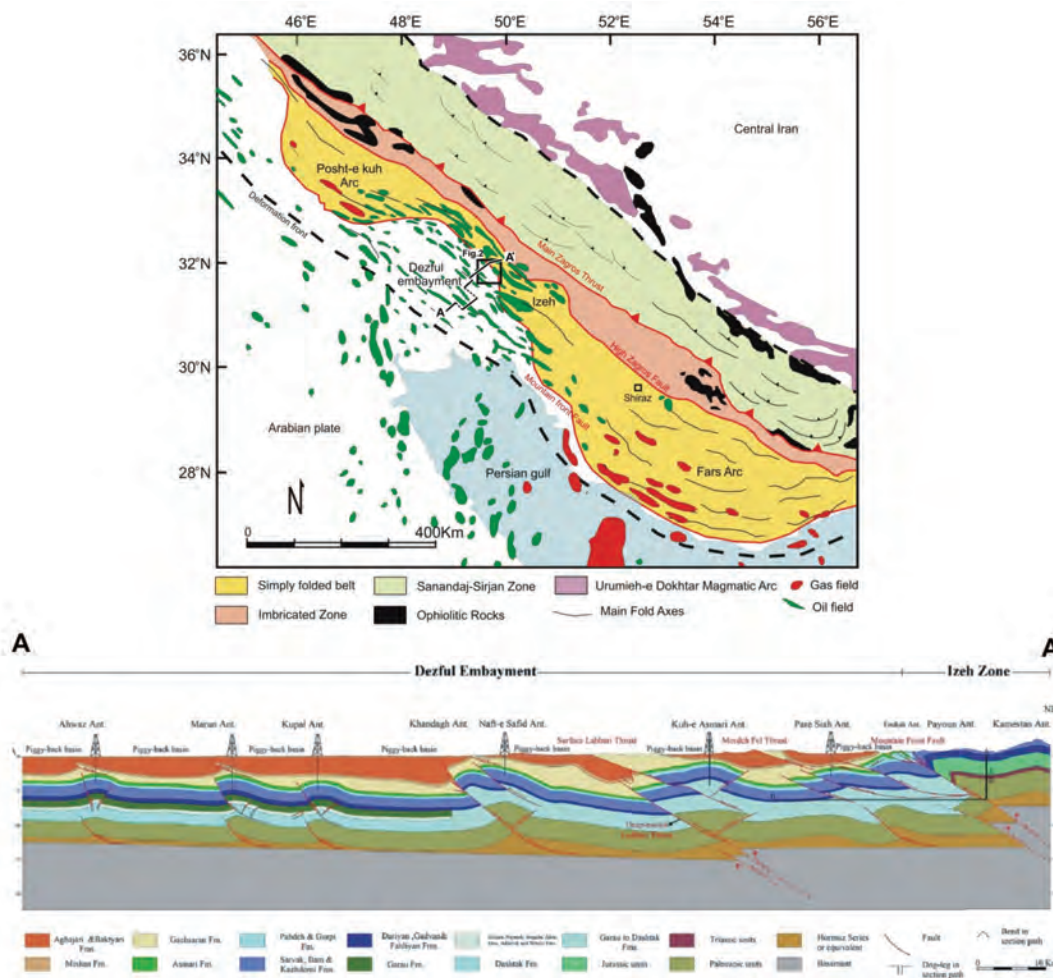
زمان‌سنجی رسوبات نهشته شده هم‌زمان با تکتونیک (چینه‌های رشدی)، نقش مهمی در تعیین زمان دگرریختی سامانه‌های چین‌رانده در کمربندهای کوهزایی دارد. در گذشته تعیین سن چین‌خوردگی با استفاده از روش‌های مختلفی انجام شده است از جمله: در هیمالیا (Burbank et al., 1988)، در آند (Jordan and Alonso, 1987)، در آلپ (Reynolds et al., 1990)، در زاگرس نیز (Burbank et al., 1992).

* نویسنده مرتبط: ahmadlashkari@ymail.com

در مجاورت یکی از میادین نفتی فروافتادگی دزفول (میدان پره سیاه) است (شکل‌های ۱ و ۲). ساختمان زمین‌شناسی که در این پژوهش مورد مطالعه قرار گرفته است تاقدیس جریک است که در گستره جغرافیایی ذکر شده قرار گرفته است.

موقعیت زمین ساختی گستره مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه در استان خوزستان و ۲۰ کیلومتری شرق شهر مسجد سلیمان قرار گرفته است. این گستره در موقعیت طول‌های جغرافیایی ۴۹°۲۰' تا ۴۹°۵۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱°۴۰' تا ۳۲°۰۰' شمالی قرار دارد و



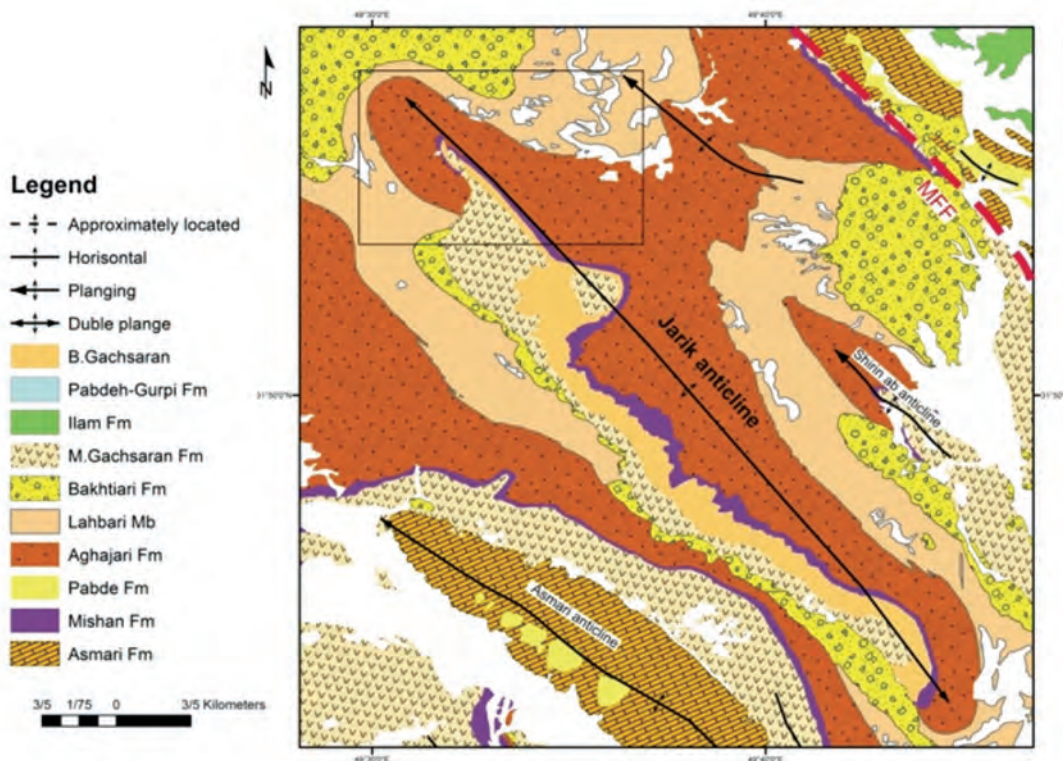
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی کمربند چین-رانده زاگرس موقعیت منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ (کادر سیاه رنگ) و برش ناحیه‌ای دربرگیرنده بخشی از پهنه‌های ایذه و فروافتادگی دزفول (برگرفته از Derikvan et al., 2018)

با امتدادی شمالی-جنوبی به نام زون گسلی کازرون قرار دارد. این فروافتادگی را باید حوضه‌ای رسوبی با فرانشست تدریجی در جنوب کمربند چین‌خورده زاگرس دانست (Berberian., 1995). فروافتادگی دزفول نسبت به مناطق هم‌جوار از نظر زمین ساختی پایدارتر است لذا از فارس، لرستان و پس بوم بندرعباس کمتر چین‌خورده است. این اختلاف شاید با جابجائی‌های جانبی در راستای خمش بالا

فروافتادگی دزفول در جنوب‌غربی زاگرس دربرگیرنده بیشتر میدان‌های نفتی تاقدیسی ایران است. سه پدیده مهم ساختاری حدود فروافتادگی دزفول را تعیین می‌کنند. در شمال، منطقه خمشی با جهت شرقی-غربی به نام بالارود، در شمال شرقی، پهنه خمشی جبهه کوهستانی که راستایی شمال غربی-جنوب شرقی دارد و در حد شرق و جنوب شرقی یک پهنه پیچیده خمشی و گسلی

غرب فارس دیده می‌شود، در فروافتادگی دزفول مشاهده نمی‌شود. به علاوه ستبرای پوشش رسوبی در فارس به مراتب کمتر از فروافتادگی دزفول است. از دیگر تفاوت‌های مهم حضور گنبد‌های نمکی در فارس و نبود آن‌ها در فروافتادگی دزفول است. دیگر مشخصه فرونشست دزفول آن است که سازند آسماری در آن رخمون ندارد.

رود و پهنه گسله کازرون جبران می‌شود. با نگاهی اجمالی به نقشه زمین‌شناسی زاگرس می‌توان دریافت که تفاوت‌های ویژه‌ای بین ساختمان‌های سکوی فارس و فروافتادگی دزفول موجود است، به طور مثال در فارس تاقدیس‌ها دچار فرسایش ژرف‌تری شده‌اند و ناودیس‌ها در سکوی فارس بسیار باریک هستند، درحالی‌که در فروافتادگی دزفول چنین نیست. از سوی دیگر نزدیکی و تنگاتنگی تاقدیس‌ها که در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی تاقدیس جریک (کادر سیاه رنگ موقعیت شکل ۹ را نشان می‌دهد)

چینه‌های رشدی

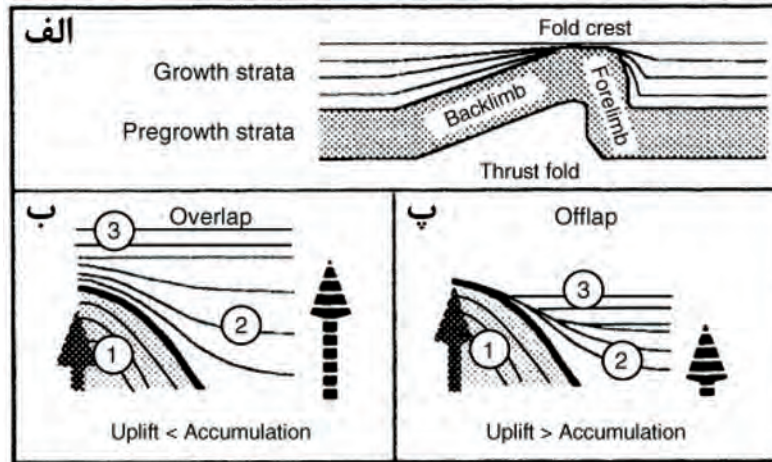
مشاهده شده در داده‌های لرزه‌ای اغلب به‌عنوان نتیجه چین‌خوردگی و نسبت رسوب‌گذاری به برخواستگی در نظر گرفته می‌شوند (Shaw et al., 1997).

شناخت چینه‌های رشدی در سطح

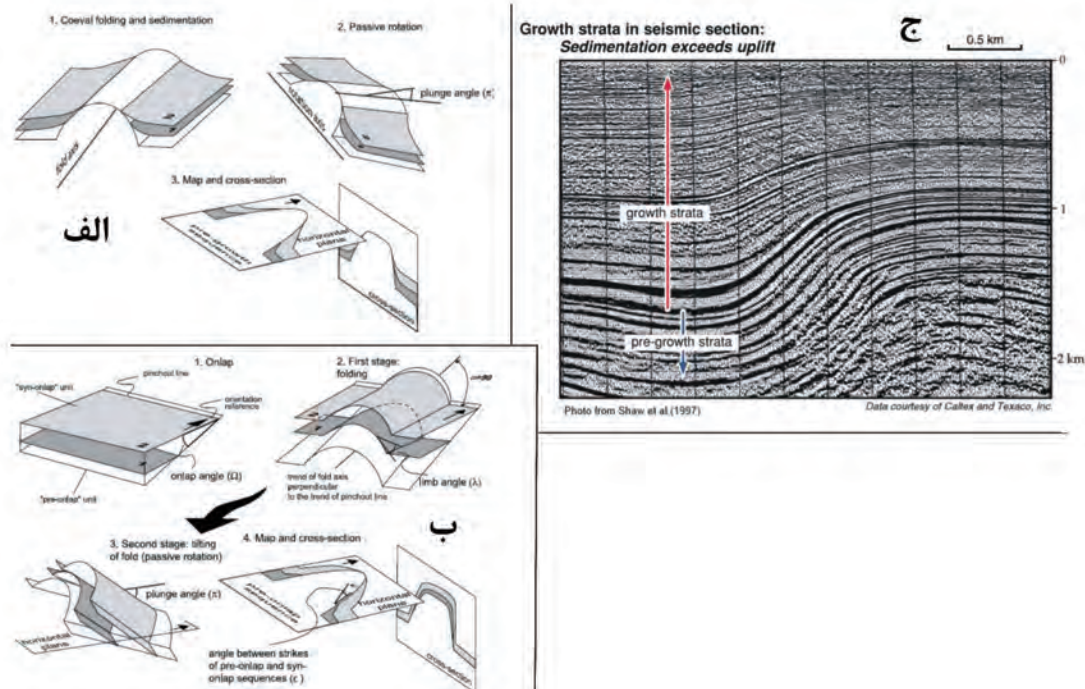
از آنجا که چینه‌های رشدی شامل توالی رسوبی نهشته شده هم‌زمان تکتونیک هستند، با توجه به موقعیت قرارگیری نسبت به محور و دماغه چین در حال شکل‌گیری و همچنین تغییر میدان تنش و چرخش محور چین حین

چینه‌های رشدی یا هم‌زمان با تکتونیک فواصل چینه‌ای هستند که در طول دگرریختی حاصل از فعالیت تکتونیک نهشته شده‌اند (شکل ۳). بنابراین، تعیین سن چینه‌های رشدی، زمان دگرریختی را تعیین می‌کنند (Verges et al., 2002). در چین‌های مرتبط با گسل، چینه‌های رشدی از سمت پال‌ها به سمت ناحیه لولای برخاسته، نازک می‌شوند. هندسه ساختارهای رشدی توسط سازوکار چین‌خوردگی، میزان نسبی نرخ رسوب‌گذاری و همچنین برخواستگی کنترل می‌شوند. بدین ترتیب، الگوهای رشدی

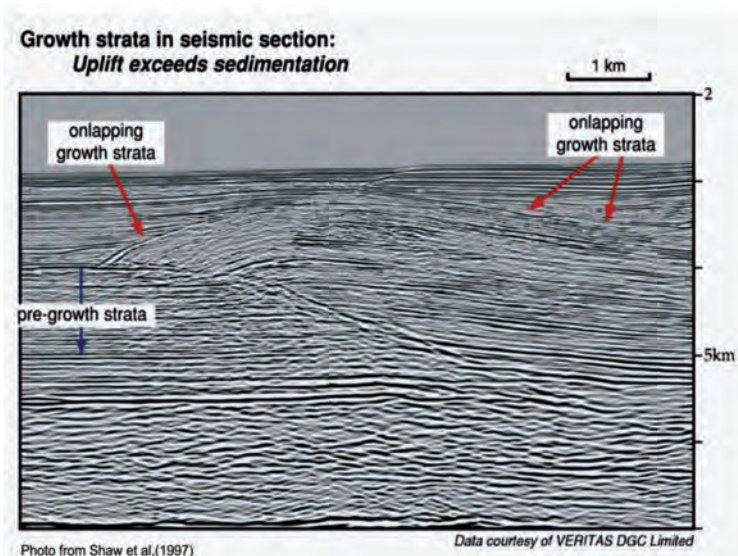
رسوب‌گذاری، اشکال مختلفی از چین‌های رشدی در سطح ایجاد می‌شود (Casas-Sainz et al., 2005). در نواحی نزدیک دماغه چین و یا هنگامی محور چین بعد از توقف رسوب‌گذاری چین‌های رشد دچار کج شدگی شده و شیب‌دار گردد، هندسه چین‌های رشدی در سطح به صورت



شکل ۳. الف) شکل‌گیری چین‌های رشدی هم‌زمان با چین‌خوردگی، ب) هندسه چین‌های رشدی در حالتی که رسوب‌گذاری از برخاستگی ناشی از چین‌خوردگی بیشتر است، پ) هندسه چین‌های رشدی در حالتی که برخاستگی ناشی از چین‌خوردگی از رسوب‌گذاری بیشتر است (Burbank and Verges, 1994)



شکل ۴. الگوهای متفاوت چین‌های رشدی ایجاد شده در سطح و مقطع با توجه به، الف) موقعیت قرارگیری نسبت به محور و دماغه چین در حال شکل‌گیری، ب) تغییر میدان تنش و چرخش محور چین رسوب‌گذاری (Casas-Sainz et al., 2005)، پ) چین‌های رشد در نیمرخ لرزه‌ای در حالتی که میزان برخاستگی از رسوب‌گذاری بیشتر است (Shaw et al., 1997)



شکل ۵. چیننه‌های رشد در نیمرخ لرزه‌ای در حالتی که میزان برخاستگی از رسوب‌گذاری کمتر است (Shaw et al., 1997)

چینه‌های رشدی در مقاطع لرزه‌ای

در حالتی که میزان رسوب‌گذاری کمتر از میزان برخاستگی است، چیننه‌های رشدی به‌طور مشخص توسط دو یا تعداد بیشتری بازتابنده لرزه‌ای تشخیص داده می‌شوند که به سمت برخاستگی ساختمانی نازک می‌شوند. چیننه‌های رشدی همه در یک یا تعداد بیشتری از یال‌های ساختمان چین می‌خورند. چیننه‌های رشدی به سمت قله برخاستگی نازک می‌شوند (شکل ۴-پ) در حالتی که میزان برخاستگی از رسوب‌گذاری کمتر باشد، واحدهای رشدی به‌طور معمول به سمت قله برخاستگی نازک شده و پیشرونده خاتمه می‌یابند واحدهای رشدی همواره در بالای قله برخاستگی حضور ندارند، اما در یک یا تعداد بیشتری از یال‌های ساختمان چین می‌خورند (شکل ۵) (Shaw et al., 1997). در این حالت، چیننه‌های رشدی به سمت قله برخاستگی یک چین مرتبط با گسل پیشرونده خاتمه می‌یابند و با رسوبات پس از تکتونیک^۲ پوشیده می‌شوند (Shaw et al., 1997).

چینه‌های رشدی در منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه و در یال شمال شرقی تاقدیس جریک بر اساس مشاهدات حاصل از عملیات صحرایی،

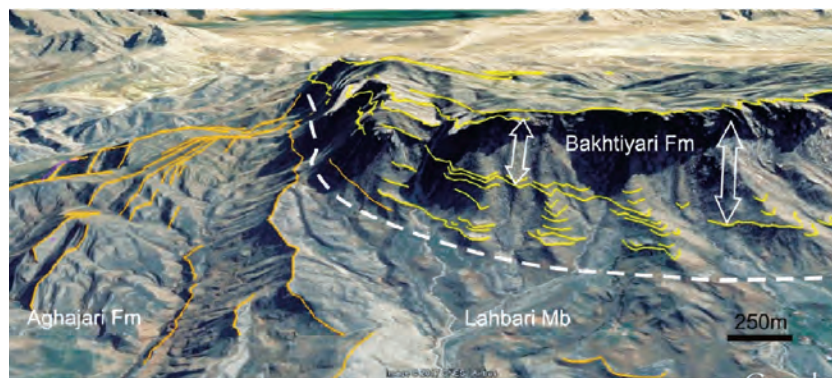
اطلاعات عکس‌های ماهواره‌ای و همچنین نیمرخ‌های لرزه‌ای تهیه شده، تغییر ضخامت واقعی لایه‌ها و همچنین تغییر شیب آن‌ها هم در سطح و هم در نیمرخ‌های لرزه‌ای قابل مشاهده است (شکل‌های ۶ تا ۱۰). همچنین حالت بازشدگی و افشانی شدن اثر سطحی لایه‌ها از سمت دماغه تاقدیس به سمت میانه آن که ناشی از تغییر ضخامت آنها است در یال شمال شرقی به‌خوبی دیده می‌شود.

بر اساس اطلاعات حاصل از منابع ذکر شده در توالی رسوبی رخنمون شده در تاقدیس جریک (سازندهای گچساران، میشان، آغاچاری و بختیاری) تغییر ضخامت و افزایش لایه‌ها در یال نسبت به دماغه تاقدیس در آغاچاری زیرین به بعد دیده می‌شود و در آغاچاری زیرین و قبل از آن ضخامت لایه‌ها در تمام نواحی تاقدیس ثابت است بنابراین در این تاقدیس، آغاچاری زیرین به بعد به‌عنوان چیننه‌های هم‌زمان با رشد و و قبل از آغاچاری زیرین به‌عنوان چیننه‌های قبل از رشد در نظر گرفته می‌شوند. شروع چیننه‌های رشد با دامنه تغییر چند ده متری در آغاچاری زیرین قابل تشخیص است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱)، بنابراین شروع چین خوردگی این تاقدیس هم‌زمان با نهشته شدن آغاچاری زیرین در این منطقه اتفاق افتاده است.

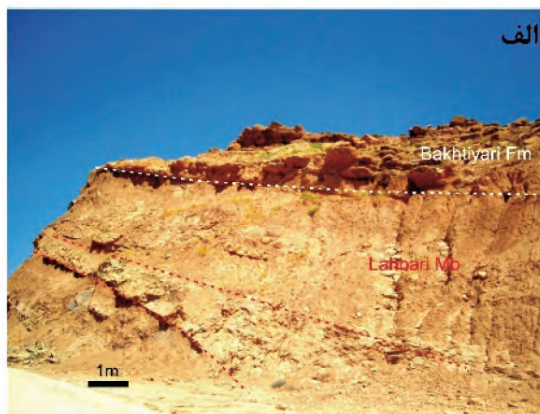
1. Onlap
2. Post-tectonic



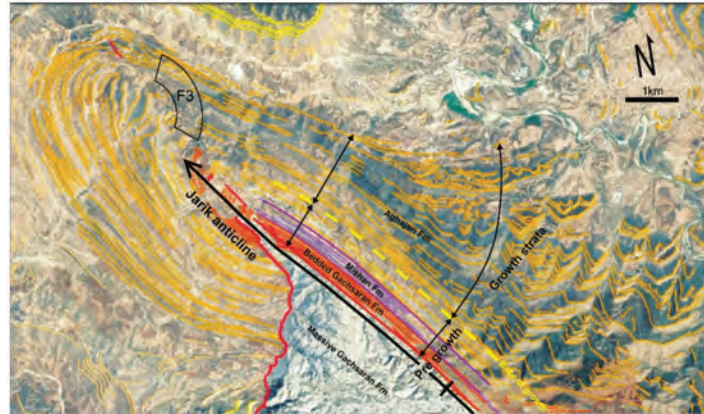
شکل ۶. تصویر پانوراما نشان دهنده تغییر شیب لایه‌ها در یال شمال شرقی تاقدیس جریک (مرکز تصویر دید به سمت جنوب شرق با موقعیت F3 در شکل ۹)، خط چین‌های سفید نشان دهنده لایه‌بندی است



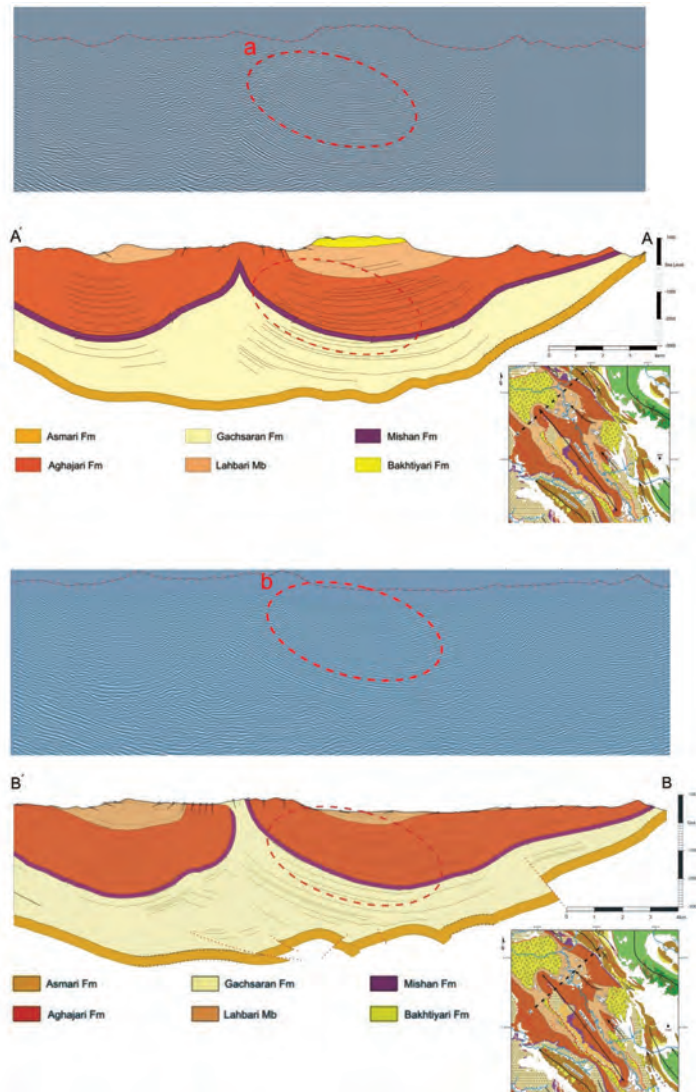
شکل ۷. تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده تغییر ضخامت و تغییر شیب لایه‌ها (چینه‌های رشدی) در تاقدیس شمال شرقی تاقدیس جریک (تاقدیس پره سیاه)، خط چین سفید رنگ مرز بین آغاجاری و لهبری را نشان می‌دهد (دید به سمت جنوب شرق)



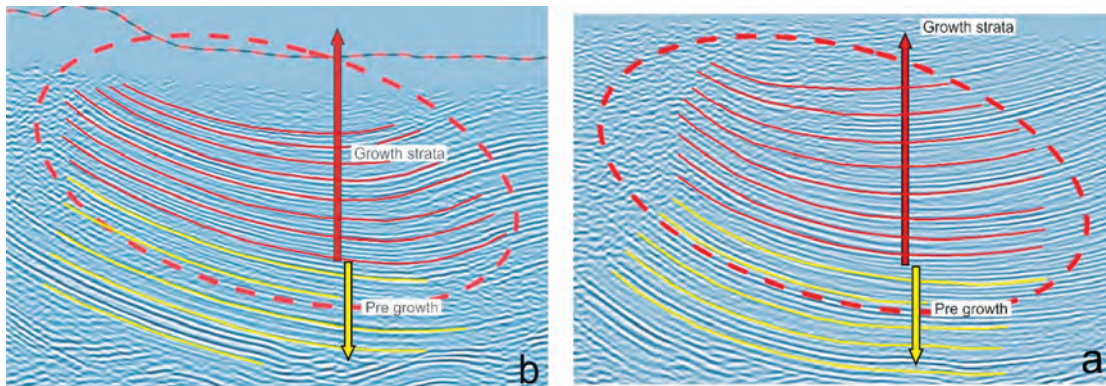
شکل ۸. تغییر ضخامت و گوه‌ای شدن لایه‌ها (چینه‌های رشدی) در یال شمال شرقی تاقدیس جریک، (الف) دید به سمت شمال، ب و پ) دید به سمت جنوب شرق



شکل ۹. تصویر ماهواره‌ای دماغه شمال غربی تاقدیس جریک که موقعیت آن در شکل ۲ نشان داده شده است، چینه‌های قبل از رشد (Pre growth) شروع چینه‌های رشد (Base of growth) و چینه‌های رشد (Growth strata). F3 میدان دید شکل ۶ را نشان می‌دهد



شکل ۱۰. نیمرخ‌های لرزه‌ای و مقاطع ساختمانی AA' و BB' از تاقدیس جریک. کادرهای بیضی شکل a, b محل چینه‌های رشدی را نشان می‌دهد



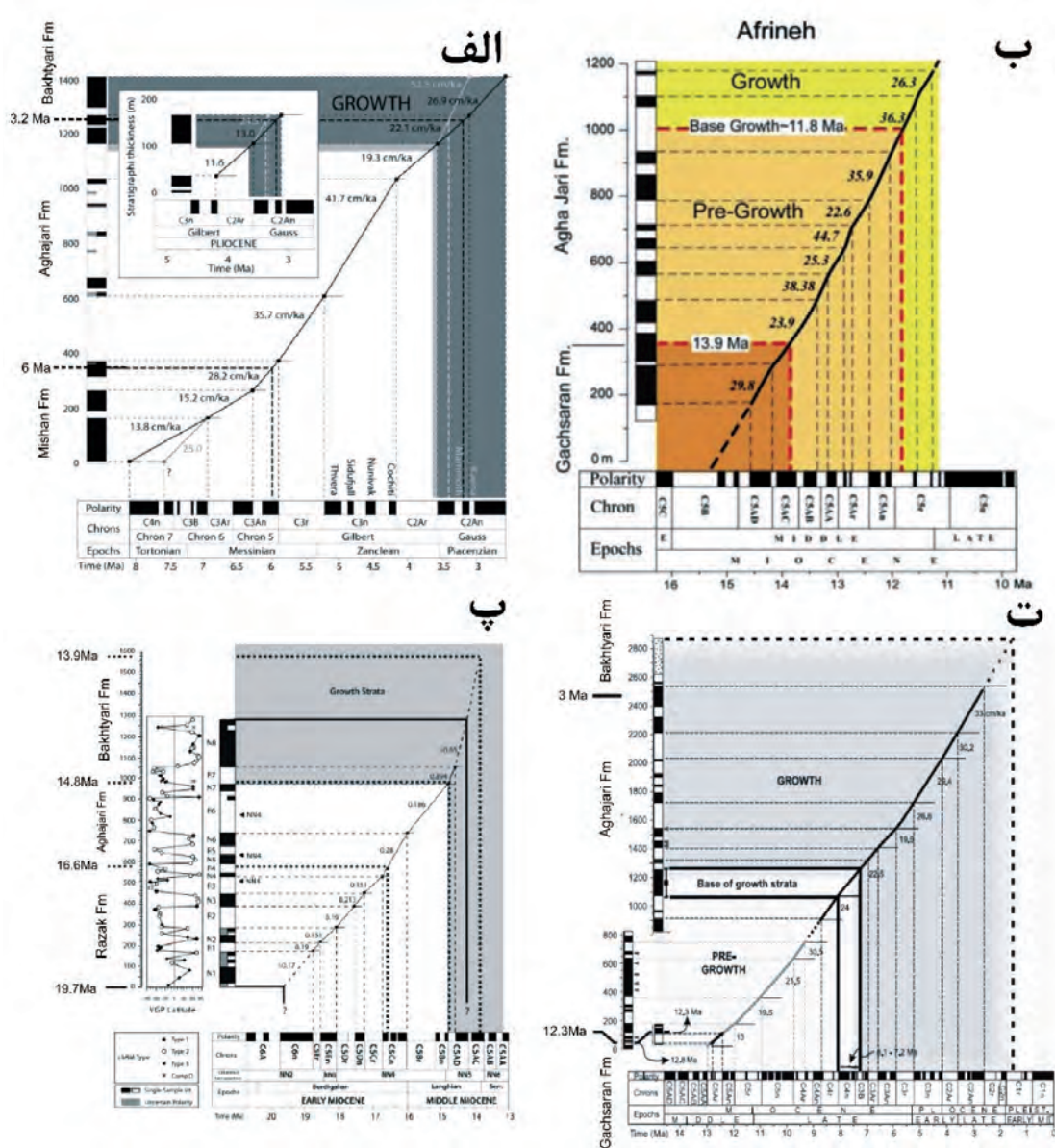
شکل ۱۱. a و b چین‌های رشدی در مقاطع ساختمانی AA' و BB' (شکل ۱۰)، در چین‌های رشدی بازتابنده‌های لرزه‌ای (خطوط قرمز رنگ) هندسه گوه‌ای شکل دارند، درحالی‌که در چین‌های پیش از رشد بازتابنده‌های لرزه‌ای هندسه موازی (خطوط زرد رنگ) دارند

سن چین خوردگی در شمال شرقی فروافتادگی دزفول

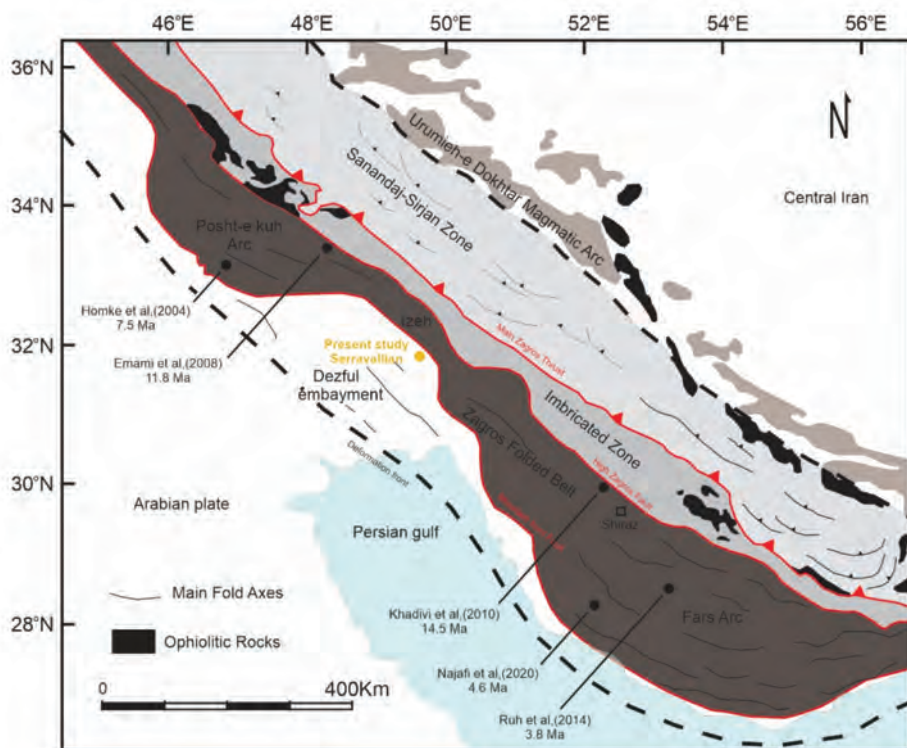
چینه‌های رشدی ایجاد شده در تاقدیس جریک که هم در سطح و هم در تصاویر لرزه‌ای قابل مشاهده‌اند، هم‌زمان با چین خوردگی تاقدیس جریک شکل گرفته‌اند. بالآمدگی ناشی از چین خوردگی از نرخ رسوب‌گذاری بیشتر است که فعالیت بالای تکتونیک در این محل را نشان می‌دهد قدیمی‌ترین ناپیوستگی پیش‌رونده یا چین‌های رشدی در نئوژن توسط (Khadivi et al., 2010) در شمال غربی کمان فارس گزارش شده است. در آنجا شروع دگرریختی هم‌زمان است با آغاز نهشته شدن رسوبات رودخانه‌ای بختیاری در حدود ۱۴ تا ۱۵ سال پیش. (Ruh et al., 2014) در ناحیه کوه قل در فارس مرکزی زمان آغاز چین خوردگی را ۳/۸ میلیون سال پیش برآورد نمودند در آنجا نیز شروع دگرریختی هم‌زمان با آغاز نهشته شدن رسوبات رودخانه‌ای بختیاری برآورد شده است. (Najafi et al., 2020) زمان آغاز چین خوردگی در ناودیس دولت‌آباد واقع در فارس ساحلی را حدود ۴/۶ میلیون سال پیش به دست آوردند مگنتواستراتیگرافی چین‌های رشد کمان پشت کوه در لرستان توسط (Emami, 2008) انجام شده و در آن سن شروع دگرریختی را ۱۷/۸ میلیون سال برآورد کرده‌اند که نشان می‌دهد چین خوردگی فارس مرکزی از کمان پشت کوه جوان‌تر است. مطالعه دیگری از این دست در کمان پشت کوه نزدیک گسل پیشانی کوهستان توسط (Homke et al., 2004) انجام شده است. آنها در پژوهش خود زمان آغاز چین خوردگی را ۸/۱ تا ۷/۲ میلیون سال پیش برآورد کرده‌اند (شکل ۱۲).

همان‌طور که گفته شد چین‌های رشدی (اولین لایه‌های رشدی شکل گرفته) در یال شمال شرقی تاقدیس جریک در آجاجاری زیرین شکل گرفته‌اند. (Piruz et al., 2015) با استفاده از روش مطالعه ایزوتوپ‌های استرنسیم سن سازند میشان را در نواحی مختلف زاگرس محاسبه کرده‌اند، ایشان در مطالعه خود سن راس سازند میشان را در ناحیه مسجدسلیمان که در فاصله نزدیکی (۲۵ کیلومتری) از تاقدیس جریک قرار دارد، اوایل سراوالین به دست آوردند. بنابراین بر مبنای سن تعیین شده توسط (Piruz et al., 2015) برای راس سازند میشان و سن به دست آمده سازند آجاجاری توسط مطالعات انجام شده قبلی (Homke et al., 2004; Khadivi et al., 2010; Emami, 2008) زمان آغاز چین خوردگی در این ناحیه هم‌زمان با رسوب‌گذاری آجاجاری زیرین یعنی اواخر میوسن میانی (آشکوب سراوالین) برآورد می‌شود. بر اساس سن‌های به دست آمده برای چین خوردگی در این مطالعات به نظر می‌رسد روند مهاجرت چین خوردگی در کمربند زاگرس از جنوب شرق به سمت شمال غرب است (شکل ۱۳). اثبات این فرضیه نیازمند مطالعات بیشتر است.

همان‌طور که گفته شد چین‌های رشدی ایجاد شده در تاقدیس جریک که هم در سطح و هم در تصاویر لرزه‌ای قابل مشاهده‌اند، هم‌زمان با چین خوردگی تاقدیس جریک شکل گرفته‌اند. بالآمدگی ناشی از چین خوردگی از نرخ رسوب‌گذاری بیشتر است که فعالیت بالای تکتونیک در این محل را نشان می‌دهد قدیمی‌ترین ناپیوستگی پیش‌رونده یا چین‌های رشدی در نئوژن توسط (Khadivi et al., 2010) در شمال غربی کمان فارس گزارش شده است. در آنجا شروع دگرریختی هم‌زمان است با آغاز نهشته شدن رسوبات رودخانه‌ای بختیاری در حدود ۱۴ تا ۱۵ سال پیش. (Ruh et al., 2014) در ناحیه کوه قل در فارس مرکزی زمان آغاز چین خوردگی را ۳/۸ میلیون سال پیش برآورد نمودند در آنجا نیز شروع دگرریختی هم‌زمان با آغاز نهشته شدن رسوبات رودخانه‌ای بختیاری برآورد شده است. (Najafi et al., 2020) زمان آغاز چین خوردگی در ناودیس دولت‌آباد واقع در فارس ساحلی را حدود ۴/۶ میلیون سال پیش به دست آوردند مگنتواستراتیگرافی چین‌های رشد کمان پشت کوه در لرستان توسط (Emami, 2008) انجام شده و در آن سن شروع دگرریختی را ۱۷/۸ میلیون سال برآورد کرده‌اند که نشان می‌دهد چین خوردگی فارس مرکزی از کمان پشت کوه جوان‌تر است. مطالعه دیگری از این دست در کمان پشت کوه نزدیک گسل پیشانی کوهستان توسط



شکل ۱۲. نمودار انطباقی ستون‌های مگنتواستراتیگرافی به دست آمده در مطالعات پیشین با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیس زمین و سنین به دست آمده در این مطالعات برای آغاز چین خوردگی و سازندهای حاوی چینه‌های رشدی در این مناطق، الف) (Ruh et al., 2014)، ب) (Emimi, 2008)، پ) (Khadivi et al., 2010)، ت) (Homke et al., 2004)



شکل ۱۳. مطالعات انجام شده برای تعیین سن چین خوردگی با استفاده از مگنتواستراتیگرافی چین‌های رشد در کمربند چین رانده زاگرس

نتیجه‌گیری

چینه‌های رشدی ایجاد شده در تاقدیس جریک که هم در سطح و هم در تصاویر لرزه‌ای قابل مشاهده‌اند، هم‌زمان با چین خوردگی تاقدیس جریک شکل گرفته‌اند. براساس سنین به دست آمده در مطالعات قبلی سن پایه چین‌های رشدی (اولین لایه‌های رشدی شکل گرفته) اواخر میوسن میانی (سراوالین) برآورد می‌شود. بر همین اساس سن آغاز چین خوردگی در شمال شرق فروافتادگی دزفول برابر همین سن تخمین زده می‌شود. همچنین بالآمدگی ناشی از چین خوردگی از نرخ رسوب‌گذاری بیشتر است که فعالیت بالای تکتونیکی در این محل را نشان می‌دهد. براساس سن‌های به دست آمده چین خوردگی بر مبنای این پژوهش و مطالعات قبلی که در فاصله به نسبت یکسانی از گسل زاگرس مرتفع قرار گرفته‌اند، به نظر می‌رسد روند مهاجرت چین خوردگی در کمربند زاگرس از جنوب شرق به سمت شمال غرب است (شکل ۱۳).

سپاسگزاری

انجام این پژوهش با حمایت‌های مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران صورت گرفته است. بدین وسیله از تمام عزیزانی که در تدوین این پژوهش ما را یاری کرده‌اند، صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- Berberian, M., 1995. Master Blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Burbank, D.W., Puigdefà bregas, C. and Mun_oz, J.A., 1992. The chronology of eocene tectonic and stratigraphic development of the Eastern Pyrenean Foreland Basin, Northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1101-1120.
- Burbank, D.W. and Reynolds, R.G.H., 1988. Stratigraphic keys to the timing of thrusting

- in Terrestrial Foreland Basins: applications of the Northwestern Himalaya. In: *New Perspectives in Basin Analysis* (Ed. by K.L. Kleinspehn and C. Paola), Springer-Verlag, New York, 331-351.
- Burbank, D.W. and Vergés, J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research* 99, 20281-20297.
 - Casas-Sainz, A.M., Soto-Marín, R., González, A. and Juan José Villalain, J.J., 2005. Folded onlap geometries: implications for recognition of syn-sedimentary folds. *Journal of Structural Geology* 27, 1644-1657.
 - Derikvand, B., Alavi, A., Abdollahi Fard, I. and Haji Ali Beigi, H., 2018. Folding style of the Zagros foreland and foredeep: signatures of detaching horizons, deep-rooted faulting and syn-deformation deposition. *Marine and Petroleum Geology*, 91, 501-518.
 - Emami, H., 2008. Foreland propagation of folding and structure of the Mountain Front Flexure in the Pusht-e Kuh arc (NW Zagros, Iran), PhD thesis, University de Barcelona, Barcelona, 118.
 - Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. and Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran), *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3-4), 397-410.
 - Jordan, T.E. and Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20-281 South Latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 49-64.
 - Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J. C., Verges, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M. and Suc, J. P., 2010. Magnetostratigraphy of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW Iran), *Basin Research*, 22,6, 918-932.
 - Najafi, M., Beamud, E., Ruh, J., Mouthereau, F., Tahmasbi, A. Bernaola, G., Yasaghi, A., Motamedi, H., Sherkati, S., Hassan Goodarzi, M.G. and Vergés, J., 2020. Pliocene growth of the Dowlatabad syncline in Frontal Fars arc: Folding propagation across the Zagros Fold Belt, Iran: *Geological Society of America Bulletin* (2020).
 - Pirouz, M., Simpson, G., Chiaradia, M., 2015. Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy, *Basin Research*, 27,6, 714-728.
 - Reynolds, J. H., Jordan, T. E., Johnson, N. M., Damanti, J. F. and Tabbutt, K. D., 1990. Neogene deformation of the Flat-Subduction Segment of the Argentine-Chilean Andes: magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1607-1622.
 - Ruh, J.B., Hirt, A.M., Burg, J.P. and Mohammadi, A., 2014. Forward propagation of the Zagros Simply Folded Belt constrained from magnetostratigraphy of growth strata. *Tectonics*, 33, 1534-1551
 - Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D.W. and Klaper, E.M., 1997. Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the Central Swiss Molasse Basin and Alpine Orogenic events. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 225-241.
 - Shaw, J. H., S. C. Hook, and Satrio, B., 1997. Complex structural reactivation defined by growth strata: *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting Abstracts*, 6, 106.
 - Vergés, J., Marzo, M., and Muñoz, J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146, 1-10.