------ المجلة العراقية لعلوم الارض، المجلد 6، العدد 1، ص 46-63، 2006 ------

تفسير البيئات الترسيبية من التحليل السحني لتكوين انجانة في طية قند، شمال العراق

ثامر عبد الرزاق داود أغوان
قسم علوم الأرض
كلية العلوم
جامعة الموصل

محمد علي مال الله الراشدي
قسم علوم التربة والمياه
كلية الزراعة والغابات
جامعة الموصل

(تاريخ الاستلام 2005/7/10 ، تاريخ القبول 2006/1/26)

الملخص

أفرزت دراسة التحليل السحني لتكوين انجانة (المايوسين المتأخر) في طية قند السحنات الصخرية الآلاتية: سحنة المدملكات الداخلية (Gm), سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع ألحوضي (St), سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع المستوي (Sp), سحنة الصخور الرملية ذات التطبق الأفقي (Sh), سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المصمت (Sm), سحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي (Fl), سحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي (Sr) وسحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm).

ترسب الجزء السفلي من التكوين في بيئة دلتا مسيطر عليها نهرياً (River dominated delta) والتي امتازت بدورات تخشن في الحجم الحبيبي نحو الأعلى صغيرة المقياس, في حين ترسب الجزء العلوي من التكوين في بيئة أنهار التوائية امتازت بدورات تنعم في الحجم الحبيبي نحو الأعلى ذات السمك الكبير.

ظهر التيار القديم على انه أحادي الاتجاه (Unidirectional) وباتجاه الجنوب والجنوب الغربي.

Depositional Environments as Interpreted from Facies Analysis of Injana Formation in Kand Fold, North Iraq

Thamer A. D. Aghwan
Department of Geology
College of Science
Mosul University

Mohammed A. M. Al-Rashedi
Department of Soil and Water Sciences
College of Agriculture and Forestry
Mosul University

ABSTRACT

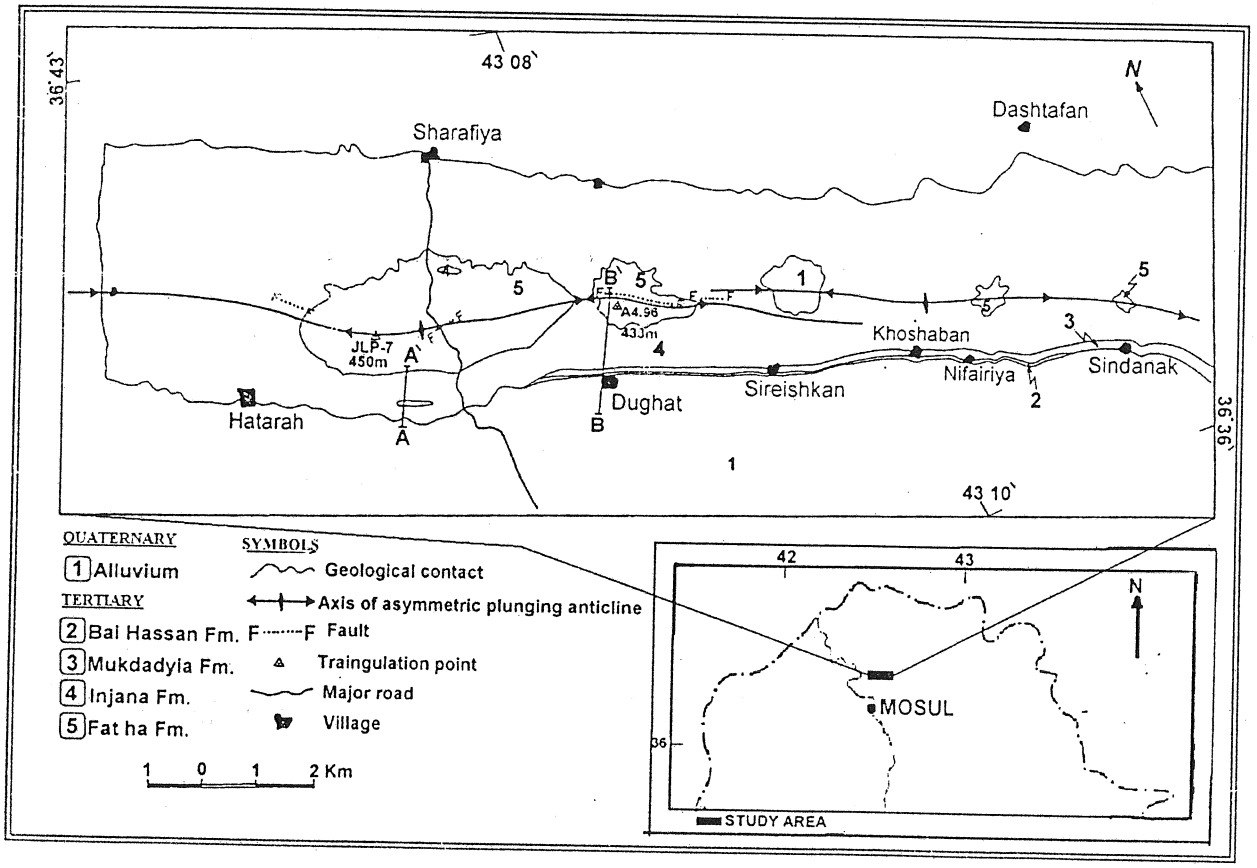
Facies analysis of sandstones in the Injana Formation of Kand anticline indicated the presence of: Intraformational conglomerate facies(Gm), trough cross-bedded

sandstone facies(St), planar cross-bedded sandstone facies(Sp), horizontal bedded sandstone facies(Sh), massive bedded sandstone facies(Sm), horizontal laminated sandstone facies(Fl), ripple cross-laminated siltstone facies(Sr) and massive mudstone facies(Fsm).

Facies association in the lower part of the succession has affinity to river-dominated delta sequences characterise by small-scale coarsening-upward cycles, while the upper part shows diagnostic thick fining upward sequences of meandering river. Paleocurrent analysis indicates a unidirectional south- south west trend.

المقدمة

يتناول البحث دراسة صخور تكوين انجانة بعمر المايوسين المتأخر (Late Miocene) (Bellen *et al.*, 1959), في طية قند, شمال العراق, في المنطقة الواقعة بين خطي طول (43° 07´ 00˝) و (43° 17´ 00˝) وخطي عرض (36° 37´ 30˝) و (36° 42´ 30˝) والتي تبعد مسافة (33 كم) شمال مدينة الموصل, وقد تم دراسة المقطعين (B,A) (شكل 1 و 2).



شكل 1: خارطة تبين موقع وجيولوجية منطقة الدراسة محورة عن (Gosling and Bolton, 1959).

تتألف صخور التكوين من صخور فتاتية متمثلة بالصخور الرملية والغرينية والوحلية, ذات ألوان رمادي وبني واحمر واخضر, يكون سطح التماس السفلي لتكوين انجانة مع تكوين فتحة تدريجياً ومحدد بأخر طبقة طين أخضر في تكوين فتحة (Gosling and Bolton, 1959), أما سطح التماس العلوي

للتكوين فيكون متوافقاً ومتدرجاً مع تكوين مقدادية (Mukdadiya Formation) ويتحدد بظهور أول طبقة صخور رملية حصوية (Pebbly Sandstone) (Bellen *et al.*, 1959).

تم تقسيم صخور التكوين في مقطعي الدراسة إلى سحنات مختلفة اعتماداً على الحجم الحبيبي والتراكيب الرسوبية فضلا عن قياس اتجاه التيار القديم.

يهدف البحث إلى إجراء التحليل ألسحني لصخور التكوين وتحديد البيئات الترسيبية وصولاً إلى تخمين الموديل الرسوبي الملائم لترسيب صخور تكوين انجانة.

السحنات الصخرية Lithofacies

تم تقسيم صخور التكوين إلى ثمانية سحنات صخرية اعتماداً على تقسيمات (Miall, 1978, 1985, 1996), وان هذا التقسيم يعطي رمزاً لكل سحنة صخرية مكوناً من حرفين يشير الحرف الأول الكبير إلى الحجم الحبيبي في حين يشير الحرف الثاني الصغير إلى التركيب الرسوبي (شكل 2) وكما يلي:

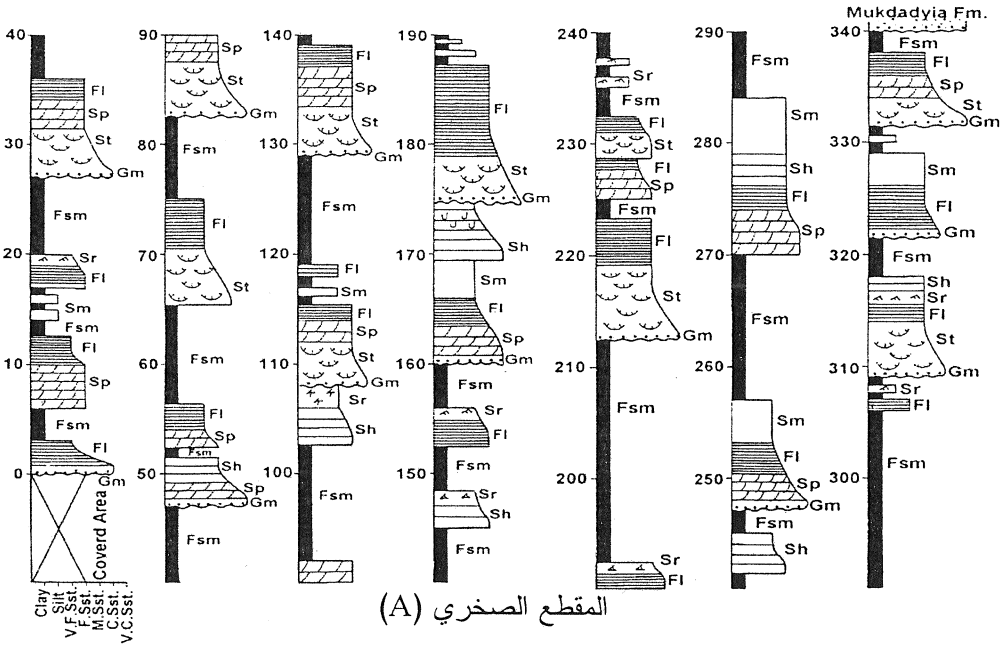
سحنة المدملكات داخلية التكوين Intraformational conglomerate facies(Gm)

تنتشر هذه السحنة خلال التعاقب الطباقي للتكوين ويتراوح سمكها بين بضعة سنتمترات إلى (70سم) وذات أشكال عدسية وتتكون من الكرات الطينية التي تتراوح أبعادها (0.2–70سم) وذات أشكال مختلفة لوحة (A–1) وتكون هذه الكرات الطينية مطمورة في رواسب رملية, فضلاً عن وجود الحصى المنقول من خارج الحوض الترسيبي والذي يكون أكثر استدارة من الحصى الطيني.

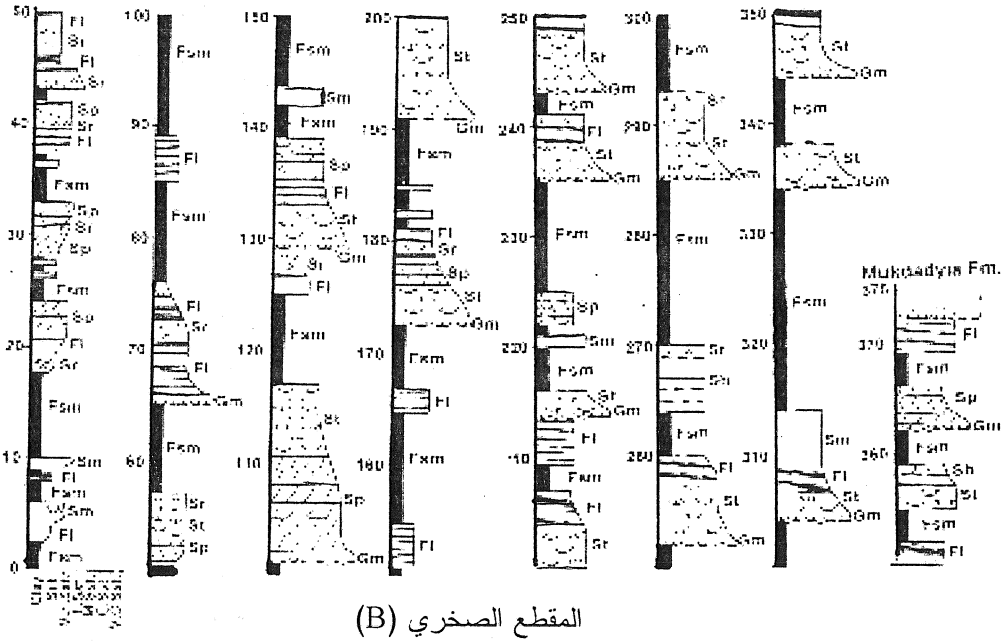
أشار كل من (Miall, 1985, 1996) و (Martinius, 2000) و (Bordy et al., 2004) إلى أن هذه السحنة تنشأ في ظروف هايدروديناميكية نشطة في أسفل القناة النهرية وتشكل الجزء الأسفل من الدورة النهرية, وتنتقل هذه المدملكات كحمل طبقي على طول قعر القناة (Visher, 1965) ويطلق عليها رواسب القناة المتخلفة (Channel lag deposits) حسب (Allen, 1965).

سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع الحوضي
Trough cross bedded sandstone facies(St)

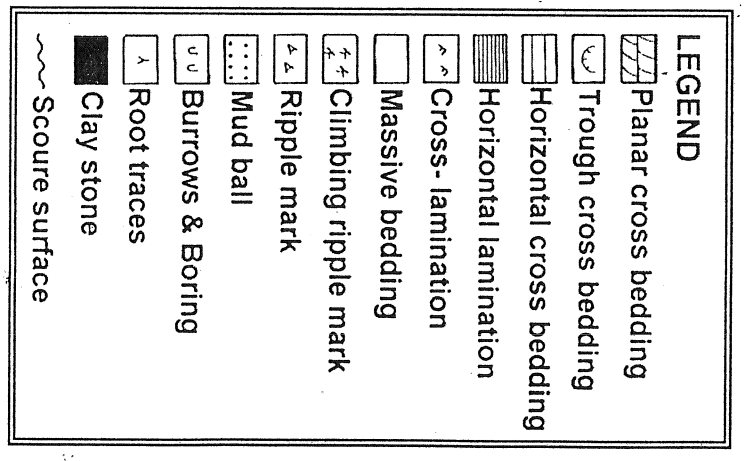
تتوزع هذه السحنة على مقطعي الدراسة في كافة أجزائه ويتراوح سمكها بين (1.5–12م) وتتكون من التطبق المتقاطع ألحوضي الكبير والصغير المقياس ويتراوح عرض التطبق المتقاطع الكبير المقياس من (1–20م), وأحياناً يتغير التطبق المتقاطع ألحوضي ذو المقياس الكبير عمودياً وجانبياً إلى التطبق المتقاطع ألحوضي ذو المقياس الصغير, ويأخذ هذا التركيب الرسوبي شكل الحوض أو المغرفة في المقطع الثلاثي الأبعاد لوحة (B–1).



المقطع الصخري (A)



المقطع الصخري (B)



شكل 2: يبين المقطعين (A و B) موضحا عليهما توزيع السحنات.

يتراوح الحجم الحبيبي لصخور هذه السحنة من رمل (ناعم-خشن) وذو لون بني أو رمادي, ويقل حجم التركيب الرسوبي كلما قل الحجم الحبيبي للرمل. يتكون التطبق المتقاطع الحوضي عادةً من هجرة مجاميع الكثبان والنيم تحت المائية باتجاه أسفل التيار تحت تأثير نظام هايدروديناميكي متوسط (Censier and Lang, 1999)، (Williams, 2001), حيث تمثل الأسطح السفلية للتطبق المتقاطع ألحوضي أحداث متتابعة وسريعة من الحفر داخل القناة (Cuevas Gozalo and Martinius, 1993), وأشار (Walker, 1992) إلى أن مثل هذه الظروف الترسيبية تتواجد في الأنظمة النهرية والدلتاوية التي تعد أكثر البيئات الرسوبية احتواءً على التطبق المتقاطع الحوضي.

سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع المستوي

Planar cross bedded sandstone facies(Sp)

تنتشر هذه السحنة بمقياس مختلف ويتراوح سمكها بين (0.6-10م) وتتكون من التطبق المتقاطع المستوي الكبير والصغير المقياس, ويزيد سمك الطقم في التطبق المتقاطع المستوي الكبير المقياس على (5سم) ويتراوح سمك الرقائق المائلة بين (1-5سم) لوحة (1-C).

تتكون هذه السحنة من صخور رملية ذات حجم حبيبي (ناعم جداً-خشن) ولون (أحمر, رمادي وبني), ولوحظ وجود التطبق المتقاطع المستوي على مقياس كبير جداً والمسمى ابسيلون (Epsilon cross bedding) حسب (Allen, 1965), إذ لوحظت الطبقات المائلة بسمك كبير يزيد على (50 سم) والتي تمثل أسطح النمو الجانبي (Lateral accretion surfaces) لرواسب الحواجز الهلالية (Point bar deposits) المتنعمة نحو الأعلى (Martinius, 2000) والمترسبة في الانحناءات الداخلية لقنوات الأنهار الالتوائية (Cuevas Gozalo and Martinius, 1993) (لوحة 1- G).

يتكون التطبق المتقاطع المستوي في هذه السحنة من نزوح أو هجرة الأشكال الطبقية الكبيرة المقياس (الكثبان والأمواج الرملية) ذات البعد الثنائي (2D) في الجزء الوسطي من نظام الجريان الواطئ (Miall, 1978).

سحنة الصخور الرملية ذات التطبق الأفقي Horizontal bedded sandstone facies(Sh)

يتراوح سمك هذه السحنة بين (0.5-5م) ويكون انتشارها في المقاطع الصخرية أقل من باقي السحنات الصخرية الأخرى, وتوجد على هيئة طبقات مستوية يتراوح سمكها بين (0.15-2م) وتكاد تكون خالية من أي تركيب رسوبي عدا احتوائها على بعض التعكرات الحياتية في بعض الأحيان, ويتراوح الحجم الحبيبي للصخور الرملية في هذه السحنة بين (ناعم جداً-متوسط) وذو لون (أحمر, رمادي مخضر وبني) (لوحة 1- D).

أشار (Visher, 1965) إلى وجود التطبق الأفقي في الجزء العلوي من دورات التنعم نحو الأعلى, ويكون مترافقاً مع سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المصمت (Sm), ويشير هذا الترافق إلى نقصان مفاجئ في طاقة التيار المرسب, حيث أن سحنة (Sh) تترسب من تراكم الرمل أثناء انخفاض سرعة التيار.

إن وجود هذه السحنة (Sh) متداخلة مع سحنة الصخور الوحلية السميكة (Fsm) في الجزء العلوي من التكوين يشير إلى أنها مترسبة في بيئة التفرعات الجانبية للأنهار (Crevasse splay) (Allen, 1965), ضمن ظروف الجزء الذي يمثل الحد بين نظامي التدفق الواطئ والعالي عندما يكون عدد فرويد مساوياً لواحد تقريبا والذي يسمى بتدفق السهم أو الطلقة (Shooting flow) (Blatt et al., 1980).

سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المصمت Massive bedded sandstone facies(Sm)

يتراوح سمك هذه السحنة بين (0.2–5م) وتتكون من صخور رملية ذات حجم حبيبي (ناعم جداً–متوسط) ولون رمادي وبني وتنتشر في الأجزاء العليا من التكوين أكثر من الأجزاء السفلى, فضلاً عن انتشار التعكر الحياتي فيها وذلك في الجزء السفلي من المقطع (B) لوحة (1– E).

أشار (Selley, 1978) إلى أن الطبقة تكون مصمتة بسبب التجانس الكبير في الحجم الحبيبي والترسيب السريع وتأثر هذه الصخور بالعمليات التحويرية والتعكرات الحياتية.

سحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي Horizontal lamination sandstone facies(Fl)

يتراوح سمك هذه السحنة بين (0.2–8.2م) وتنتشر بشكل كبير في صخور التكوين, تتكون هذه السحنة من الصخور الرملية ذات الحجم الحبيبي (ناعم جداً–ناعم) وذات لون (بني ورمادي واحمر).

تتكون هذه السحنة من رقائق موازية لسطح التطبق حيث يبلغ سمك الرقيقة الواحدة أقل من (1سم) لوحة (1– F) وفي اغلب الأحيان يترافق معها وجود خطوط الجريان (Parting lineation), وتوجد عادة في الجزء العلوي من تتابع التنعم نحو الأعلى (Miall, 1978,1985) أو في الجزء الوسطي منه.

يتكون الترقق الأفقي من اندفاع مياه جاملة لمواد ناعمة في حيز محصور أثناء فترة الفيضان وبانخفاض طاقة التيار تترسب المواد الناعمة خارج القناة النهرية فوق الضفة (Over bank) وفي القنوات المهجورة (Abandoned channel) (Miall, 1978, 1985, 1996).

سحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي

Ripple cross-lamination siltstone facies(Sr)

يتراوح سمك هذه السحنة بين (0.6–2.2م) وتنتشر في الأجزاء السفلى والوسطي من التكوين, وتضم هذه السحنة تراكيب (الترقق المتقاطع وعلامات النيم بأنواعها), ويتراوح الحجم الحبيبي لصخور

هذه السحنة بين(الغرين-الرمل الناعم جداً) وذات لون بني وأحمر ورمادي وتوجد في الجزء العلوي من دورات التنعم نحو الأعلى, وأحياناً تتدرج عمودياً إلى رواسب أصغر حجماً وعادة تكون هذه السحنة ذات امتداد جانبي كبير بشكل ترسبات صفائحية (Sheet deposits) (Martinius, 2000) لوحة (H -1).

تكون علامات النيم قليلة الحفظ نسبياً لكونها تتعرى وتتحطم بواسطة التيارات المائية الناقلة للرواسب قبل الطمر (Boggs, 1997), وقد تحفظ هذه النيم لتظهر بهيئة مجاميع من الترقق المتقاطع ألحوضي وذلك في الجزء العلوي من دورات التنعم نحو الأعلى وتوجد هذه التراكيب في حافة القناة في أعماق ضحلة أو في قنوات صغيرة المقياس ذات تصريف واطئ نسبياً (Cuevas Gozalo and Martinius et al., 2002); (Martinius, 1993), أو في نهاية دورة ترسبات الحواجز الهلالية.

سحنة الصخور الوحلية المصمتة Massive mudstone facies(Fsm)

يتراوح سمك هذه السحنة بين (0.4-22م) وتشكل نسبة كبيرة من السمك الكلي للتكوين وتكون بشكل طبقات سميكة من الصخور الوحلية ذات اللون البني وألاحمر وتكون هشة وفي بعض الأحيان تكون صلبة على هيئة تراكيب كروية (Ball structures), وقد يتخلل هذه الطبقات الهشة السميكة طبقات غرينية لا يتجاوز سمكها (1م) وتتواجد هذه السحنة في نهايات دورات التنعم نحو الأعلى لوحة (I -1).

أشار (Dill et al., 2001) إلى ترسيب هذه الصخور الناعمة الحبيبات في مياه ذات طاقة واطئة من حمل معلق وأنها قد ترسبت على السهل ألفيضي والشرفات الطبيعية, كما أوضح (Bordy et al., 2004) أن هذه السحنة ترسبت نتيجة تضاؤل قوة التيار في أجسام مائية راكدة أو قنوات مهجورة (Abandoned channel), ويدل لونها الأحمر والتقشر الكروي على تعرضها إلى عملية الأكسدة (Eberth and Miall, 1991) تحت ظروف الانكشاف.

المتحجرات الاثارية Trace fossils

-تم تمييز نوعين من المتحجرات الاثارية هما:

1-نوع اسكوليثوس (*Skolithos type*): يتواجد هذا النوع في الجزء السفلي من التكوين في الصخور الرملية (الناعمة جداً-الناعمة), ويتكون من حفر عمودية مستقيمة ذات شكل اسطواني ومقطعها دائري و تكون متعامدة على سطح التطبق, ويتراوح طولها بين (4-30سم) وقطرها (0.5-1سم) وتكون مملوءة بالمواد الطينية التي ترسبت فوق الصخور الرملية المضيفة لها لوحة (J -1).

أشار (Bordy and Catuneanu, 2002a) إلى أن هذه التراكيب تنشأ عن حفر الرواسب الرخوة من قبل اللافقريات وهي تمثل مسالك تغذية (Feeding) وسكن (Dwelling), وتتواجد في بيئة

ضحلة ساحلية ذات مياه مختلطة (Lawa, 1995), فضلاً عن وجودها في بيئة مياه عذبة غير بحرية (Bromley and Asgaard, 1979).

2- نوع سكوينا (*Scoyeina type*): يتواجد هذا النوع في الأجزاء العليا من التكوين في الصخور الرملية الحمراء (الناعمة جداً-الناعمة) بهيئات اسطوانية أفقية ومنحنية الشكل ذات طول (10سم) وعرض (2سم) وتكون بارزة فوق سطح الطبقة ومقطعها شبه دائري.

يشير النوع (*Scoyeina*) إلى الترسيب العالي في مياه نهرية ضحلة جداً ويعكس التناقص التدريجي في الملوحة والعمق والمترافق مع زيادة محتوى الأوكسجين وتعد تراكيب تغذية وسكن (Lawa, 1995).

إن وجود هذين النوعين من المتحجرات الاثارية يدل على نشوئهما عن أحياء كانت تتغذى على العوالق وتعيش في بيئات ذات طاقة عالية نسبياً (Caplan and Ranger, 2001).

البيئات الرسوبية Depositional environments

شملت الدراسة مقطعين صخريين لتكوين انجانة, حيث الجزء السفلي من التكوين في المقطع (A) كان مغطى بالترسبات الحديثة في حين كان واضحاً في المقطع (B) شكل (2), وأن حد التماس السفلي لتكوين انجانة متوافق ومتدرج مع تكوين فتحة ويتحدد باختفاء أخر طبقة طين اخضر في تكوين فتحة (Gosling and Bolton, 1959).

تم تقسيم البيئة الترسيبية إلى جزئيين رئيسيين, يمثل الجزء السفلي بيئة انتقالية من الظروف البحرية المتمثلة بتكوين فتحة إلى الظروف القارية في الجزء العلوي والذي يمثل البيئة النهرية القارية.

البيئة الانتقالية Transitional environment

تبين من ملاحظة الجزء السفلي من المقطع (B) وترافق سحناته شكل (2), وجود خمسة دورات واضحة من تخشن الحجم الحبيبي نحو الأعلى وبسمك (57م), تبدأ كل دورة بترسبات لصخور طينية حمراء اللون وهشة تمثل سحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm) وبسمك يتراوح بين (1.1-7.5م), ويتكون الجزء الوسطي من الدورة من صخور غرينية (حمراء- رمادية) اللون وبسمك يتراوح بين (1.4-5.5م) يحوي على تراكيب الترقق والترقق المتقاطع ويمثل سحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي (Fl) وسحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي (Sr).

يشمل الجزء العلوي من الدورة على صخور (رملية غرينية- رملية ناعمة) ذات لون رمادي وبني وبسمك يتراوح (2-6م) حاوية على تراكيب التطبق المتقاطع المستوي والحوضي الصغير المقياس والتطبق المصمت والترقق المتقاطع متمثلاً بسحنات (Sp, St, Sm, Sr), فضلاً عن انتشار المتحجرات الاثارية من نوع (*Skolithos*) في الجزء العلوي من دورة التخشن نحو الأعلى.

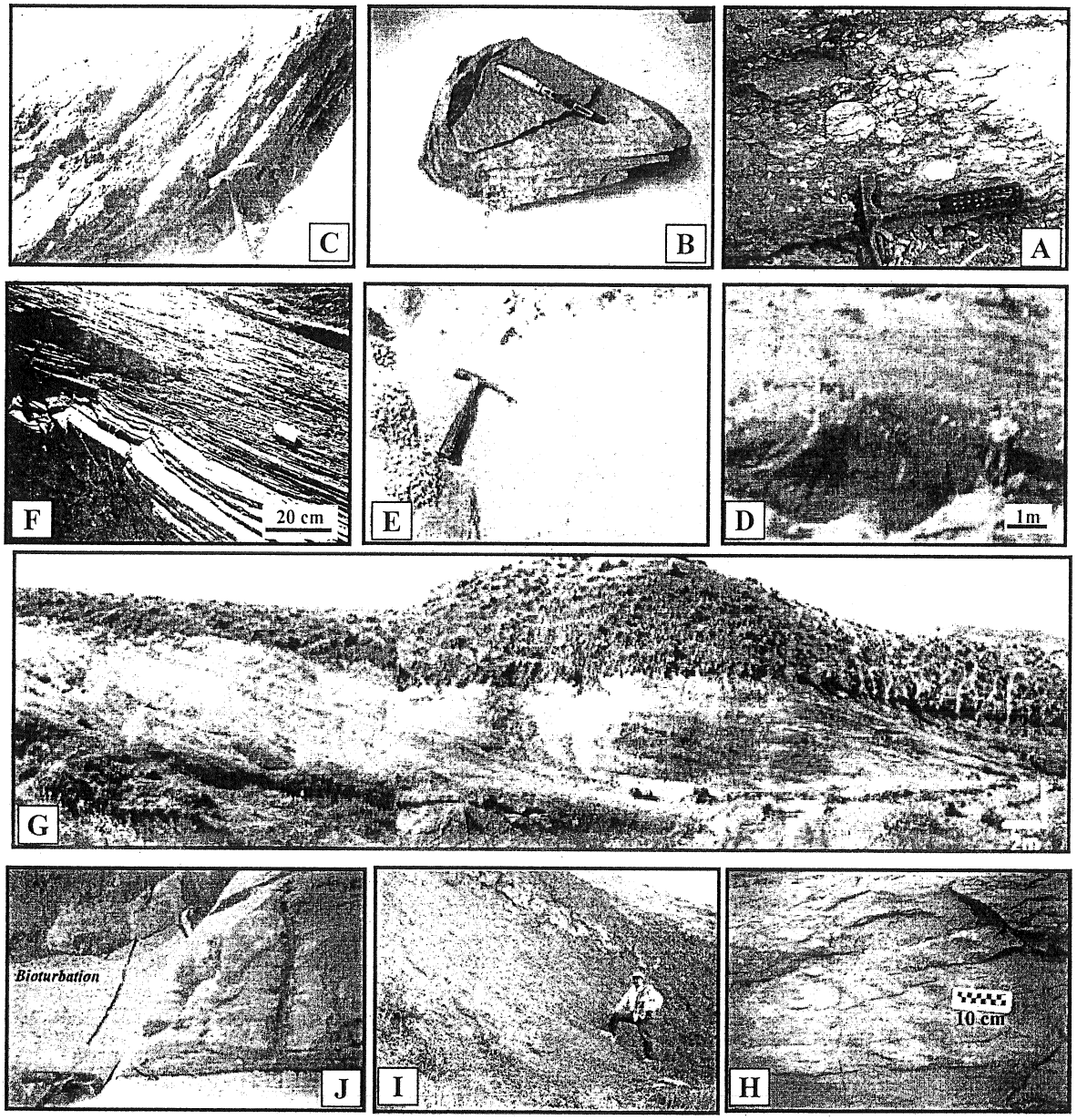
من مميزات تعاقب هذه الدورات المتخشنة نحو الأعلى يتضح أنها رواسب دلتا مسيطر عليها بفعل العمليات النهرية (River-dominated delta), وأن هذه الدورات قد ترسبت في البيئات الثانوية لمسطح الدلتا (Delta plain) والمتأثرة بالعمليات النهرية بشكل كبير (Elliott, 1983).

تمثل الصخور الطينية رواسب مابين التفرعات (Interdistributary) التي تُملأ بالمواد الطينية المنهارة من الضفاف في فترات فيضان النهر وقد تُخترق ضفاف التفرعات خلال أحداث الفيضان في مواضع مختلفة لتكون ترسبات التفرعات الجانبية (Crevasse splays) (Elliott, 1983) ; (Bhattacharya and Walker, 1992) والتي تؤدي إلى تكوين فصوص دلتا ثانوية صغيرة المقياس. أشار (Caplan and Ranger, 2001) إلى أن مثل هذه الترسبات قد تمثل رواسب الحاجز الثغري المتفرع البعيد (Distal distributary mouth bar), أما الجزء الوسطي والعلوي من الدورات فقد يمثل رواسب الحاجز الثغري المتفرع القريب (Proximal distributary mouth bar) (Caplan and Ranger, 2001), أو هي بشكل عام دلتاوات صغيرة الحجم تكونت ما بين أفرع النهر في الجزء النهائي منه.

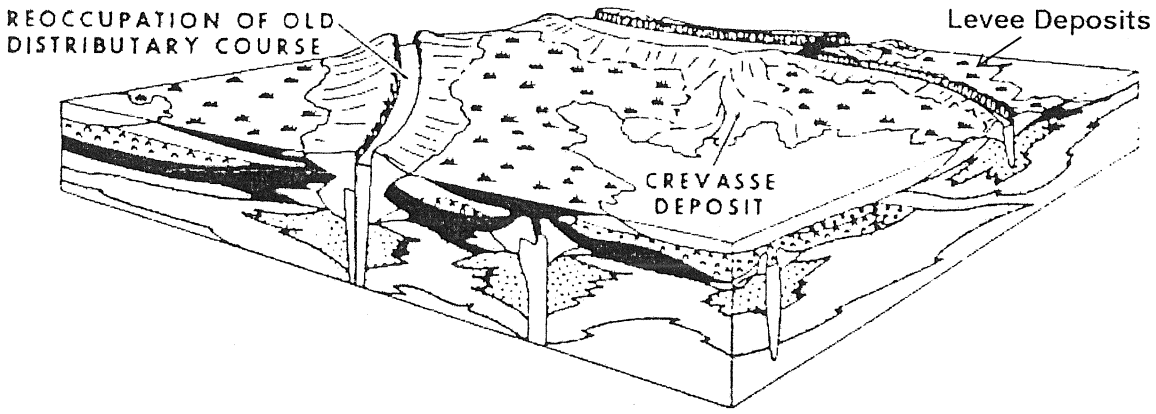
يستدل من هذا على أن هذه البيئة كانت متأثرة بالعمليات النهرية وذلك لعدم ملاحظة أي مؤشر على تأثير التغيرات المدية كالتطبق المتقاطع ثنائي الاتجاه (Bi-directional cross bedding) والتطبق ألعدسي والموجي. تعد دورات التخشن نحو الأعلى في هذه الدراسة صغيرة المقياس وغير كاملة وذلك لظهور رواسب طينية في الأسفل حاوية على عدسات غرينية, أو وجود طبقات من الصخور الغرينية أو الرملية الناعمة جداً ألحمراء اللون, وقد أشار (Reading, 1986) إلى أن هذه الترسبات قد تمثل الشرفات (Levees) وأنها تتكون عند حصول زيادة في التيارات التي بدورها تعمل على ترسيب مواد ناعمة من الحمل المعلق والتي تحوي على تراكيب الترقق الأفقي والمتقاطع.

بمقارنة التعاقبات الصخرية لهذا الجزء من التكوين مع ألبيئات القديمة والحديثة تم التوصل إلى الموديل الرسوبي الذي أقترحه (Frazier, 1967) (شكل 3). من الجدير بالذكر أن (Al-Naqib and Aghwan, 1993) درسا رسوبية الوحدة الفتاتية العليا لتكوين فتحة في المنطقة ما بين حمام-العليل والقيارة, وأشارا إلى احتواء رسوبيات هذه الوحدة على تراكيب وظواهر مشابهة لتلك المترسبة في الدلتا النهرية من نوع قدم الطير.

لوحة 1



A- سحنة المدملكات داخلية التكوين(Gm)، المقطع(B). **B**- سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع الحوضي(St) صغير المقياس، المقطع(A). **C**- سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع المستوي(Sp) كبير المقياس، المقطع(A). **D**- سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المستوي(Sh)، المقطع(A). **E**- سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المصمت(Sm)، المقطع(B). **F**- سحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي(Fl)، المقطع(B). **G**- التطبق المتقاطع المستوي ابسيلون الكبير المقياس يظهر أسطح النمو أو الهجرة الجانبية (Lateral accretion surfaces) للقناة النهرية في المقطع(B). **H**- علامات النيم المتسلقة(Climbing ripple mark) في سحنة الترقق المتقاطع النيمي، المقطع(B). **I**- سحنة الصخور الوحلية المصمتة(Fsm) يتخللها طبقات من الصخور الغرينية، المقطع(B). **J**- المتحجرات الاثارية من نوع اسكوليثوس (*Skolithos type*)، المقطع(B).



شكل 3: يبين الموديل الترسيبي للجزء السفلي (الدلتا المسيطر عليها نهرياً) من تكوين انجانة, محور عن (Frazier, 1967).

البيئة النهرية Fluvial environment

تعد البيئة الترسيبية الرئيسة لتكوين انجانة بيئة أنهار التوائية وذلك اعتماداً على الأدلة المقترحة لتميز رواسب الأنهار الالتوائية من قبل (Zielinski and Gozdzik, 2001) وهي:

1- يسود الحجم الحبيبي (الناعم- المتوسط) للرمل في الأنهار الالتوائية وزيادة نسبة الرواسب الناعمة إلى الرواسب الخشنة.
2- تمتاز بدورات تنعم نحو الأعلى ذات سمك عالي وتتابع سحناته نحو الأعلى يدل على التناقص في طاقة التيار الحامل للرواسب باتجاه الأعلى, يعتقد أن هذه الدورات تمثل أحداث ملء وهجرة لالتواء القناة.
3- وجود سحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي (Sr) والتي تعد من مميزات رواسب الأنظمة النهرية الالتوائية.
4- تحديد رواسب الحواجز الهلالية والذي يشير إلى مناطق التواء النهر.
5- وجود الترافقات السحنية لرواسب فوق الضفة والمترسبة في وسط ذي طاقة واطئة, وذات امتداد جانبي كبير.

وفيما يلي أهم البيئات الرسوبية الثانوية لبيئة الأنهار الالتوائية:

بيئة رواسب القناة المتخلفة الثانوية Channel lag deposits subenvironment

تتمثل هذه البيئة بسحنة المدملكات داخلية التكوين (Gm), والتي تكون ذات سمك قليل وتشكل الجزء القاعدي من دورات التناعم نحو الأعلى والتي تمثل بداية الدورة النهرية, وباستطاعة التيار نقل هذه الرواسب في فترات الفيضان وذلك عندما تكون سرعة التيار عالية وأن مصدر هذه الرواسب من داخل الحوض الرسوبي نتيجة تعرية جدران القناة (Cuevas Gozalo and Martinius, 1993)،

(Boggs, 1997), بينما يكون مصدر الحصى الأكثر استدارة من خارج الحوض الترسيبي, وتنتقل هذه الرواسب كحمل طبقي على قعر القناة النهرية وتترسب على شكل طبقات غير واضحة التطبق (Reineck and Singh, 1980), والذي قد يشير إلى إعادة ترسيب حصى الحواجز ونقله داخل القناة.

بيئة الحواجز الهلالية الثانوية Point bar subenvironment

تشتمل رواسب هذه السحنة على سحنتي الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع ألحوضي والتطبق المتقاطع المستوي (St);(Sp), والتي تقع في الجزء الأسفل من تتابع الحاجز الهلالي ويحصل فيها تنعم نحو الأعلى في الحجم الحبيبي يصاحبه تناقص في طاقة التيار الذي يؤدي إلى ترسيب سحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي (Fl) وسحنة الصخور الرملية ذات التطبق الأفقي (Sh) وسحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي(Sr) في الجزء العلوي من الحاجز الهلالي التي تمتاز بصغر حجم تراكيبها الرسوبية.

إن وجود سحنة (Sp) والتي تمثل أسطح النمو الجانبي الناتجة عن إضافة للرواسب ضمن حلقة الالتواء (Meander-loop), والمتزامنة مع تعرية الضفة الخارجية للقناة (Cuevas Gozalo and Martinius, 1993); (Martinius et al., 2002) يدل على شكل القناة غير المتماثل وذلك لحصول إضافة للرواسب في الجهة التي فيها الحاجز الهلالي وتعرية في الجهة المقابلة من القناة (Bordy et al., 2004).

بيئة الشرفات الطبيعية الثانوية Natural levee subenvironment

تتمثل هذه البيئة بسحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي (Sr) وسحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي (Fl) وسحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm), وتمتاز رواسبها بالحجم الحبيبي الخشن والسمك العالي قرب الضفة ويقل الحجم الحبيبي والسمك باتجاه السهل الفيضي (Boggs, 1997);(Brieley et al., 1997).

تحصل عملية الترسيب في هذه البيئة عندما تغطي مياه الفيضان ضفاف القناة النهرية مودية إلى ترسيب رواسب رملية وغرينية وطينية على الشرفات الطبيعية وتعدّ رواسب الشرفات الطبيعية ذات نمو عمودي (Vertical accretion) (Reineck and Singh, 1980).

أشار (Dill et al., 2003) إلى أن وجود الترقق المتوازي (سحنةFl) والنيم المتسلقة (سحنةSr) ووجود تباينات في الحجم الحبيبي متمثلاً بالرمل الناعم المتعاقب مع الغرين يعد دليلاً على رواسب الشرفات الطبيعية, كما أن وجود رواسب هذه البيئة بشكل قليل يدل على أن القنوات كانت غير محصورة (Bordy and Catuneanu, 2002b).

بيئة التفرعات الجانبية الثانوية Crevasse splays subenvironment

تنشأ هذه البيئة عندما تشق مياه الفيضان الشرفات الطبيعية وتكون قنوات صغيرة على السهل الفيضي وترسب أجساماً فصية من الرواسب الرملية الناعمة جداً والغرينية في الرواسب الطينية للسهل الفيضي (Martinius, 2000);(Boggs, 1997), وتسمى رواسب هذه البيئة أحيانا برواسب ملئ القناة (Channel fill), والتي تتميز بعدم وجود أسطح النمو الجانبي وفي أغلب الأحيان عدم وجود سطح التعرية السفلي (Cuevas Gozalo and Martinius, 1993).

تتكون رواسب هذه البيئة من سحنة الصخور الرملية المصمتة (Sm) وسحنة الصخور الرملية ذات التطبق الأفقي (Sh) وتتدرج إلى سحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm). أشار (Bordy and Catuneanu, 2002b); (Bordy et al., 2004) إلى أن التغير في الحجم الحبيبي والسحنات الرسوبية لهذه البيئة يكون عمودياً وجانبياً, وذلك لان شدة التيار عالية في الأجزاء القريبة من القناة الرئيسية قياساً إلى الأجزاء البعيدة عن القناة الرئيسية وينعكس هذا بالحجم الحبيبي ونوع السحنات.

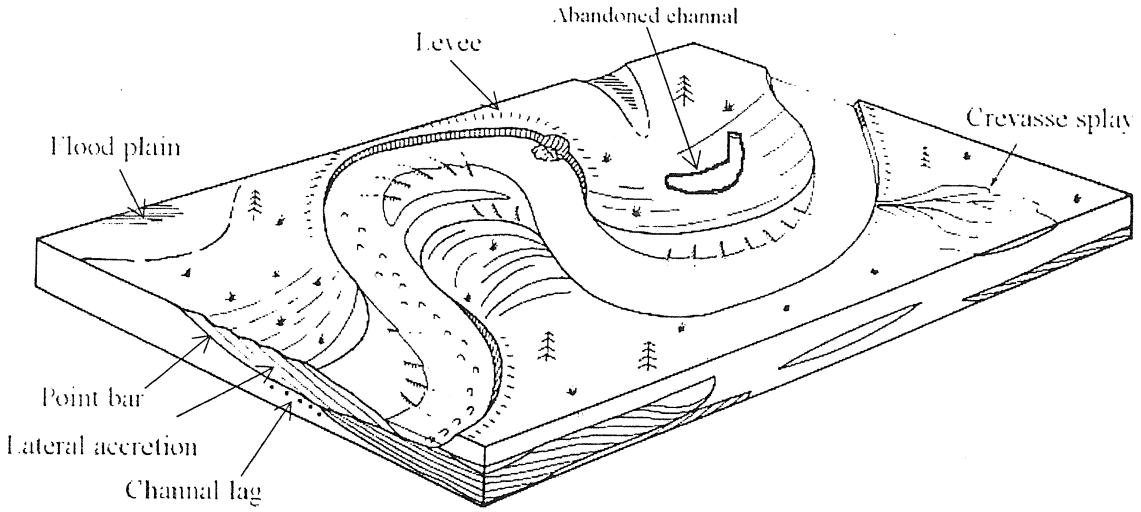
بيئة السهل ألفيضي الثانوية Floodplain subenvironment

تتمثل رواسب هذه البيئة بسحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm) السميكة التي تتألف من صخور طينية وغرينية ذات لون أحمر نتيجة لتعرضها لعملية الأكسدة بسبب انكشافها للجو, وقد يعزى اللون الأحمر لهذه الرواسب إلى سيادة المناخ (شبه الجاف-الجاف) (Pettijhon, 1975), ووجود تصريف جيد للمياه ضمن الرواسب. وأحياناً تحوي صخور هذه البيئة على عدسات من سحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي (Fl) وعلى بقايا نباتية.

بيئة القنوات المهجورة الثانوية Abandoned channel subenvironment

تشابه ترسبات القنوات المهجورة ترسبات السهل ألفيضي إلا أنها تحوي في الأسفل على رواسب قاع القناة وقد تحوي على بقايا النباتات (Boggs, 1997). تتمثل رواسب هذه البيئة في الدراسة الحالية بسحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm), أن وجود ترسبات هذه السحنة قليل وربما يعود ذلك إلى أن الأنهار الالتوائية لم يكن التوائها كبيراً بحيث يؤدي إلى تكوين قنوات مهجورة.

لغرض وضع الموديل الرسوبي لتكوين انجانة واعتمادا على ما تم شرحه من السحنات والبيئات الرسوبية الثانوية للبيئة النهرية الأنفة الذكر وبمقارنتها مع الدراسات القديمة والحديثة, فقد تبين أن البيئة الترسيبية للجزء الأكبر من تكوين انجانة يكون مشابهاً إلى الموديل الترسيبي السادس للأنهار والمقترح من قبل (Miall,1985) شكل (4), والذي يمتاز بقنوات نهرية متوسطة الالتواء وذات سهول فيضية متطورة بشكل جيد. يتميز النظام النهري للدراسة الحالية بتصريف دائمي ومراحل فيضان واضحة استدل عليها من خلال السمك الكبير لهذه الرواسب والاستمرارية الجانبية الواضحة المتشكلة نتيجة الهجرة الجانبية للقناة الملتوية بسبب النمو الجانبي لرواسب الحاجز الهلالي.



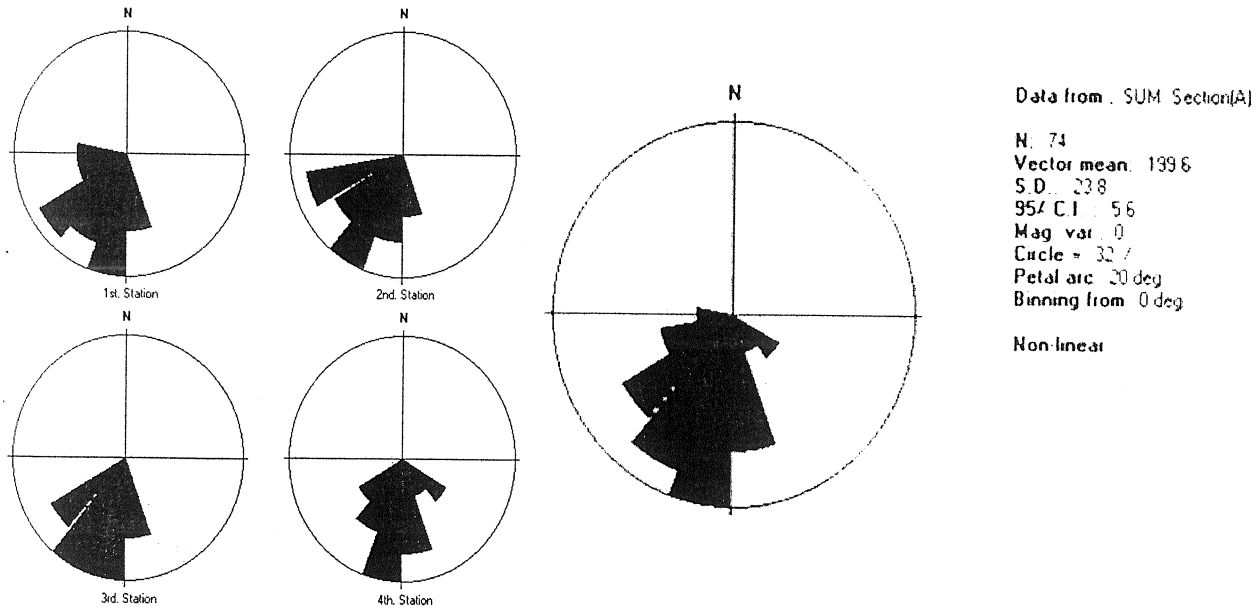
شكل 4: يبين الموديل الترسيبي للجزء النهري الكبير (الجزء العلوي) من تكوين انجانة ويوضح البيئات الترسيبية الثانوية, محور عن (Miall, 1985).

تحليل التيار القديم Paleocurrent analysis

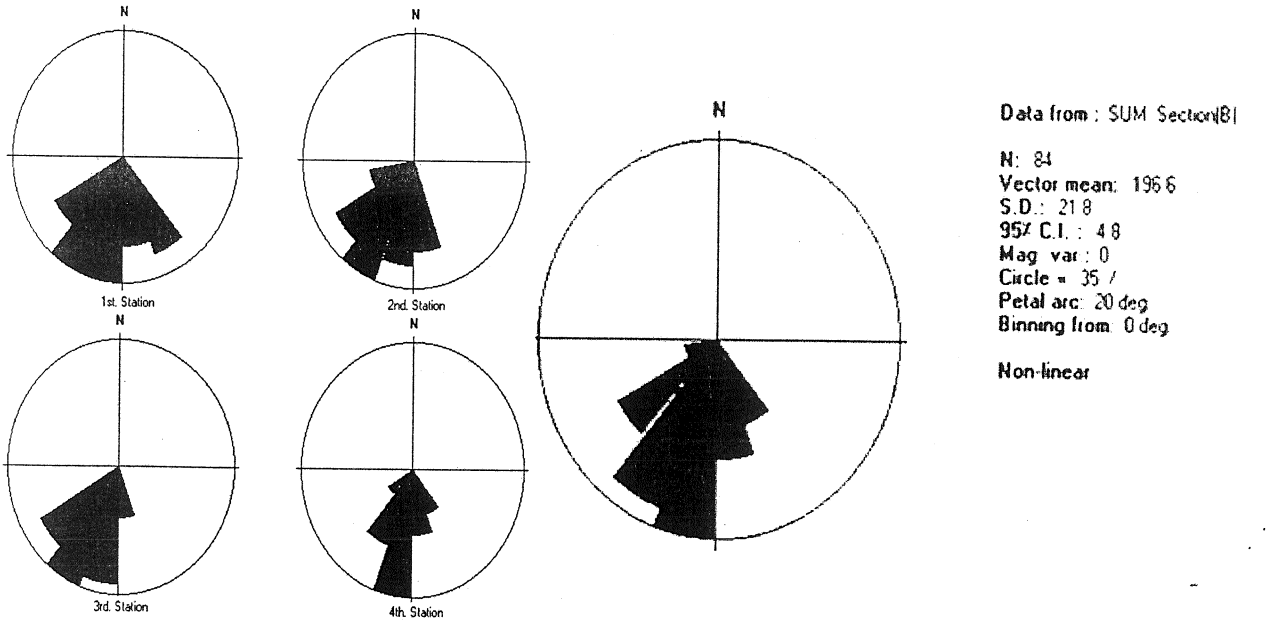
تم الحصول على بيانات التيار القديم من قياس اتجاه ميل المجاميع الأمامية (Foreset dip direction) للتطبق المتقاطع المستوي (Planar cross bedding), وقد تم تسجيل (158) قراءة لكلا المقطعين بواقع (74 و 84) قراءة للمقطعين قيد الدراسة وبواقع أربع محطات لكل مقطع وكان عدد القراءات متبايناً بين محطة وأخرى اعتماداً على وجود المكاشف ذات النوعية الجيدة.

استخدم في هذا التحليل البرنامج ألحاسوبي (PC99) والموضحة أسس عمله من قبل (Stewart et al., 2001);(Woolf et al., 2000), وكان معدل اتجاه التيار لكلا المقطعين باتجاه مقداره (199.6°) و(196.6°) ويشيران إلى اتجاه الجنوب والجنوب الغربي, وبذلك يكون اتجاه التيار القديم من الشمال والشمال الشرقي باتجاه الجنوب والجنوب الغربي الذي يمثل اتجاه جريان الأنهار الالتوائية القديمة التي رسبت صخور تكوين انجانة, شكل (5- B,A).

وظهر من تحليل التيار القديم في المحطات بأن التيار أحادي الاتجاه (Uni-directional current) بصورة عامة مع وجود بعض الاتجاهات الثانوية التي نتجت عن طبيعة الأنهار الالتوائية كالميل الجانبي للتطبق المتقاطع في الحاجز الهلالي, ويعد التيار القديم الأحادي الاتجاه دليلاً على النظام النهري فضلاً عن المظاهر الأخرى الدالة على البيئة النهرية (Bordy and Catuneanu, 2002b).



شكل 5– A: يبين الأشكال الوردية لاتجاه التيار القديم لأربع محطات, والشكل في اليمين يمثل معدل محطات المقطع (A).



شكل 5– B: يبين الأشكال الوردية لاتجاه التيار القديم لأربع محطات, والشكل في اليمين يمثل معدل محطات المقطع (B).

الاستنتاج

1- تم تمييز السحنات الصخرية آلاتية في صخور تكوين انجانة: سحنة المدملكات داخلية التكوين (Gm) و سحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع ألحوضي (St) وسحنة الصخور الرملية ذات التطبق المتقاطع المستوي (Sp) وسحنة الصخور الرملية ذات التطبق الأفقي (Sh) وسحنة الصخور الرمليـــة

ذات التطبق المصمت (Sm) وسحنة الصخور الرملية ذات الترقق الأفقي (Fl) وسحنة الصخور الغرينية ذات الترقق المتقاطع النيمي (Sr) وسحنة الصخور الوحلية المصمتة (Fsm). فضلاً عن وجود المتحجرات الاثارية من نوع (*Skolithos* و *Scoyeina*) وخاصة في الجزء السفلي من التكوين وعدت هذه الآثار تراكيب تغذية وسكن الأحياء.

2- ترسب الجزء السفلي من التكوين في بيئة انتقالية قرب ساحلية متمثلة ببيئة دلتا مسيطر عليها بالعمليات النهرية (River dominated delta) التي تمتاز بوجود دورات التخشن نحو الأعلى الصغيرة المقياس التي تتكون من تعاقب رواسب الحاجز الثغري المتفرع البعيد مع رواسب الحاجز الثغري المتفرع القريب.

3- ترسب الجزء العلوي من التكوين بهيئة تعاقبات دورية متنعمة نحو الأعلى والتي تمثل ترسبات أنهار التوائية, تم تميزها من وجود رواسب الحاجز الهلالي ووجود أسطح النمو الجانبي فضلاً عن وجود التطبق المتقاطع المستوي نوع ابسيلون.

4- لوحظ أن اتجاه التيار القديم هو الجنوب والجنوب الغربي وهذا يدل على انتقال الرواسب من الشمال والشمال الشرقي باتجاه الجنوب والجنوب الغربي, وأن التيار القديم كان أحادي الاتجاه ويعد هذا من مميزات بيئة الأنهار الالتوائية.

المصادر الاجنبية

Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology, Vol.5, pp.91-191.

Al-Naqib, S.Q. And Aghwan, T.A., 1993. Sedimentological study of the clastic units of the Lower Fars Formation. Iraqi Geol. Jour., Vol.26, pp 108-121.

Bellen, R.C., Dunnington, H.V., Wetzel, R. and Morton, D.M., 1959. Lexique stratigraphique international Asia, Fascicule, 10a, Iraq. Centeral National deal Recherches Scientifique, Paris, 333p.

Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G., 1992. Deltas, In: Walker, R.G. and James, N.P.(eds.) Facies Models: Response to sea level change. GEO text1. Geol.Assoc. of Canada, pp.157-177.

Blatt, H., Middlton, G. and Murray, R., 1980. Origin of sedimentary rocks. Prentic-Hall, Inc., New Jersey, 782p.

Boggs, S.J., 1997. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Prentic-Hall, 488p.

Bordy, E.M. and Catuneanu, O., 2002a. Sedimentology and palaeontology of Upper Karoo aeolian strata (Early Jurassic) in the Tuli Basin, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol.35, pp.301-314.

Bordy, E.M. and Catuneanu, O., 2002b. Sedimentology of the Lower Karoo Supergroup fluvial strata in Tuli Basin, South African. Journal of African Earth Sciences, Vol.35, pp.503-521.

Bordy, E.M., Hancox, P.J. and Rubidge, B.S., 2004. Fluvial style variations in Late Triassic-Early Jurassic Elliot Formation, main Karoo Basin, South Africa. Journal of African Earth Sciences, Vol.38, pp.383-400.

Brierley, G.J., Ferguson, R. and Woolf, K., 1997. What is a fluvial levee?. Sedimentary Geology, Vol.114, pp.1-9.

Bromley, R. and Asgaard, U., 1979. Triassic freshwater inchnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol.28, pp.39-80.

Caplan, M. and Ranger, M., 2001. Description and interpretation of coarsening-upward cycles in the McMurray Formation, Northeast Alberta: Preliminary results, Rock The Foundation Convention, Canadian Society of Petroleum Geologists, 10p.

Censier, C. and Lang, J., 1999. Sedimentary processes in the Carnot Formation (Central African Republic) related to the palaeogeographic framework of Central Africa, Sedimentary Geology, Vol.127, pp.47-64.

Cuevas Gozalo, M.C. and Martinius, A.W., 1993. Outcrop data-base for the geological characterization of fluvial reservoirs: example from distal fluvial fan deposits in the Loranca Basin, Spain, In: North, C.P. and Prosser, D.J.(eds.) Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Geological Society Special Publication, No.73, pp.79-94.

Dill, H.G., Kharel, B.D., Singh, V.K., Piya, B., Busch, K. and Geyh, M., 2001. Sedimentology and paleogeographic evolution of the intermontane Kathmandy Basin, Nepal, during the Pliocene and Quarternary: Implications for formation of deposits of economic interest, Journal of Asian Earth Sciences, Vol.19, pp.777-804.

Dill, H.G., Khadka, D.R., Khanal, R., Melcher, F. and Busch, K., 2003. Infilling of the Younger Kathmandu-Banepa Lake Basin during the Late Quarternary (Lesser Himalaya, Nepal): A sedimentological study, J.Quarternary Sci., Vol.18 pp.41-60.

Eberth, D.A. and Miall, A.D., 1991. Stratigraphy, sedimentology and evaluation of a vertebrate bearing braided to anastomosad fluvial system, Cutler formation(Permian-Pennsylvanian), North-Central New Mexico. Sedimentary Geology, Vol.72, pp.225-252.

Elliote, T., 1983. Facies, sequences and sand-bodies of the principle clastic depositional environments, In: Parker, A. and Sellwood, B.W. (eds.) Sediment diagenesis, Reidel Publishing Company, pp.1-56.

Frazier, D.E., 1967. Recent deltaic deposits of the Missippi River: Their development and chronology. Gulf Coast Assn. Geol Soc. Trans., Vol.17, pp.287-315.

Gosling, F. and Bolton, T., 1959. The geology of Jabal Kand. Unpublished Geological report 222, Iraq Petroleum Company Limited, 40p.

Lawa, F.A., 1995. Marine and nonmarine ichnofossils of the Middle and Upper Miocene sediments in the area between Mosul and Qaiyarah, North of Iraq. Iraqi Geological Journal, Vol.28, pp.185-194.

Martinius, A.W., 2000. Labyrinthine facies architecture of the Tortola fluvial system and controls on deposition (Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, Spain). Jour. Sedi. Research, Vol.70, pp.850-867.

Martinius, A.W., Geel, C.R. and Arribas, J., 2002. Lithofacies characterization of fluvial sandstones from outcrop gamma-ray logs(Loranca Basin, Spain): the influence of provenance. Petroleum Geoscience, Vol.8, pp.51-62.

Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A.D. (ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, pp.597-604.

Miall, A.D., 1985. Architectural analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Review, Vol.22, pp.261-308.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin, 582P.

Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks. (3rd ed.), Harper and Row, New York, 628p.

Reading, H.G., 1986. Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sc. Publ. Oxford, 615P.

Rieneck, H.E. and Singh, I.B., 1980. Depositional Sedimentary Environment. 2nd ed., Springer-Verlag, New York, 439P.

Selley, R.C., 1978. Ancient Sedimentary Environments. Second edition, Cornell University Press, 287p.

Stewart, L.K., Woolf, K.J. and Zwartz, D.P., 2001. A new tool for the integration, graphical presentation and comparison of files containing palaeocurrent data. Computers and Geosciences, Vol.27, pp.351-355.

Visher, G.S., 1965. Use of vertical profile in environmental reconstruction. A.A.P.G., Vol.49, pp.41-61.

Walker, R.G., 1992. Facies Models, In: Walker, R.G. and James, N.P.(eds.) Facies Models: Response to sea level change, GEO text1, Geol.Assoc. of Canada, 454p.

Williams, G.E., 2001. Neoproterozoic(Torridonian) alluvial fan succession, Northwest Scotland, and its tectonic setting and provenance. Geol.Mag., Vol.138, pp.471-494.

Woolf, K.J., Stewart, L.K., Francis, J.E. and Arnot, M.J., 2000. PC99: A new freeware for manipulating and graphically displaying paleocurrent data. Sedimentary Geology, Vol.133, pp.1-5.

Zielinski, T. and Gozdzik, J., 2001. Palaeoenvironmental interpretation of a Pleistocene alluvial succession in central Poland: Sedimentaty facies analysis as a tool for palaeoclimatic inferences. Boreas, Vol.30, pp.240-252.