



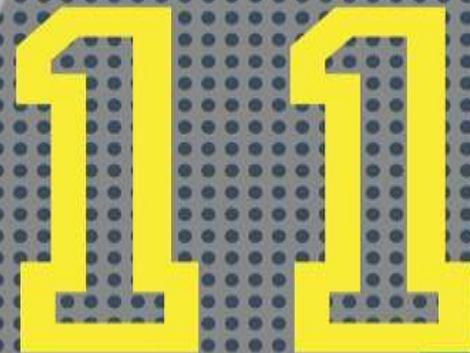
دولة ليبيا
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
جامعة سرت



مجلة أبحاث

مجلة علمية محكمة نصف سنوية
تصدر عن كلية الآداب - جامعة سرت
العدد الحادي عشر، مارس 2018م

ISSN 2518 5985



مجلة أبحاث

مجلة علمية محكمة نصف سنوية
تصدر عن كلية الآداب - جامعة سرت
العدد الحادي عشر، مارس 2018 م

المشرف العام :

د. حسين مسعود أبو مدينتا

رئيس التحرير

د. محمد الساعدي أصبيح

أعضاء هيئة التحرير

د. فرحة مفتاح الشريدي

د. محمد عمر رمضان

د. محمد علي الفقيهي

د. سعد عمر عبدالعزيز

توجه جميع المراسلات باسم رئيس التحرير على البريد الإلكتروني

Email : Abhat@su.edu.ly

مجلة أبحاث

مجلة علمية محكمة نصف سنوية
تصدر عن كلية الآداب - جامعة سرت
العدد الحادي عشر، مارس 2018 م

ABHAT

JOURNAL OF ARTS FACULTY

دار الكتب الوطنية

بنغازي - ليبيا

رقم الإيداع القانوني

2015 / 393 م

رقم الإيداع الدولي

ISSN 2518 5985

حقوق الطبع والنشر محفوظة

العدد الحادي عشر، مارس 2018 م

شروط النشر:

- لغة المجلة هي اللغة العربية، كما تقبل المجلة بحوثاً في تخصص اللغتين الانجليزية والفرنسية.
- يجب ألا يكون البحث قد سبق نشره أو الفع به لأية مطبوعة أخرى أو مؤتمر علمي.
- أن تكون للبحث مقدمة تثار فيها الإشكالية التي يرغب الباحث في تناولها بالدراسة والتحليل.
- أن يكون البحث مراعيًا للأصول العلمية في البحث العلمي والتوثيق.
- ينبغي ألا تزيد عدد صفحات البحث على (30) صفحة.
- تعطى الاقتباسات والتعليقات والهوامش أرقاماً مسلسلته في متن البحث على النحو الآتي: اسم المؤلف، عنوان الكتاب، دار النشر، الطبعة، مكان النشر، سنة النشر، الصفحة.
- تلحق الهوامش بآخر البحث بحجم (12).
- تخضع البحوث التي ترد إلى المجلة للتقييم من قبل أساتذة متخصصين، وذلك وفقاً للأسس المتبعة. وقد يعاد البحث إلى كاتبه لإجراء بعض التعديلات النهائية حسب رأي المقيمين.
- يقدم البحث على قرص مضغوط (C D) وثلاث نسخ مكتوبة بالحاسوب، بخط حجم (14)، نوع (Traditional Arabic).
- يكتب الباحث اسمه، وجهة عمله، وعنوان البحث على واجهة البحث.

- يرفق مع البحث السيرة الذاتية للباحث للمرة الأولى.
- البحوث المقدمة إلى المجلة لا ترد إلى أصحابها سواء أنشرت أم لم تنشر.
- البحوث التي تنشر في المجلة لا تعبر إلا عن وجهة نظر أصحابها.
- ترسل إلى صاحب البحث المنشور عدد خمس نسخ من العدد الذي نشر فيه البحث.
- يشترط في قبول البحوث التزامها بالشروط السابقة.
- للراغبين في نشر بحوثهم العلمية بهذه المجلة الاتصال بهيئة التحرير بمقرها بمبنى كلية الآداب بجامعة سرت، أو عن طريق البريد الإلكتروني للمجلة:

Email : Abhat@su.edu.ly



المحتويات

الصفحة	عنوان البحث
34 - 1	رسالة إرشاد الغويّ لمعنى اللفظ اللغويّ. تحقيق: د. عمر علي سليمان الباروني.
58 - 35	دروس القوافي في معجم كتاب العين. د. سليمان رمضان الأسطى.
84 - 59	دراسة وصفية تحليلية لمعنى (إن) في قوله تعالى ﴿فَدَكَّرْ إِنَّ نَفَعَتِ الدُّكْرَى﴾. د. علي سالم جمعة شخطور.
112 - 85	المنهجية العلمية بين الفقه والنحو. د. حليلة أحمد بيت المال.
132 - 113	المعاني المطروحة حقيقتها ومفهومها في النقد العربي. د. سليمان مختار محمد إسماعيل.
186 - 133	آليات السرد بين مقامات الحريري والسرقسطي. د. أمينة الشريف سالم عقيلة.
230 - 187	بشير السعداوي مستشاراً سياسياً للملك عبدالعزيز بن سعود (1939-1946م). د. ارويعي محمد علي قناوي.
276 - 231	جيومورفولوجية التمجحات الرملية في حوض وادي تلال. د. سليمان يحيى السبيعي. د. محمود علي المبروك.
292 - 277	محطات الوقود في مدينة طرابلس بين ضرورة خدماتها وآثار مخلفاتها. د. نجاة محمد المهدي.
306 - 293	التغير في استخدامات الأرض بمنطقة مصراتة (دراسة جغرافية). د. علي عطية أبوحمرة. د. إسماعيل مصباح الزاوية.

المحتويات

الصفحة	عنوان البحث
356 - 307	الضغوط المؤثرة على الممارسة المهنية الاعلامية "دراسة ميدانية للقائم بالاتصال بمدينة بني وليد الليبية" د. عبدالله محمد عبدالله أطيقة.
370 - 357	الموضوعية في البحث الاجتماعي. د. حسن علي ميلاد فرج. أ. محمد احمد مفتاح ابراهيم
400 - 371	التغير الوظيفي للأسرة وتحديات العولمة. أ. فاطمة منصور فرج.
408 - 401	Le Majnoun de Layla en Europe. Dr/ Abdelhakim Almahdi Ibrahim Alcherif

الافتتاحية

لاشك بأن العلاقة بين كم الإنتاج العلمي المتمثل في الإصدارات العلمية من كتب و دوريات و مجلات و كذلك حجم المساهمة في خدمة المجتمع ومكانة أي مؤسسة تعليم عالي هي علاقة طردية. فكلما أزداد حجم هذا الإنتاج وتنوعت طبيعة هذه الخدمات كلما ارتفعت مكانة هذه المؤسسة وذاع صيتها وكسبت احترام وتقدير الجميع بالداخل والخارج. وإيماناً منا بهذا المبدأ ورغم الصعوبات التي مرت وتمر بها بلدنا بشكل عام ومدينة سرت بشكل خاص، إلا أن هيئة تحرير مجلة أبحاث لم تذخر جهداً من أجل المحافظة على استمرارية صدورها في الوقت المحدد وعليه فانه من دواعي سرورنا كهيئة تحرير مجلة أبحاث أن نضع بين أيديكم العدد الحادي عشر من المجلة. هذا العدد يحمل في طياته مجموعة من الأبحاث العلمية المحكمة والمتنوعة في مواضيعها واهتماماتها والمتوحدة في أهدافها والمتمثلة في نشر المعرفة وإثراء البحث العلمي كلاً حسب تخصصه. ويبلغ عدد الأبحاث المنشورة في هذا العدد أربعة عشر بحثاً في مواضيع بمختلف التخصصات اللغوية والتاريخية والجغرافية والاجتماعية والإعلامية لأساتذة أجلاء خصصوا جزء من وقتهم الثمين للبحث العلمي. وكلنا أمل بأن يسهم تناول هذه المواضيع في إثراء النقاش العلمي البناء وإضافة المعلومة القيمة التي تسهم في الرفع من الوعي بالعديد من القضايا الهامة التي تمس مجتمعنا بشكل مباشر وتسهم في تطوره وتقدمة في جميع مناحي الحياة.

ولا يفوتنا أن نتقدم بجزيل الشكر للسادة الباحثين المشاركين في هذا العدد كما نتقدم بالشكر لكل من ساهم بشكل مباشر أو غير مباشر في أنجاز هذا العمل.

و أخيراً، بالرغم من الجهد الكبير الذي بذلته الهيئة في إحراج وتقديم هذا العدد بالشكل المرضي، إلا أن هذا العمل يبقى عملاً بشرياً لا يخلو من الهفوات والأخطاء غير المتعمدة والتي إن وجدت نرجو من قراءنا الأعزاء أن يلتمسوا لنا العذر في ذلك، ويسرنا أن نتلقى آرائكم واقتراحاتكم وملاحظاتكم عبر البريد الإلكتروني الخاص بالمجلة حول هذا العدد والأعداد السابقة بما يسهم في تحسين وتطوير المجلة شكلاً ومضموناً.

والسلام عليكم

هيئة التحرير

2018/03/01م

جيومورفولوجية التموجات الرملية في حوض وادي تلال

د. سليمان يحيى السبيعي

قسم الجغرافيا/كلية الآداب

جامعة سرت

د. محمود علي المبروك

قسم الموارد الطبيعية/كلية الموارد الطبيعية وعلوم البيئة

جامعة طبرق

ملخص:

تهدف الدراسة الحالية إلى تحليل الخصائص المورفولوجية للتموجات الرملية في حوض وادي تلال، وربط تلك الخصائص بظروف نشأتها وتطورها، وتحليل الخصائص المورفومترية للتموجات الرملية، ودورها في تحديد أنماطها المورفولوجية.

ولتحقيق أهداف البحث، فقد اعتمدت الدراسة على المنهج الوصفي والتحليلي والتطبيقي في دراسة البيانات والمعلومات ذات الصلة بموضوع الدراسة، كما اعتمدت على الأسلوب الإحصائي في معالجة البيانات التي تم الحصول عليها ميدانياً لعدد 45 تموج رملي من حيث الطول، والارتفاع، والكثافة، ومعامل التموج، وقياس زوايا انحدار التموجات الرملية.

وقد توصلت الدراسة إلى عدة نتائج منها: ارتباط مورفولوجية التموجات الرملية في حوض وادي تلال بظروف نشأتها، وتعد سرعة الرياح وحجم الرواسب الرملية أهم العوامل المؤثرة في نشأة وتطور التموجات الرملية في الحوض، كما دلت نتائج التحليل الإحصائي على وجود علاقة ارتباط طردي موجبة وقوية بين أطوال التموجات الرملية وارتفاعها، بلغت حوالي 0.96، كما دلت نتائج التحليل المورفومتري لزوايا انحدار جوانب التموجات الرملية على سيادة الانحدارات المتوسطة (6-18°) لمنحدرات التموجات الرملية بمنطقة الدراسة، حيث شكلت ما مجموعه 61.8% من مجموع أطوال القطاعات التي تم قياسها.

الكلمات الدالة: التموجات الرملية، حوض وادي تلال، الرفع الايروديناميكي، قوة القص، قوة القذف، قوة برونوللي، التموجات المظفرة، مُعامل التموج.

مقدمة:

التموجات الرملية عبارة عن أسطح رملية مُتموجة، تُصنف ضمن الأشكال الرملية صغيرة الحجم؛ التي نشأت عن عملية ترسيب سريعة للرياح فوق أسطح مستوية نسبياً، وتشكل هذه التموجات فوق أسطح الفرشات الرملية، وعلى ظهور الكثبان الرملية، وفوق أسطح النباك كبيرة الحجم. وتتراوح أطوال هذه التموجات في العادة بين 1-25 سم، وارتفاعها بين 1-5 سم، غير أنه قد يزيد حجمها في بعض الأحيان لتصل إلى ما سماه Bagnold (الحافات الرملية) Sand Ridges حيث يصل طول موجتها إلى 20 متراً، وقد يزيد ارتفاعها عن 60 سم⁽¹⁾.

وعلى الرغم من دقة أحجام التموجات الرملية إلا أن دراسة كيفية نشأتها، وديناميكية حركة الرواسب المشكلة لها غاية في التعقيد والغموض، حيث لا توجد نظرية عامة تُفسر التفاعل المعقد بين الرياح والرواسب الرملية، غير أن استخدام أنظمة المحاكاة Simulation في أنفاق الرياح Wind Tunnel ساهم إلى حد كبير في فهم هذه الظاهرة وصياغة الكثير من النماذج والقوانين الرياضية التي تُفسر العلاقة بين الرياح وحركة الرواسب الرملية.

كما تكمن صعوبة دراسة التموجات الرملية في صغر أحجامها، وقلة ارتفاعها، وبالتالي فهي لا تظهر في الصور أو المرئيات الفضائية، وتتطلب دراستها تكثيف الدراسة الميدانية عليها، وإجراء القياسات المورفومترية لأبعادها المختلفة، بهدف إنشاء قاعدة بيانات لها، ومقارنتها بالتموجات الرملية في أقاليم جغرافية أخرى. وهذا ما تُحاول هذه الدراسة فعله.

أهمية الدراسة:

تُعد الدراسة الحالية بمثابة خطوة في توفير إطاراً مرجعياً في دراسة جيومورفولوجية التموجات الرملية بمناطق أخرى من ليبيا. إذ يُلاحظ افتقار الدراسات الجيومورفولوجية المحلية والعربية إلى هذا الإطار، مما يعكس حاجة مُلحة لدي الباحثين إليه، كما أنها تُحدد العلاقة بين مورفولوجية هذه التموجات وظروف البيئة الجافة وشبه الجافة التي تشكلت فيها.

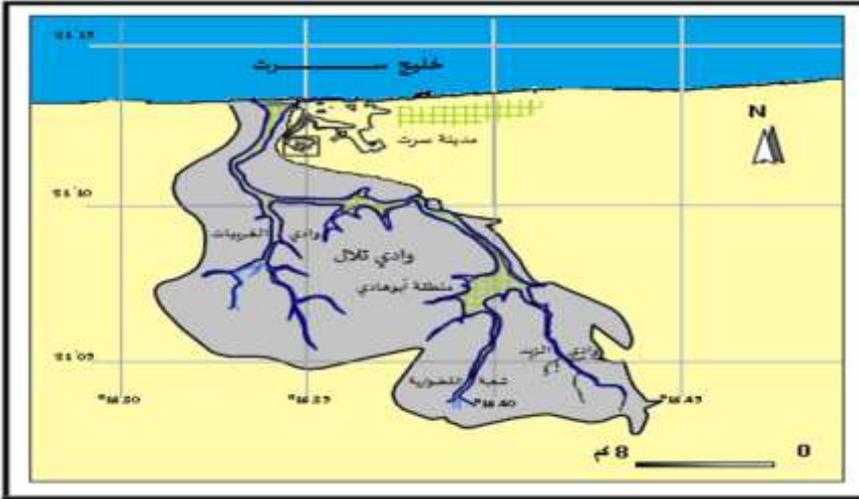
ولعل ما يؤكد أهمية الدراسة الحالية إنه لا توجد دراسة محلية. وفي حدود علم الباحثان. تناولت جيومورفولوجية التموجات الرملية الهوائية كظاهرة مُستقلة وغير مرتبطة بالأشكال

الرملية الأخرى، مما يُتيح الفرصة أمام الباحثين لتطوير دراسات مشابحة لهذه الدراسة، ومن ثم سدّ الفجوة في الدراسات التي أغفلت الظواهر الجيومورفولوجية الدقيقة.

موقع منطقة الدراسة:

يقع الحوض الأدنى لوادي تلال في وسط الشمال الليبي على ساحل خليج سرت، ويمتد فلكياً بين خطي طول (16.28.10° : 16.45.13° شرقاً)، ودائرتي عرض (31.00.00° : 31.12.37° شمالاً)، حيث ينحدر الوادي من مجموعة الهضاب الواقعة جنوب وجنوب غرب مدينة سرت، ويمتد في البداية متخذاً اتجاهها عاماً من الجنوب الشرقي إلى الشمال الغربي في جزئه الجنوبي حتى دائرة عرض 31.10° شمالاً تقريباً، ثم يعدل مساره ليتخذ اتجاه جنوبي شمالي، ليصب في مجموعة السبخات الواقعة في منطقة الزعفران إلى الغرب قليلاً من مدينة سرت، وتقدر مساحته الحوضية بنحو 505 كم²، في حين يصل طوله إلى حوالي 38.9 كم، خريطة رقم (1).

خريطة (1) الموقع الجغرافي لحوض وادي تلال.



المصدر : (جميل النجار، 2005، ص 13)، بتصرف

مشكلة الدراسة:

تنبع مشكلة الدراسة من أهمية دراسة أشكال التمججات الرملية في حوض وادي تلال، وما يطرأ على مورفولوجيتها من تغيرات ترتبط بعوامل حددتها الظروف البيئية للحوض، ومنها

ديناميكية حركة الرياح، والظروف المناخية الجافة ومورفولوجية السطح الذي توضع عليه تلك التموجات، كما أن زيادة حساسية الرواسب الرملية للتغيرات المناخية تزيد من تأثيراتها السلبية على عناصر النظام البيئي الحية وغير الحية، مما يتطلب إجراء تحليل علمي لمورفولوجية تلك الأشكال وتحليل خصائص رواسبها السطحية تبعاً لاختلاف أشكالها وظروف نشأتها.

أهداف الدراسة: يهدف البحث إلى محاولة تحقيق الأهداف التالية:

- 1- تحليل الخصائص المورفولوجية لأشكال التموجات الرملية في الحوض، وربط تلك الخصائص بظروف نشأتها وتطورها.
- 2- تحليل الخصائص المورفومترية للتموجات الرملية في منطقة الدراسة، ودورها في تحديد أنماطها المورفولوجية.
- 3- تحديد أثر العوامل الطبيعية في نشأة وتطور التموجات الرملية مثل سرعة الرياح واتجاهاتها وطبيعة السطح والرطوبة وغيرها من العوامل.
- 4- محاولة فهم ديناميكية حركة رواسب التموجات الرملية، والعلاقة بين أحجام حبيبات هذه الرواسب وسرعة الرياح في منطقة الدراسة.
- 5- توفير إطاراً مرجعياً (ولو كان متواضعاً) يستفاد منه الباحثون في دراسة التموجات الرملية بمناطق أخرى من ليبيا.

الدراسات السابقة:

من النادر أن نجد دراسة علمية خاصة العربية منها. تناولت موضوع التموجات الرملية كظاهرة مستقلة سواءً في منطقة الدراسة أو غيرها من المناطق على المستوى المحلي والإقليمي، وغالباً ما يتم دراسة التموجات الرملية كظاهرة مرتبطة بالأشكال الرملية الأخرى، ومن هذه الدراسات:

دراسة أحمد فوزي ضاحي (2004م)⁽²⁾ بعنوان الأشكال الإرسائية على ساحل البحر الأحمر، حيث درس الباحث التموجات الرملية كأحد أشكال الإرساب الهوائي، وقام الباحث بدراسة أبعاد هذه التموجات وتوزيعها الجغرافي ونشأتها ومراحل تطورها، كما أجرى تحليل مورفومتري لزوايا انحدار جوانب هذه التموجات، وقام بتحليل عينات من رواسب هذه التموجات ميكانيكياً وكيميائياً للتعرف على أحجام الرمال السائدة في رواسب التموجات

الرملية والمعادن التي تتكون منها، وتوصل الباحث إلى أن متوسط أطوال التموجات الرملية في منطقة الدراسة يصل إلى حوالي 12.3 سم، ومتوسط ارتفاعها حوالي 2.7 سم، وبلغ مؤشر تموجها حوالي 4.7 سم. وتوصل إلى أن أصل رمال التموجات في منطقة الدراسة يشترك فيه الأصل البحري والهوائي.

دراسة محمود دسوقي بغدادى (2005م)⁽³⁾ بعنوان الأشكال الأرضية الناتجة عن فعل الرياح في منخفض الواحات البحرية، وتعتبر من أهم الدراسات التي أهتمت بالعمليات الجيومورفولوجية الرياحية والأشكال المرتبطة بها، ودرس الباحث التموجات الرملية كأحد مظاهر الإرساب الرياحي، من حيث نشأتها وتوزيعها الجغرافي وتطورها وأنماطها، كما قام بإجراء تحليل مورفومتري لزوايا الخدار جوانب هذه التموجات وأبعادها المورفولوجية المختلفة، ومن ثم القيام بتحليل ميكانيكي وكيميائي لعينات من رواسب التموجات الرملية، وتوصل الباحث إلى أن متوسط أطوال التموجات الرملية في منطقة الدراسة يبلغ 42.5 سم، ومتوسط ارتفاعها حوالي 7.5 سم، ومتوسط معامل التموج يبلغ حوالي 5.4 سم. ومن خلال التحليل الميكانيكي لرواسب التموجات توصل إلى ارتفاع نسبة الحبيبات الرملية الخشنة والخشنة جداً في عينات قمم التموجات الرملية، حيث بلغت حوالي 57.7% من وزن العينات، في حين وصلت نسبة الرمال الناعمة في قيعان التموجات إلى حوالي 48.6% من وزن العينات.

دراسة أحمد فوزي ضاحي (2006م)⁽⁴⁾ بعنوان التموجات الرملية على ساحل هراوة شرق سرت الليبية، والتي تعتبر الدراسة العربية الوحيدة. حسب علم الباحثان. التي درست ظاهرة التموجات الرملية كظاهرة مستقلة في منطقة سرت، غير أن هذه الدراسة أهتمت بالتموجات المتحجرة التي تكونت بفعل الأمواج، وتوصل الباحث إلى أن سبب تحجر هذه التموجات هو سيادة ظروف مناخية رطبة، سمحت بتحليل الكربونات في الرمال، ثم تعاقبت عليها فترات جافة زادت فيها معدلات التبخر، مما أدى إلى تماسك الرواسب وتحجرها.

دراسة أحمد أبوحديد (2011م)⁽⁵⁾ بعنوان أشكال النحت والإرساب في المنطقة بين بحيرة ناصر ومنخفض توشكى. حيث درس التموجات الرملية كأحد أشكال الإرساب الهوائي، وقام الباحث بدراسة أبعاد هذه التموجات وتوزيعها الجغرافي ونشأتها ومراحل

تطورها، كما أجرى تحليل مورفومتري لزوايا انحدار هذه التموجات، وقام بتحليل عينة من رواسب هذه التموجات ميكانيكياً، للتعرف على أحجام الرمال السائدة في رواسب التموجات الرملية.

دراسة كمال سروجي درويش (2011م)⁽⁶⁾ بعنوان حركة الكثبان الرملية وأخطارها الجيومورفولوجية على منطقة موط بمنخفض الداخلة-الصحراء الغربية، حيث درس التموجات الرملية كأحد الأشكال الرملية الدقيقة التي تنشأ فوق الكثبان الرملية، وقام بقياس أبعاد هذه التموجات ميدانياً من حيث الطول الموجي والارتفاع ومعامل التموج والكثافة، كما رصد بعض أنماط التموجات الرملية بمنطقة الدراسة.

دراسة Bagnold (1941م)⁽⁷⁾ عن فيزياء الرمال المذروبة والكثبان الصحراوية، وهذه الدراسة تمثل الإطار المرجعي لكل دراسي أشكال الكثبان الرملية، وديناميكية حركة الرواسب المشكّلة لها. وقد صاغ باجنولد Bagnold الكثير من القوانين الرياضية التي تحسب كمية واتجاه حركة الرواسب الرملية، وربطها بالسرعات الراحية التي يبدأ عندها تحرك هذه الرواسب، بل وضبط الظروف الطبيعية التي تؤثر في هذه الحركة من خلال أنظمة المحاكاة في أنفاق الرياح.

كما أوضح أن التموجات الرملية تنقسم إلى قسمين رئيسيين هما: التموجات العادية (الصغيرة) وهي التي تتراوح طول موجتها بين 1-25 سم، والتموجات الضخمة Mega Ripples (الكبيرة) أو ما أسماها بالحافات الرملية Sand Ridges وتصل طول موجتها إلى 20 متر وارتفاعها إلى 1 متر.

ويعتقد باجنولد أن أغلب التموجات الرملية تنتج عن القذف الناتج عن اصطدام حبيبات الرمال القافزة فوق سطح غير منتظم نسبياً، وأن كمية الرمال المتراكمة في الجانب المواجه للرياح سيكون أكبر منه في الجانب المظاهر لها، حيث يتميز هذا الجانب الأخير بحمائه من عمليات القذف العنيفة.

كما أجرى تجارب معملية على التموجات الرملية الناتجة عن حركة الرياح المنتظمة في رمال ناعمة، وأثبت من خلالها أنه يمكن الاستدلال على الحركات الإيروديناميكية من وجود تموجات رملية تظهر عندما تثار الرمال بفعل الرياح، وقد أوضح باجنولد بأن الحركة الأولى

للحبيبية من على السطح نحو الأعلى سببها هذه القوة، والقوة الرافعة تكون أكثر فعالية بالقرب من سطح الطبقة الرملية حيث درجة ميل معدل سرعة الرياح تكون عالية جداً، وبعيدا عن السطح فهذه القوة تصبح صغيرة جداً.

دراسة Sharp, R.P. (1963م)⁽⁸⁾ عن التموجات الرملية، حيث قَسَمَ التموجات الرملية إلى نوعين هما: التموجات الناعمة، والتموجات الخشنة. ويرى Sharp بأن تكوين التموجات الرملية الخشنة يرتبط بعملية التذرية والاكساح Deflation حيث تقوم الرياح بإزالة المواد الناعمة أولاً، في حين تبقى الحبيبات الخشنة على السطح لعدم قدرة الرياح على تذيرتها، وهذه التموجات تبدو أكثر انتظاماً وتناسقاً في موجاتها من التموجات الرملية الناعمة، خاصة مع التدفق المنتظم للرياح.

دراسة Lancaster (1995م)⁽⁹⁾ عن جيومورفولوجية الكثبان الصحراوية، حيث درست التموجات الرملية كأحد الأشكال الرملية الدقيقة المرتبطة بالكثبان الرملية، وأوضحت بأن حركة وتشكيل التموجات الرملية، ترتبط ارتباطاً وثيقاً بعمليات القفز والتذرية، وأن ثبات اتجاه الرياح يعمل على إنتاج موجات رملية متناسقة، وتمتد لعدة كيلومترات، عندما تكون سرعة الرياح لا تقل عن 5.5 متر/الثانية.

دراسة Liua وآخرون (2005م)⁽¹⁰⁾ بعنوان الانجراف الريحي Wind Erosion في الأقاليم الجافة وشبه الجافة Arid and semi-Arid Regions ، حيث قام الباحثون بتحليل أنظمة نقل الرواسب بواسطة الرياح، كما درسوا الأشكال الإرسابية الناتجة عن عملية الترسيب الريحي للرمال في تلك المناطق، ومن بينها التموجات الرملية، وقد توصلوا إلى دور عمليات نقل الرمال، وسرعة الرياح في تحديد النمط العام للتموجات الرملية في المناطق الجافة، وقد طوروا نموذجاً للتنبؤ بمعدل نقل الرواسب الريحية Predict Rates Aeolian Sediment اعتماداً على سرعة الرياح وحجم الرواسب المنقولة.

دراسة Pye, K. & H. Tsoar (2009م)⁽¹¹⁾ عن الأشكال الهوائية والكثبان الرملية، وتعتبر من أهم الأطر المرجعية في دراسة الكثبان الرملية، وأفردت الدراسة فصلاً كاملاً عن التموجات الرملية من حيث نشأتها، وانماطها، والعوامل المؤثرة فيها، وديناميكية حركة الرواسب المشكلة لها، والتقنيات المستخدمة في دراستها.

منهجية الدراسة:

لتحقيق أهداف البحث سيتبع الباحثان في دراستهما للتموجات الرملية في منطقة وادي تلال عدة مناهج أهمها: **المنهج الوصفي Descriptive**، **والمنهج التحليلي Analytical**، **والمنهج التطبيقي Practical**، للمعلومات والبيانات ذات الصلة بموضوع الدراسة، فقد تم اتباع المنهج الوصفي والتحليلي في دراسة وتحليل المعلومات والبيانات التي تم جمعها من المصادر المختلفة، فيما أُتبع المنهج التحليلي والتطبيقي في دراسة مورفولوجية التموجات الرملية في حوض وادي تلال، وتحديد الخصائص المورفومترية لعدد 45 تموج رملي من حيث درجة الانحدار، والشكل، والأبعاد المختلفة، كما تم اتباع الأسلوب الإحصائي في معالجة البيانات التي تم الحصول عليها ميدانياً، باستخدام بعض البرامج الإحصائية مثل برنامج **SPSS** و **Excel** واستخراج علاقات الارتباط، والتوزيعات التكرارية، وتحويلها إلى رسوم وأشكال بيانية توضح الظاهرة موضوع الدراسة.

مصادر البيانات: اعتمد الباحثان في دراستهما للتموجات الرملية بحوض وادي تلال على نوعين من المصادر هما:

1- **المصادر التاريخية:** وذلك بالاطلاع على ما توفر لدى الباحثان من دراسات سابقة عن الظاهرة موضوع البحث، سواء كانت كتب أو بحوث علمية عربية. وإن كانت قليلة أو أجنبية، بحيث وفرت إطاراً مرجعياً يمكن الاعتماد عليه في دراسة التموجات الرملية في منطقة الدراسة.

2- **الدراسة الميدانية:** وتعتبر الوسيلة الأبرز التي استخدمها الباحثان في الحصول على البيانات، وذلك من خلال عملية القياس الميداني لأبعاد التموجات الرملية، وقياس زوايا انحدار جوانب التموجات، والتعرف على انماط التموجات السائدة في منطقة الدراسة، وملاحظة التغيرات التي تطرأ على التموجات خلال فترة الدراسة. وقد تمت الدراسة الميدانية خلال الفترة من شهر مارس 2017م حتى شهر ديسمبر 2017م. وتم استخدام مجموعة من الأجهزة والمعدات خلال الدراسة المورفومترية للتموجات متمثلة في: أشربة قياس بأطوال مختلفة، مسطرة معدنية، كلينوميتر clinometer لقياس

زوايا انحدار جوانب التموجات، كاميرا رقمية، دفتر ملاحظات حقلية، شواخص معدنية.

خطة البحث: لتسهيل الدراسة قُسم البحث إلى العناصر التالية:

أولاً: نشأة التموجات الرملية وتطورها.

ثانياً: العوامل الطبيعية المؤثرة في تشكيل التموجات الرملية بحوض وادي تلال.

ثالثاً: ديناميكية حركة رواسب التموجات الرملية.

رابعاً: انماط التموجات الرملية في حوض وادي تلال.

خامساً: التحليل المورفومتري لأبعاد التموجات الرملية في حوض وادي تلال.

سادساً: التحليل المورفومتري لزوايا انحدار جوانب التموجات الرملية في حوض وادي تلال.

أولاً: نشأة التموجات الرملية وتطورها:

تعد التموجات الرملية من الأشكال الإرسابية صغيرة الحجم التي نشأت عن عملية ترسيب سريعة فوق سطح مستوى نسبياً، وقد تناولتها الكثير من الدراسات من حيث النشأة والتطور وطريقة التكوين، ومن أهم هذه الدراسات تلك التي قام بها (Bagnold, 1941م) حيث فسّر نشأتها وكيفية تكوّنها وتطورها بهذا الشكل.

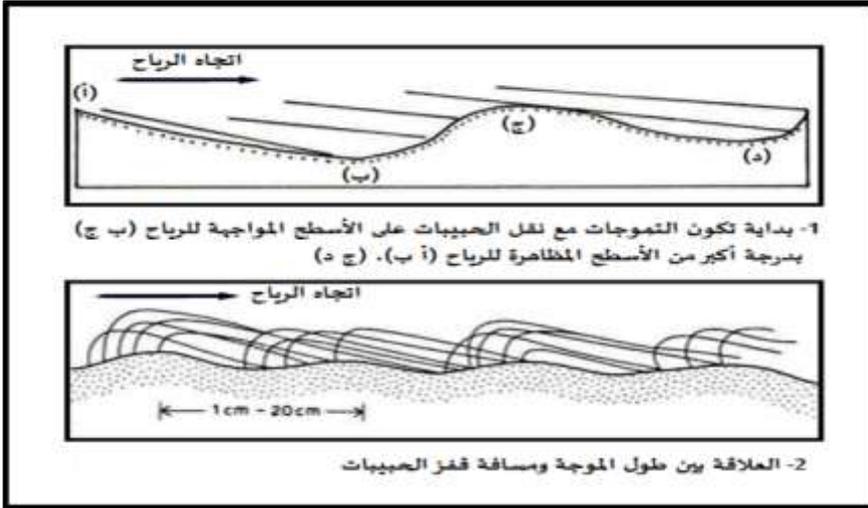
ويرى (محمد صبري محسوب)⁽¹²⁾ أن التموجات الرملية تتطور فوق الأسطح الرملية والتي تتميز بوجود تضرّس نسبي لسطحها، والذي قد لا يمكن رؤيته بسبب التفاوت الكبير في حجم الحبيبات الرملية، بحيث لا يكون معها السطح تام الاستواء، مما يؤدي إلى حدوث تباين في معدل حركة الحبيبات الرملية على تلك الأسطح المواجهة للرياح عن الأسطح المظاهرة لها.

ومن خلال الشكل (1) يمكن تتبع تطور حركة الرمال على الأسطح الرملية، وتشكيلها لظاهرة التموجات الرملية على النحو التالي:

1- عندما تبدأ حركة فوق سطح رملي فإن الفرصة تكون مواتية لظهور عدم انتظام به، وهكذا فإن كميات كبيرة من الرمال ستزال على القطاع (ب ج) مقارنة بتلك الموجودة على القطاع (أ ب) والحماية بارتفاع السطح عند (أ). حيث يؤدي قذف الحبيبات إلى إطلاق كميات كبيرة من الحبيبات في القطاع (ب ج) عن تلك بالقطاع (أ ب) حيث تستقر

(تترسب) الأولى على مسافة تساوي نصف طول مجال تحركها أثناء القذف⁽¹³⁾.

شكل (1) كيفية تكوين التموجات الرملية.



المصدر : (أحمد ضاحي، 2004م، ص 224)

2- هكذا مع توالي هبوب الرياح وتحرك الرواسب يحدث تراكم في القطاع (أ ب) ونحت في القطاع (ب ج)، وحدوث حركة أمامية للمنحدرات، وعندما تحدث هذه الحركة في توج واحد فإنها سوف تحدث على طول الخط وسوف تتحرك التموجات إلى الأمام محتفظة بالمسافات البينية بين كل توج وأخر. وتجدر الإشارة هنا إلى أن الحبيبات الرملية الخشنة تتركز فوق القمم ولا تتحرك منها، وعادة ما يتوقف ارتفاع التموج إلى حد كبير على قدرة الحبيبات الخشنة على البقاء في مواضعها على القمة والصمود أمام هبوب رياح شديدة.

وتمر التموجات الرملية في نشأتها وتطورها بأربعة مراحل يمكن إيجازها في الآتي:

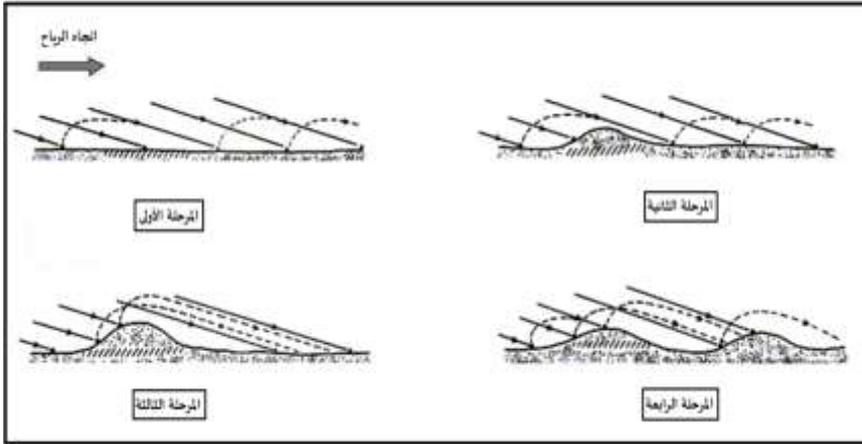
المرحلة الأولى: يظهر على السطح بعض التعاريج التي تقوم بإعاقة حركة الرياح المحملة بالرواسب الرملية فتلقى الجوانب المواجهة منها للرياح قدراً يسيراً من الرمال المتحركة عن طريق القفز في حين تترسب باقي الحمولة في كنف التعاريج حيث تقوم بصد الرمال المتحركة بالتدريج شكل (2).

المرحلة الثانية: وخلال هذه المرحلة تتراكم الحبيبات الرملية الخشنة والتي تنقل بواسطة عملية القفز، فتتكون قمة للتموج الرمي من هذه الرمال الخشنة والتي سرعان ما تقوم باصطياد الرمال الناعمة بين حبيباتها الخشنة.

المرحلة الثالثة: في بداية هذه المرحلة تصل قمة التموج الرمي إلى أعلى معدل لها، ثم تقوم الرياح باكتساح قمة التموج ونقل الحبيبات الرملية الناعمة لترسيبها في قاع التموج الرمي (مقتبل الريح) مما يؤدي إلى انكشاف الحبيبات الخشنة. وعلى الرغم من أن الرياح لا يمكنها نقل هذه الحبيبات الخشنة بطريقة مباشرة، إلا أن التصادم الناتج عن القفز يمكنه تحريك حبات يبلغ حجمها ستة أمثال تلك الحبات الداخلة في عملية القفز⁽¹⁴⁾.

المرحلة الرابعة: يزداد تعرض قمة التموج الرمي المكشوفة للاكتساح والإزالة نتيجة بروزها في وجه الرياح، ويزداد تراكم الحبات المتحركة بواسطة عمليتي التصادم والقفز نتيجة ضعف الرياح وعدم قدرتها على حمل الحبيبات الخشنة لمسافة بعيدة، عندئذ تشكل هذه الحبيبات عقبة في وجه الرياح لتكون البداية في بناء تموج رملي جديد.

شكل (2) مراحل نشأة وتطور التموجات الرملية.



المصدر: محمود بغدادي، 2005م، ص 114.

ثانياً: العوامل الطبيعية المؤثرة في تشكيل التموجات الرملية بحوض وادي تلال:

في الواقع من يدرس موضوع التموجات الرملية أو ظواهر الإرساب الريحي بشكل عام، تبرز أمامه صعوبةً مكمونها حقيقةً أن ليس هناك عامل أساس يتحكم في الموضوع برمته، بل

هناك تركيبات مختلفة لعدد من العوامل تكون مسؤولة عن التأثيرات المختلفة، مع أنها قد تبدو متشابهة، ولكن تعتبر الرياح عامل مهم ومؤثر في نشأة وتطور التموجات الرملية، غير أن هناك مجموعة من العوامل الطبيعية الأخرى التي تؤثر في فعالية هذه الرياح نفسها فتجعلها إما قادرة على أداء عملها كعامل نحت ونقل وإرساب، أو تحد من فاعليتها في تحريك الحبيبات الرملية ومن ثم تشكيل الظواهر الجيومورفولوجية المرتبطة بها، ومن هذه العوامل ما يلي:

1- خصائص الرياح: Characteristics of Wind

تعتبر الرياح من أهم العوامل الطبيعية المؤثرة في تشكيل التموجات الرملية، وتطورها، حيث ترتبط حركة الرمال، ونظام ترسيبها فوق الأسطح الصخرية بالمناطق الجافة بنظم الرياح السائدة أكثر من ارتباطها بطبوغرافية السطح⁽¹⁵⁾. وتعد التموجات الرملية أحد أشكال الإرساب الريحي، والتي يتوقف الشكل والحجم والتطور المورفولوجي لها على خصائص عامل الرياح كعامل فعال في عملية الإزالة والإرساب لحبيبات الرمال.

وتعد خصائص الرياح نفسها من حيث اتجاهها وسرعتها وطبيعة تدفقها من أهم المتغيرات التي تؤثر في درجة فاعليتها في تشكيل التموجات الرملية، ويمكن إيجاز هذه الخصائص في النقاط التالية:

أ- اتجاه الرياح: Wind Direction

تمتد التموجات الرملية متعامدة على اتجاه الرياح السائدة، وتعتبر هذه التموجات وسيلة فعالة للتعرف على الاتجاه الذي تأتي منه الرياح في المناطق الصحراوية، كما أن ثبات اتجاه الرياح يؤدي إلى امتداد التموجات الرملية إلى مسافات كبيرة، ويحافظ على تسلسلها وانتظامها.

ويتضح من تحليل البيانات الخاصة باتجاه الرياح بمحطة سرت خلال الفترة 1960-

2016م جدول (1) وشكل (3) أن هناك تبايناً في نسب هبوبها كما يأتي:

- تُشكل الرياح الشمالية أكثر الاتجاهات تكراراً في منطقة الدراسة، فقد وصلت نسبة هبوبها إلى حوالي 25% من إجمالي الاتجاهات.
- تأتي الرياح الشمالية الشرقية في المرتبة الثانية من حيث عدد مرات الهبوب على منطقة الدراسة بمعدل سنوي يصل إلى حوالي 16% من إجمالي الاتجاهات، وبالتالي تشكل

الرياح الشمالية والشمالية الشرقية ما نسبته 41% من عدد مرات الهبوب. وهذا يدل على ثبات اتجاه الرياح نسبياً، والذي يؤدي بدوره إلى امتداد التموجات الرملية لمسافات طويلة، والحفاظ على تسلسلها وانتظامها، بحيث يكون امتدادها شرق - غرب أو جنوب شرق - شمال غرب.

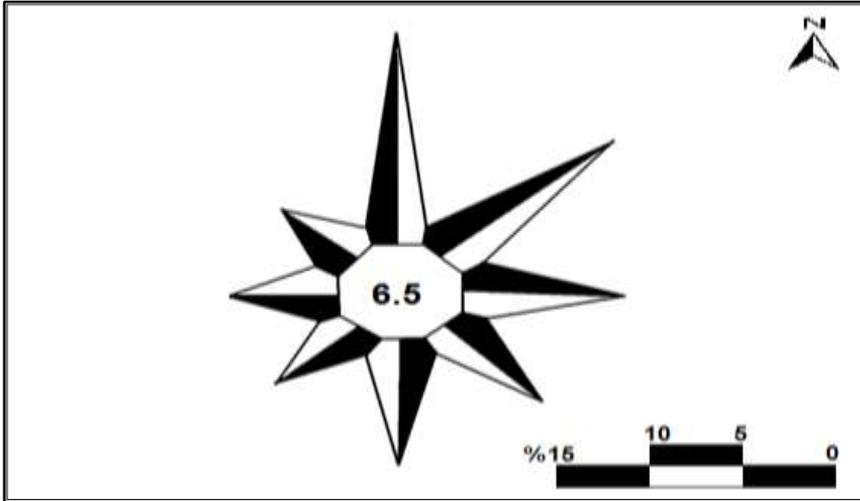
- تصل نسبة هبوب الرياح الجنوبية حوالي 11.5% من جملة عدد مرات هبوب الرياح في منطقة الدراسة.
- تمثل الرياح الجنوبية الغربية والشمالية الغربية أقل نسبة لهبوب الرياح في منطقة الدراسة حيث بلغت حوالي 7% لكل من الاتجاهين.
- تصل النسبة المئوية لحالات السكون حوالي 6.5% من جملة عدد مرات هبوب الرياح. جدول (1) النسب المئوية لاتجاهات الرياح في منطقة الدراسة خلال الفترة (1960-2016م).

الاتجاه	شمالية	شمالية شرقية	شرقية	جنوبية شرقية	جنوبية	جنوبية غربية	غربية	شمالية غربية	سكون
النسبة المئوية %	25	16	11	8.5	11.5	7	7.5	7	6.5

المصدر : إعداد الباحثان اعتماداً على بيانات المركز الوطني للأرصاد الجوية، بيانات غير منشورة، طرابلس

شكل (3) وردة اتجاهات الرياح في منطقة الدراسة

خلال الفترة (1960-2016م).



المصدر : إعداد الباحثان اعتماداً على بيانات جدول (1).

ب- سرعة الرياح: Wind Speed

تتأثر الطاقة الديناميكية للرياح بالسرعة، فكلما زادت سرعة الرياح زادت مقدرتها على نقل الرواسب إلى مسافات تتناسب طردياً مع تلك السرعة، ومن خلال تحليل بيانات متوسط سرعة الرياح في منطقة الدراسة جدول (2) وشكل (4) يتضح ما يلي:

- يسجل فصل الربيع أعلى معدل لسرعة الرياح بلغ حوالي 6.5 متر/ثانية، وذلك بسبب ظهور المنخفضات الجوية الصحراوية في هذا الفصل، يليه فصل الشتاء بمتوسط 4.8 متر/ثانية، وذلك بسبب زيادة نشاط المنخفضات الجوية التي تعبر البحر المتوسط من الغرب إلى الشرق وما يصحبها من زيادة في سرعة الرياح، في حين سجل فصل الصيف أدنى معدل لسرعة الرياح بمتوسط 3.7 متر/ثانية. بسبب تلاشي تأثير المنخفضات الجوية في هذا الفصل.
- يمثل شهر أبريل أعلى متوسط لسرعة الرياح، بلغ حوالي 7.6 متر/ثانية، يليه شهر مارس بمتوسط 6.8 متر/ثانية، ثم شهر مايو بمتوسط 5.2 متر/ثانية، في حين سجل شهر أغسطس أدنى معدل لسرعة الرياح بمتوسط 3.5 متر/ثانية.
- بلغ المعدل السنوي لسرعة الرياح في منطقة الدراسة حوالي 4.8 متر/ثانية.

جدول (2) متوسط سرعة الرياح (متر/ثانية) (*)

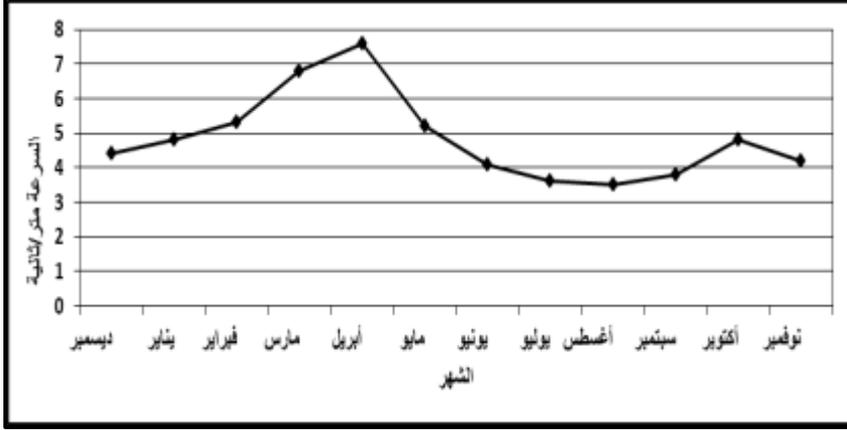
في منطقة سرت للفترة 1960-2016م.

المتوسط السنوي	الخريف			الصيف			الربيع			الشتاء			الفصل الشهر
	نوفمبر	أكتوبر	سبتمبر	أغسطس	يوليو	يونيو	أيار	نيسان	مارس	فبراير	يناير	سرعة الرياح	
	4.2	4.8	3.8	3.5	3.6	4.1	5.2	7.6	6.8	5.3	4.8		
4.8	4.2			3.7			6.5			4.8			المتوسط الفصلي

المصدر: إعداد الباحثان اعتماداً على بيانات المركز الوطني للأرصاد الجوية، طرابلس.

(*) تُقاس سرعة الرياح في المركز الوطني للأرصاد الجوية بوحدة عقدة/ ساعة، وقام الباحثان بتحويلها لوحدة متر/ ثانية، حيث 1 عقدة/ ساعة = 0.5 متر/ ثانية.

شكل (4) المتوسط الشهري لسرعة الرياح (متر/ثانية) في منطقة سرت خلال الفترة من 1960-2016م.



المصدر : إعداد الباحثان اعتماداً على بيانات جدول (2).

ج- طبيعة تدفق الرياح:

تعد طبيعة تدفق الرياح من أهم المتغيرات التي تؤثر في فعالية الرياح في الصحاري، فتتحرك الرياح إما أن يكون في شكل تيارات انسيابية (منتظمة) Stream Flow Currents أو تيارات مضطربة (دوامية) Turbulent Currents، وفي حركة الرياح فوق سطح الأرض يكون هناك اتجاه عام للتيار ولكن خلال هذه الحركة تحدث اضطرابات دوامية تؤدي إلى حركات جانبية وعلوية وسفلية، وهذا ما يساعد على التقاط الحبيبات الترابية ودحرجة الحبيبات الرملية⁽¹⁶⁾.

وبصفة عامة فإن سيادة تدفق التيارات الانسيابية (المنتظمة) ينتج عنه أشكال ذات استمرارية وتكرار واضح قد يمتد لعدة كيلومترات كالكثبان، أو التموجات الرملية.

2- الرطوبة: Humidity

تؤثر الرطوبة تأثيراً غير مباشر على عمل التعرية الرياحية فارتفاع الرطوبة يؤدي إلى تماسك الحبيبات الرملية، نتيجة تسرب المياه فيها ببطء شديد، وتجعلها أقل عرضة لعملية النحت والتعرية؛ كما أن درجة مقاومة ذرات الصلصال والغرين أمام عمليات النحت أكبر في حالة تشبعها بالرطوبة بينما تضعف في حالة جفافها وتصبح سهلة النقل بفعل الرياح⁽¹⁷⁾.

ويري (Tomas, S. G.)⁽¹⁸⁾ أن قدرة الرياح علي حمل ونقل الرمال تنعدم عندما تصل نسبة رطوبة السطح 14%، كما أن معدل نقل الرياح للحبيبات يتراوح ما بين 3 - 4% عندما تصل نسبة الرطوبة في السطح 80%، حيث لا تستطيع الرياح سوي حمل الحبيبات الدقيقة بواسطة التعلق، بينما تحتاج الحبيبات الأكبر لرياح قوية ليتم نقلها وتحريكها.

3- حجم الرواسب السطحية:

أثبتت التجارب العملية باستخدام نفق الرياح Wind Tunnel أن حركة أو زحف الحبيبات الرملية بمختلف أحجامها تبدأ في صورة حركة فردية قفزاً أو زحفاً عندما تصل سرعة الرياح إلي 5.5 متر/الثانية، وتتوقف هذه العملية علي سرعة الرياح وقوتها من جهة ومدى جفاف السطح وتفكك حبيباته من جهة أخرى.

وأوضح لكثير من الباحثين أن المعلومات الخاصة بعملية حركة الرمال والانسياب الرملي لن تتكامل إلا بربطها بالخصائص الحجمية للحبيبات الزاحفة من الاتجاهات المختلفة، كما أن هناك دراسات وقوانين رياضية ونظريات متعددة أخذت في الاعتبار أهمية قطر (حجم) الحبيبة الرملية في تقدير كل من السرعة الأولية للرياح اللازمة لبدء الانسياب الرملي، وكمية الانسياب، ومدى تضرس السطح الرملي الذي تنساق عليه الرمال⁽¹⁹⁾.

وقد أظهرت الدراسات التي قام بها (Bagnold, 1941) أن قطر حبة الرمال يؤثر تأثيراً بارزاً على السرعة الأولية الدنيا للرياح (V_t) اللازمة لبدء الانسياب الرملي. وتحسب هذه السرعة بالسنتيمترات/ الثانية باستخدام قانون Bagnold التالي:

$$30 \frac{1}{2}$$

$$V_t = 680[d] \log \frac{30}{d} \quad \text{حيث } d = \text{متوسط أحجام الحبيبات الرملية الزاحفة}$$

ولقد أثبتت هذه الدراسات أن أحجام الحبيبات الرملية هي أكثر المتغيرات تأثيراً على السرعة الرياحية الأولية أو الحدية اللازمة لتحريك الحبيبات الرملية، فتصل (V_t) إلى أقل مقدار لها مع أحجام الحبيبات الرملية الزاحفة التي تتراوح أقطارها من 0.10 إلى 0.25 ملليمتر بينما تزيد هذه القيمة بشكل مميز مع الرمال التي تتراوح أقطارها من 0.51 إلى 2

ملليمتر أو تقل عن 10 ملم جدول (3)، (20).

جدول (3) السرعة الأولية الحدية (Vt) اللازمة لحركة الرمال المختلفة الأحجام .

أصناف الرمال الراحفة في العاصفة	أقطار الرمال (ملم)	سرعة الرياح الحدية (Vt) متر/الثانية
رمال دقيقة	0.25 – 0.10	6.7 – 4.5
رمال متوسطة النعومة	0.50 – 0.26	8.4 – 6.8
رمال خشنة	1.0 – 0.51	11.4 – 8.5
رمال شديدة الخشونة	2.0 – 1.1	13.0 – 11.5

المصدر: يحيى أبو الخير، 1999م، ص12. نقلاً عن Sokolov, 1884.

ثالثاً: ديناميكية حركة رواسب التموجات الرملية:

في الحقيقة يعتبر موضوع ديناميكية حركة الرواسب سواء في التموجات الرملية أو غيرها من مظاهر الإرساب الريحي، غاية في التعقيد والغموض، غير أن استخدام أنظمة المحاكاة Simulation مثل أنفاق الرياح Wind Tunnel في التجارب العملية ساهم إلى حد كبير في فهم هذه الظاهرة وصياغة الكثير من النماذج والقوانين الرياضية التي تربط بين الرياح وحركة الرواسب الرملية. ويزخر الإطار المرجعي النظري والتطبيقي بعدد من الدراسات الجادة التي حاولت فهم العلاقة بين الرياح وحركة الرواسب كميةً واتجاهاً.

ويعتبر باجنولد Bagnold من رواد الدارسين لموضوع ديناميكية حركة الرواسب الرملية، وصاغ الكثير من القوانين الرياضية التي تحسب كمية واتجاه حركة الرواسب الرملية، وربطها بالسرعات الراحفة التي يبدأ عندها تحرك هذه الرواسب، بل وضبط الظروف الطبيعية التي تؤثر في هذه الحركة من خلال أنظمة المحاكاة في أنفاق الرياح، بحيث وفرت كتاباته إطاراً مرجعياً لكل دارسي موضوع الكثبان الرملية .

ويقول (Bagnold, 1941) في هذا الشأن بأن الرياح تمارس ثلاثة عمليات رئيسية في تأثيرها على الرواسب الرملية، وهذه العمليات متداخلة ومتراطة بشكل كبير، ولا يمكن دراستها مستقلة عن بعضها، وهي عمليات النحت والنقل والإرساب. وتتشرك هذه العمليات الثلاثة في تشكيل التموجات الرملية، ولذلك لا بد من دراستها على النحو التالي:

1- عمليات النحت:

وهي أولى العمليات التي تؤثر بها الرياح على الرواسب، وتمثل بداية العلاقة بينهما، وقد أوضحت ولتس وآخرون (Willetts et al., 1991) بأن عملية نقل حبيبات الرمال يجب أن تبدأ بتأثر الحبيبات بالقوة المباشرة للرياح⁽²¹⁾.

وعلى الرغم من ان العلاقة بين الاضطرابات الريحية والقوى المحركة للحبيبات الرملية هي علاقة معقدة إلى حد بعيد، إلا أنه من الواضح بأنها تلعب أدواراً أخرى من خلال تأثيرها على القوى الرافعة Lift force والقوى القاصصة Stress force على حبيبات الرمل⁽²²⁾. وعلى صعيد آخر أوضح رازموسن وآخرون (Rasmussen et al., 1985) بأن الاضطرابات الريحية قد تتسبب في زيادة قيمة السرعة القاصصة بحوالي 10% من قيمتها الأصلية خلال فترة زمنية مدتها 240 ثانية.

وهناك ثلاث قوى رئيسية تتحكم بحركة الحبيبات الرملية، وهي قوة الرفع وقوة الجرف (القص) وقوة القذف. ويمكن استعراض تأثير كل منها ودورها في عمليات تحريك الرواسب بفعل الرياح:

أ- قوة الرفع الايروديناميكي: Lift force

يقصد بالرفع الايروديناميكي تولد ضغط منخفض فوق قمة الحبيبة الرملية، في حين يكون الضغط عالي على كلا جانبي الحبيبة (الأمامي والخلفي)، وهذا الضغط المنخفض ناتج عن تأثير قوة برنولي⁽²³⁾ Bernoulli وهو ما يؤدي إلى رفع حبيبة الرمل في الهواء في وضع رأسي، بحيث يحدث تباين شديد بين حركة الهواء البطيئة للغاية خلال الفراغات البينية للحبيبات Voids وحركة الهواء فوقها مما يساعد على انخفاض الضغط أعلاها، ومن ثم ترفع الحبيبة في بداية الأمر في وضع رأسي إلى أن تدخل مجال الرياح السريعة فيتسطح مسارها⁽²⁴⁾.

وقد أوضح باجنولد (Bagnold, 1937 & 1974) بأن الحركة الأولى للحبيبة من على السطح نحو الأعلى سببها هذه القوة. والقوة الرافعة تكون أكثر فعالية بالقرب من سطح الطبقة الرملية حيث درجة ميل معدل سرعة الرياح تكون عالية جداً، وبعيداً عن السطح فهذه القوة تصبح صغيره جداً.

إن قوة الرفع الناتجة من اختلاف الضغط فوق الحبيبة المنقولة لها أهميتها الكبيرة في علمية القفز Ejection الأولى ولكنها تصبح ذات أهمية أقل عندما تبدأ القوه القاذفة بدورها في تحريك الحبيبات الرملية من أماكنها (Anderson et al., 1989). وعندما ينتهي أثر القوى التي أدت إلى رفعها تبدأ الحبيبات الرملية في التساقط نتيجة وضوح أثر الجاذبية، وعند اصطدامها بسطح الأرض قد ترتفع مرة أخرى في الهواء عن طريق القفز Saltation وقد تصطدم بحبيبات رملية أخرى فترتفع الأخيرة بالاندفاع، أو القفز في الهواء عالياً، ثم تسقط بفعل الجاذبية الأرضية⁽²⁵⁾، وتعد حركة رفع الحبيبات الرملية بفعل الرياح العامل الرئيسي المؤثر في تغير مسارات حبات الرمل، فالمدى الذي ترتفع إليه أساساً يعرف بميكانيكا حركة الرياح، وسرعة الرفع الأولية Initial upward velocity هي التي تقوم بتغير المادة الرملية من حالة الثبات على السطح إلى حالة الحركة.

ب- قوة الجرف (القص): Drag Force

إن قوة الجرف والتي تعتبر قوة هوائية ديناميكية An aerodynamic force واتجاه قوتها موازية لاتجاه الرياح الهابة، هي العملية الرئيسية لحركة الحبيبات الرملية من أطراف الطبقة الرملية المواجهة للرياح (Willets et al., 1991). وهي تتضمن نوعين من القوة الإنجرافية وهما الانجراف السطحي Surface drag والانجراف الشكلي Form drag. حيث أن الانجراف السطحي يكون بمثابة احتكاك بين الحبيبات الرملية والهواء، بينما الانجراف الشكلي ينتج من اختلاف الضغط بين جانبي الحبيبة المواجه والمعاكس للرياح.

ويعد مصطلح بداية الحركة من المفاهيم الأساسية في ظاهرة انتقال الرمال، وحركتها بفعل الرياح، وقد أوضح باجنولد أن هناك بدايتين لحركة الرمال، بداية استاتيكية Static threshold وبداية ديناميكية Dynamic threshold، والبداية الاستاتيكية تعرف على أنها قوة الرياح المطلوبة لبدء حركة حبيبات الرمال فوق الطبقات الرملية الجافة والقابلة للحركة⁽²⁶⁾.

وهذه البداية يعبر عنها بالسرعة القاصة Shear velocity للرياح والتي تبدأ عندها الحبيبات الرملية بالحركة. وقد لاحظ باجنولد (Bagnold, 1941) وباحثون آخرون مثل

اندرسون وهاف (Anderson & Haff, 1988) بأنه عندما تبدأ الحبيبات الرملية بالحركة فإن بمقدورها أن تستمر في الحركة عند سرعة قاصة معينة والتي هي أقل من السرعة المطلوبة لبدء الحركة استاتيكيةا. وتعادل حوالي 80% من قيمة البداية الاستاتيكية لحركة الرمال.

وقد قام كل من جريلبي وايفرسن (Greeley & Iversen, 1985) بمراجعة نظرية لبداية الحركة بفعل الرياح. وأسفرت تجاربهما المختبرية عن إيجاد العلاقة بين حجم الحبيبة المنتقلة والسرعة القاصة للرياح والتي تبدأ عندها الحبيبات الرملية بالحركة. وأشارت دراستهما بأن قيمة البداية الاستاتيكية تزيد فوق الطبقات الرملية الناعمة جدا مثل الطين والغرين بسبب القوة الكهروستاتيكية ما بين الحبيبات وتلاصقها ببعضها. وأقل قيمة والتي تكون مؤثرة علي حركة الحبيبات تكون فوق الطبقات الرملية الناعمة (قطر حبيباتها يساوي 0.025 ملم) وترتفع هذه القيمة فوق الطبقات الرملية الخشنة لثقل حبيباتها.

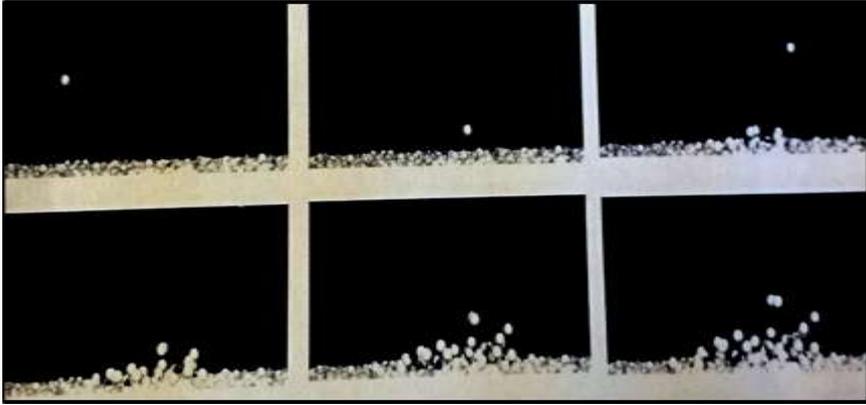
ج- قوة القذف: Bombardment Force

لاقت عملية القذف والتي يتم فيها تصادم الحبيبات بالطبقة الرملية اهتماما كبيرا من قبل الباحثين في العقد الأخير. وقد تمت دراستها عملياً ونظرياً من خلال عدة طرق مختلفة. ومن بين الدراسيين لهذه القوة وليتس ورايس (willetts & Rice, 1985) ووايت وشويلز (White & Schulz, 1977) ، واندرسون وهاف (Anderson & Haff, 1988 & 1990)، وجميع الدراسات أثبتت حقيقة أن عملية القذف كانت ذات أهمية قصوى في تنظيم تدفق الرمال وفي ديناميكية تفكيك مكونات الطبقة الرملية. هذا وقد أكدت وليتس ورايس (willetts & Rice, 1985) باستخدام تقنية التصوير السريع High speed Filming النتائج التي توصل اليها كل من رامبل (Rumple, 1985)، ووايت وشويلز (White & Schulz, 1977) ، والتي تفيد بأن زاوية الارتداد Rebound angle للحبيبة الساقطة تتراوح ما بين $(75^{\circ} - 90^{\circ})$ (27).

وقد أوضحت تجارهما أيضاً بأن الحبيبة القافزة تصطدم بالسطح بزوايا تقدر عادة بين $(10^\circ - 16^\circ)$ ثم تنطلق إلى أعلى بسرعة مختلفة وبزاوية تقدر بين $(20^\circ - 40^\circ)$ مكتسبة حوالي 60% من سرعة التصادم، وعندما تصطدم هذه الحبيبة بالطبقة الرملية تعمل على إطلاق حبيبة أو أكثر من مكان الاصطدام، وأن زاوية تبعثر الحبيبات المنطلقة للأعلى تتراوح ما بين $(0^\circ - 180^\circ)$. (شكل 3).

شكل (5) صورة عالية السرعة داخل نفق الرياح توضح طريقة

القذف بالتصادم بين الحبيبات الرملية على السطح (الوقت بين لقطة وأخرى 4 أجزاء من الثانية)



المصدر : (Beladjin et al, Physical Review E, 75, 061305, 2007.)

وتعتمد خصائص القذف على شكل الحبيبات المكونة للسطح وكذلك على حجم الحبيبات المنقولة وارتفاع مسارها وشدة الريح . وعموماً فإن زاوية التصادم تقل بزيادة شدة الريح وكذلك بزيادة حجم الحبيبة المنقولة.

2- عملية النقل **Transport Process**:

توجد عدة انماط لانتقال حبيبات الرمال تحت تأثير سرعة الرياح، وعندما تتحرك حبيبات الرمال في نظام مغلق بالقرب من السطح تعرف بحمولة السطح وهي تحتوي على أربعة انماط؛ الأول يتم عند انتقال حبيبات الرمال بالتعلق **Suspension** في الهواء، والثاني يحدث عند وثب (قفز) **Saltation** الحبيبات، والثالث يعرف بالزحف السطحي **Surface Creep**، فيما يعرف الرابع بالحركة البطيئة⁽²⁸⁾، وفيما يلي شرح لكيفية انتقال الرواسب بكل طريقة من هذه الطرق:

أ- انتقال الحبيبات الرملية عن طريق التعلق Suspension:

يشير (Landcaster)⁽²⁹⁾ أن الحبيبات التي يتراوح قطرها بين $60 < \mu\text{m} < 70$ هي التي تنتقل بالتعلق، وتتبع في مسارها حركة اضطرابات الرياح، وهي ترتفع في غالب الأحيان إلى علو أكثر من 1000 متر فوق سطح الأرض. كما يشير (Shao. Y.)⁽³⁰⁾ إلى أن الحبيبات التي يقل قطرها عن $20 \mu\text{m}$ تدخل في نطاق التعلق عالي المدى، ويمكن أن تتحرك لعدة مئات من الكيلومترات في حال تناسب ظروف الطقس، بينما الحبيبات التي تتراوح أقطارها بين $20-70 \mu\text{m}$ تدخل في نطاق التعلق قصير المدى ويمكن أن تظل عالقة لعدة ساعات⁽³¹⁾، شكل (6).

ب- انتقال الحبيبات الرملية عن طريق القفز Saltation:

وفيه تتحرك الحبيبات الرملية التي يتراوح قطرها بين $60-500 \mu\text{m}$ في اتجاه الرياح، بواسطة القفز لمسافات قصيرة.

ويشير كثير من الباحثين أن الحبيبات الرملية ترتفع من مكانها في هذا النمط من الحركة نتيجة قوة رفع Lift Force (متجهة) وفقاً لحركة الرياح، ثم تأخذ هذه الحبيبة مسارها الطبيعي لتسقط على سطح الأرض وفقاً لقوة الجاذبية، وفي هذه الحالة تعمل الحبيبة الساقطة إما على دفع حبيبات أخرى للوثب إذا كانت طبيعة الأرض التي سقطت عليها غير متماسكة، أو تتابع حركتها وفقاً لحركة الرياح إذا كانت الأرضية صلبة وحبيباتها متماسكة أو كبيرة الحجم، بحيث لا تستطيع الرياح حملها- كما سبق التوضيح، والحبيبة الساقطة قد تعمل على تبعثر حبيبات أخرى دون أن تسبب في قفزها؛ لتستقر في نهاية المطاف في مكانها. ويتراوح ارتفاع قفز الحبيبات الرملية أحياناً بين $1.5-2$ متر⁽³²⁾، كما بشكل (6). وتوجد أربعة عمليات مميزة يمكن التعرف عليها في نظام انتقال الحبيبات الرملية بالقفز وهي، الجر الديناميكي الهوائي، والمسار المنحني لحبيبات الرمال، تلاحم الحبيبات مع السطح، وتعديل مسار الرياح بواسطة السحابة القافزة⁽³³⁾.

ج- انتقال الحبيبات الرملية عن طريق الزحف السطحي Surface Creep:

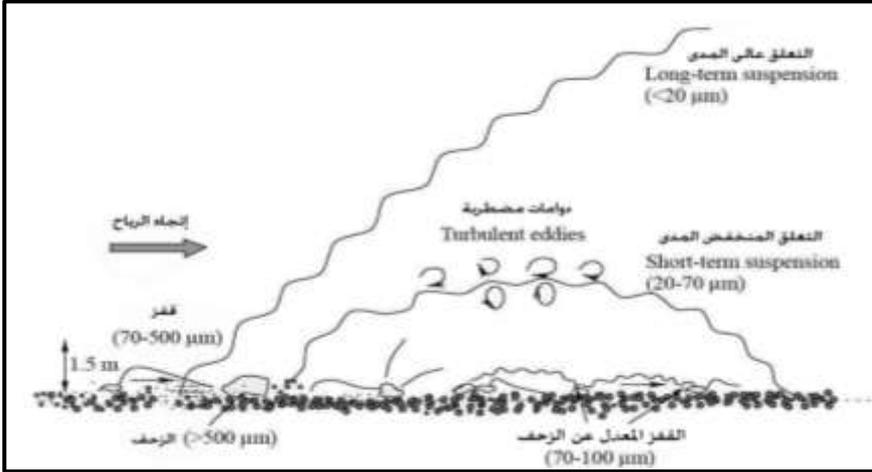
تُدفع الحبيبات التي يبلغ قطرها أكثر من $500 \mu\text{m}$ وتتدرج على السطح بواسطة دفع الحبيبات القافزة على السطح الرمل، بحيث يكسب حبيبة رملية أخرى جزءاً من الطاقة؛ مما

يؤدي إلى قفزها أو زحفها⁽³⁴⁾، وتكون الحبيبات التي قطرها يبلغ $1000 \mu\text{m}$ أثقل من أن تترك السطح بتأثير الرياح، ولكنها ربما تدفع على السطح تحت تأثير الرياح أو تحت تأثير الحبيبات القافزة⁽³⁵⁾. وهذا ما أوضحه (Bagnold, 1941)⁽³⁶⁾ في وصفه لهذا النمط من الحركة، حيث أن الطاقة المكتسبة للحبيبات المرتظمة تُحَرِّك حبيبات أخرى ببطء وإلى الأمام عن طريق الزحف أو الدوران، شكل (6).

د- انتقال الحبيبات الرملية عن طريق الحركة البطيئة⁽³⁷⁾ Reptation:

أُستخدِم هذا النمط من حركة الحبيبات حديثاً، ليُضاف إلى أنواع حركة الحبيبات الرملية، وهذا النمط من الحركة يُماثل نمط القفز إلا أن مداه الأفقي قصير، لذا يُعرف هذا النوع من الحركة بالقفز المعدل Modified Saltation، ويشير كل من (Werner & Haff, 1988) إلى أن كل حبيبة رملية قافزة تعمل على تبعثر حوالي 10 حبيبات ذات حركة من هذا النوع⁽³⁸⁾.

شكل (6) أشكال انتقال الحبيبات الرملية بفعل الرياح



المصدر: (Shao, Y, 2008, p 132)

3- عمليات الترسيب:

عندما تترسب الحبيبات الرملية أثناء عملية نقلها فإنها تأخذ أشكالاً مورفولوجية متنوعة منها التموجات الرملية والكثبان الرملية، وهذا الترسيب المؤقت ينتج أساساً عن حركتين أساسيتين هما:

أ- حركة القذف:

تم حركة القذف عندما يتغير الوضع القائم للحبيبات الرملية الكامنة نتيجة تأثرها بمؤثر خارجي وهو (الرياح)، فتُقذف الحبيبات في الهواء، وترتفع لأعلى عكس اتجاه مجال الجاذبية، ويعمل الجهد المبذول على جسم الحبة أثناء ارتفاعها على زيادة طاقة الوضع لها ونقص طاقة الحركة، ونلاحظ أنه إذا انعدمت قوى الاحتكاك بسطح الأرض فإنه من المفروض أن تستمر الحبات المتحركة - المقذوفة - في خط مستقيم بسرعة منتظمة⁽³⁹⁾.

وتبدأ الحبات الرملية حركتها من سكون متجهة إلى أسفل تحت تأثير قوة جذب الأرض وتزايد سرعتها تدريجياً حتى تصل إلى أقصى قيمة لها عند لحظة اصطدامها بالأرض، وفي حالة عدم وجود مقاومة الهواء فإن الحبة تتحرك بحركة منتظمة تسمى بعجلة السقوط الحر.

وتظهر أشكال الترسيب الناتجة عن عملية القذف في صورة تموجات رملية صغيرة تتراوح أطوالها بين 1 سم إلى 2 متر، بينما يتراوح ارتفاعها بين 1-5 سم، ويعتقد (Bagnold, 1941)، أن أغلب التموجات الرملية تنتج عن القذف الناتج عن اصطدام حبيبات الرمال القافزة فوق سطح غير منتظم نسبياً، وأن كمية الرمال المتراكمة في الجانب المواجه للرياح سيكون أكبر منه في الجانب المظاهر لها، حيث يتميز هذا الجانب الأخير بحمايته من عمليات القذف العنيفة Violent Bombardment.

وتؤثر أحجام حبيبات الرمال في حركتها، فالرمل المتجانسة في أحجام حبيباتها تتحرك على السطح مع الرياح بمعدل واحد، وعندما ترسب تُكوّن كومة Mound تظل ترتفع إلى أن تتشكل كومة أخرى في الجانب المظاهر للرياح بحيث تديرها الرياح باتجاه منصرفها فتتشكل حافة عرضية Transverse Ridge، وتنقل الحبات الخشنة على المنحدرات المواجهة للرياح فقط، وتتراكم كرواسب خشنة على قمة التموج مما يؤدي إلى زيادة ارتفاعه وتصبح بمثابة سطح جديد للتصادم Bounding Surface تساعد على قفز الحبيبات التي تصطدم بها إلى مسافات أطول، وفي المقابل تعمل على اتساع المسافات بين التموجات الرملية، والنتيجة النهائية لهذه العملية تكون تموجاً رملياً ضخماً Mega Ripple⁽⁴⁰⁾.

ب- الحركات الإيرووديناميكية:

ينتج عن الحركات الإيرووديناميكية عدة أشكال للإرساب الرملي تتباين فيما بينها من

حيث الحجم، فقد تظهر في شكل تموجات رملية صغيرة عادة ما تختفي عند حدوث عمليات قذف ميكانيكي قوى أو كثبان رملية كبيرة الأحجام. وقد أجرى Bagnold تجارب معملية علي التموجات الرملية الناتجة عن حركة الرياح المنتظمة في رمال ناعمة، وأثبت من خلالها أنه يمكن الاستدلال علي الحركات الإيروديناميكية من وجود تموجات رملية تظهر عندما تثار الرمال بفعل الرياح⁽⁴¹⁾.

والواقع أن الأشكال الرملية الناتجة عن الإرساب بفعل الحركات الإيروديناميكية، تتكون نتيجة للتفاعل بين حركات ثانوية للرياح وبين سطح الأرض، فكما يحدث علي سطح البحر من أثر للحركات الثانوية للرياح في توليد أمواج متحركة وخطوط إزاحة مستمرة، فإن الشيء نفسه يحدث تقريباً علي سطح سهل صحراوي مستوي، وعندما تحمل الرياح كميات كبيرة من الرمال السائبة فإن حركتها تتوقف مع تراكم الرمال وتبدأ الرياح في التفاعل مع السطح لتتولد تيارات ثانوية تعمل علي تشكيل الرمال المتراكمة، وقد تتعد العمليات مع تغير السرعة والاتجاه خلال فصول السنة⁽⁴²⁾.

وهناك عدة عوامل يمكن أن تؤدي إلي كسر حدة الرياح وترسيب الحبيبات المكونة لحمولتها المتحركة، ومن هذه العوامل:

- **الترسيب:** يحدث الترسيب بفعل الرياح عندما تضعف أو تتلاشي سرعتها، أو عندما تزيد حمولتها العالمة من الرمال علي قدرتها علي حمل تلك الكمية من الرمال، عندئذ لا تجد بعض الحبيبات أو كلها القوة الدافعة الكافية لتحملها علي مواصلة الرحلة أو لدفع غيرها من الحبيبات قُدماً، فتضعف الحركة وتستقر الرمال بمواضعها، وتقوم بتشكيل تكوينات رملية متنوعة مثل الفرشات الرملية.
- **الإرتشاق Accretion:** وتحدث هذه العملية عندما تصطدم الحبيبات القافزة مع السطح، فتجد إحداها أو بعضها فجوات ملائمة تماماً لها من حيث الشكل والحجم فتستقر ذرات الرمال بداخلها وتقوم بملء هذه الفراغات.
- **التوقف:** يحدث التوقف عندما تعترض عقبة ما مسار الرياح المحملة بالرمال، فتتوقف حركة الرياح وترسب حمولتها، وينتج عن هذه العملية كثبان العقبات الطبوغرافية مثل الكثبان الصاعدة والهابطة⁽⁴³⁾.

رابعاً: أنماط التموجات الرملية في حوض وادي تلال:

هناك العديد من الأسس التي يتم من خلالها تصنيف التموجات الرملية إلى عدد من الأنماط، ومن أهم تلك الأسس ما يلي:

1- **حسب بيئة التشكيل:** وهنا يمكن تمييز نوعين من التموجات وهما: التموجات الهوائية والتموجات التي تشكلت بفعل المياه .

2- **حسب الحجم:** وتصنف إلى نوعين وهما: التموجات العادية (الصغيرة) وهي التي تتراوح طول موجتها بين 1-25 سم، والتموجات الضخمة Mega Ripples (الكبيرة) أو ما اسمها Bagnold الحافات الرملية Sand Ridges وتصل طول موجتها إلى 20 متر وارتفاعها إلى 1 متر⁽⁴⁴⁾.

3- **حسب الشكل:** وتصنف إلى خمسة أنواع هي : التموجات المستقيمة، والمظفرة، والمتسلسلة، واللسانية، والهلالية (Allen. J. R. L, 1968)

4- **حسب طول القمة:** وتصنف إلى ثلاثة أنواع هي: تموجات ذات قمة قصيرة، وتموجات ذات قمة متوسطة، وتموجات ذات قمة طويلة (Allen, 1968) نقلاً عن (أحمد ضاحي)⁽⁴⁵⁾.

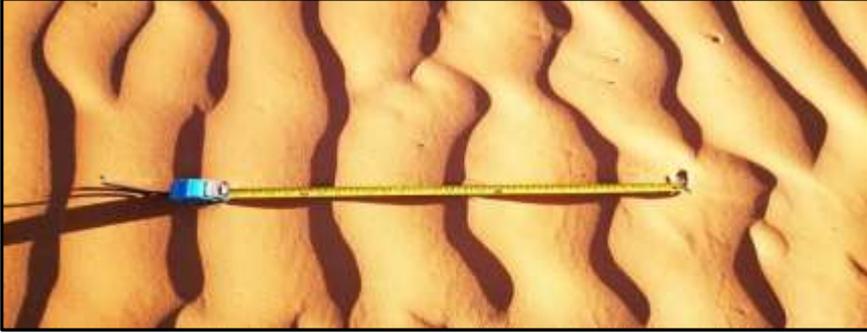
وقد اعتمد الباحثان في تصنيفهما للتموجات الرملية في حوض وادي تلال على أساسين من هذه الأسس، وهما التصنيف حسب الحجم، والتصنيف حسب الشكل.

أ- **التصنيف على أساس الحجم:** أمكن على هذا الأساس التعرف على نوعين من التموجات الرملية هما:

1- **التموجات الرملية العادية: Normal Sand Ripples** وقوامها من الرمال الناعمة والمتوسطة جيدة التصنيف، وهذه التموجات سريعة التشكيل وسريعة الزوال، وهي ترتبط بالأشكال الرملية الأخرى مثل النباك والكثبان والفرشات الرملية والكثبان الصاعدة، وتتراوح طول موجتها بين 1-25 سم، أما ارتفاعها فيتراوح بين 1-5 سم، صورة (1)، وتنتشر في منطقة القضاوية و الزيد ووادي الغازي والغريبات، وتتحكم في هذا النمط من التموجات مورفولوجية وخصائص الكثبان الرملية التي نشأت فوقها، فالتموجات الرملية التي تنشأ على الكثبان الصاعدة على سبيل المثال؛ نجد أنها تتأثر بطبوغرافية هذه الكثبان، بحيث

يحدث نوع من الفرز لرواسب التموجات الرملية. فقد لاحظ الباحثان من خلال الدراسة الميدانية تركز التموجات ذات الرواسب الناعمة في الأجزاء العليا من الكثبان الصاعدة، في حين تشكل الرواسب المتوسطة والخشنة قوام التموجات التي تتكون عند اقدام هذه الكثبان الرملية صورة (2).

1- صورة (1) التموجات الرملية العادية (الصغيرة).



ويمكن تفسير ذلك بأن الرياح تقوم بنقل الرواسب الرملية المختلفة الأحجام، على طول منحدرات الكثبان الصاعدة، ثم بعد ذلك تندرج الرواسب المتوسطة، والخشنة على طول هذه المنحدرات إلى أسفل بفعل كبر حجمها وتحت تأثير الجاذبية الأرضية، وتعمل الرياح فيما بعد على إعادة توزيعها، في حين تبقى الرواسب الناعمة في الأعلى.

صورة (2) تعاقب التموجات الرملية الناعمة والخشنة على سطح الكثبان الصاعدة



2- التموجات الرملية الضخمة: Mega Sand Ripples : يتكون هذا النمط من التموجات في المناطق المحصورة بين الكثبان الرملية الهلالية في وادي الزيد، والغويزي، وشعبة

القضوارية، كما تتكون عند حضيض التلال المنعزلة المنتشرة في الجزء الجنوبي من وادي تلال، وتتراوح أطوال موجاتها بين 1-1.5 متر، في حين يصل ارتفاعها إلى 30 سم تقريباً، وتتكون من الرواسب الخشنة التي ترسب على المنحدرات المحدبة للتموجات (الجانب المواجه للرياح)، في حين تتجمع الرواسب الناعمة في الأحواض التي تفصل بين التموجات الرملية. صورة (3). ويؤكد شارب⁽⁴⁶⁾ أن تكوين التموجات الرملية الخشنة يرتبط بعملية التذرية والاكساح Deflation حيث تقوم الرياح بإزالة المواد الناعمة أولاً، في حين تبقى الحبيبات الخشنة على السطح لعدم قدرة الرياح على تذريتها، وهذه التموجات تبدو أكثر انتظاماً، وتناسقاً في موجاتها من التموجات العادية، خاصة مع التدفق المنتظم للرياح، غير أنه في بعض الحالات عندما يكون هناك حركات مضطربة للرياح وحدوث دوامات، فإنها تعمل على توسيع الأحواض التي تفصل بين كل تموج وآخر، بحيث يحدث نوع من التظفر لهذه التموجات صورة (4) .

صورة (3) تموجات رملية ضخمة عند حضيض إحدى التلال المنعزلة جنوبي وادي تلال.



صورة (4) توسيع الأحواض بين التموجات الرملية بسبب الحركات الدوامية للرياح.



ب- التصنيف على أساس الشكل: بناءً على أساس الشكل أمكن التعرف على الأنواع التالية من التموجات الرملية:

1- التموجات المستقيمة: تظهر التموجات الرملية مستقيمة، وممتدة عندما يكون اتجاه الرياح ثابت تقريباً، وسرعتها منتظمة، كما يلعب حجم الحبيبات الرملية دوراً هاماً في هذا الانتظام، فكلما كانت الحبيبات الرملية متجانسة أدى ذلك إلى انتظام التموجات الرملية، وتكرارها على نحو متماثل، ومن خلال الدراسة الميدانية لاحظ الباحثان انتشار التموجات المستقيمة على الجوانب المحدبة (الكساح) للكثبان الهلالية وفي الأودية المحمية بمجموعة من الهضاب مثل وادي الغويزي والزيد وأجزاء من شعبة القضاوية صورة (5).

صورة (5) تموجات رملية مستقيمة في مجرى وادي الغويزي



2- التموجات المظفرة: وهي تموجات متوسطة الحجم، تنشأ نتيجة تعرض التموجات الرملية لرياح جانبية شديدة، فتعمل بذلك على تشتت انتظام هذه التموجات فتتداخل التموجات مع بعضها وتأخذ الشكل المظفر، ويظهر هذا النوع في فصل الربيع، حيث تنشط الرياح الشمالية الشرقية مع الرياح الشمالية الغربية السائدة، ومن خلال الدراسة الميدانية لاحظ الباحثان انتشار هذا النوع من التموجات على أسطح النباك كبيرة الحجم في شعبة القضاوية، ووادي الغريبات، ووادي الغويزي، كما ظهرت هذه التموجات على أسطح الفرشات الرملية ذات الرواسب الناعمة، وربما كان هذا النوع من التموجات أكثر ارتباطاً بالرواسب الناعمة، حيث لم يلاحظ الباحث تشكل التموجات المظفرة في حالة الرواسب الرملية الحشنة صورة (6).

صورة (6) التموجات الرملية المظفرة في وادي الغويزي.



3- التموجات الرملية المتوازية أو المتسلسلة: تظهر هذه التموجات كحافات متعامدة على اتجاه الرياح الشمالية السائدة، عند حضيض أو اقدم الكثبان الرملية الصاعدة التي تتكون نتيجة العقبات الطبوغرافية كالهضاب والتلال المنعزلة في الجزء الجنوبي من حوض وادي تلال، ويرتبط تكوينها بالرواسب الرملية الخشنة صورة (7).

صورة (7) التموجات الرملية المتوازية.



4- التموجات الرملية الهلالية (القوسية): يظهر هذا النوع من التموجات علي ظهور الكثبان الرملية في وادي الغويزي والقضوارية وفي وادي الغازي، كما ظهرت في الأجزاء الجنوبية من وادي الغربيات، حيث تأخذ التموجات شكل أقواس متعرجة متتابعة - تتعامد عليها الرياح الشمالية السائدة، وينشأ هذا النوع من التموجات نتيجة تباين معدل حركة

الحبيبات الرملية علي سطح الكثيب، فمنها ما يتحرك ببطء، ومنها ما هو سريع الحركة، وبالتالي تتحرك الحبيبات الناعمة أولاً في حين تبقى الحبيبات الأخرى مكونة طرفي الهلال حيث تتسم ببطء حركتها نسبياً نتيجة انحدار سطح الكثيب، واتجاه حركة الحبيبات للقمة من جهة، وتداخل الحبيبات الرملية مع بعضها مما يجعلها تتطلب رياحاً أكثر قوة لدفعها من جهةٍ أخرى، وتمثل الحبيبات التي تستطيع الحركة رأس القوس في حين تمثل الحبيبات الرملية البطيئة الحركة منحنى القوس - ظهر القوس. صورة (8).

صورة (8) التموجات الرملية الهلالية.



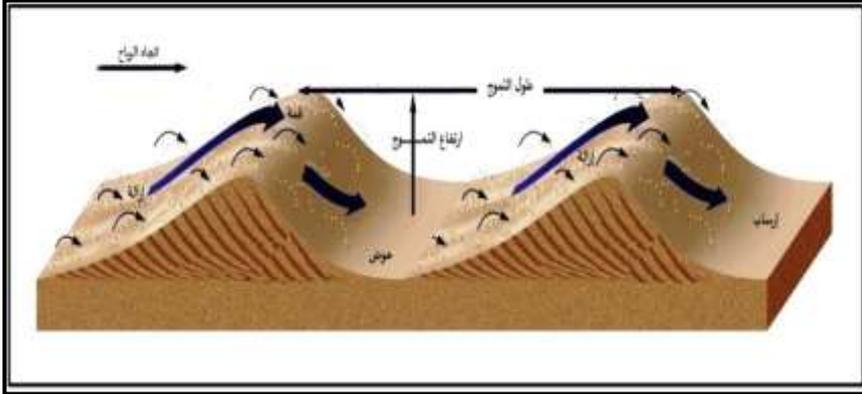
خامساً: التحليل المورفومتري لأبعاد التموجات الرملية في حوض وادي تلال:
أجريت القياسات الميدانية على عدد (45) تموج رملي، تم خلالها قياس الطول، والارتفاع، وحساب معدل التموج وكثافة التموج، والشكل (7) يوضح طريقة قياس هذه الأبعاد، والجدول (4) يبين نتائج التحليل الإحصائي لهذه القياسات ومن خلاله يتضح ما يلي:

1- تتراوح أطوال التموجات الرملية في المنطقة ما بين 8-150 سم، بمتوسط حوالي 42 سم، ومن خلال هذه القياسات يتضح بأن التموجات تختلف في طول موجاتها، وهذا يرجع إلى اختلاف سرعة الرياح.

2- يتراوح ارتفاع التموجات الرملية بين 2-30 سم بمتوسط قدره 5.3 سم، ويتوقف ارتفاع التموجات على حجم الحبيبات الرملية، فكلما زاد حجم الحبيبات الرملية كلما زاد

ارتفاع الموجة، حيث أتضح من الدراسة الميدانية ارتباط التموجات الرملية الكبيرة نسبياً بالرمال الخشنة، أما التموجات الرملية الصغيرة فتربط بالرمال الناعمة والمتوسطة الحجم.

شكل (7) طريقة قياس أبعاد التموجات الرملية



المصدر: (Shao. Y, 2008, p 135)

جدول (4) نتائج التحليل الإحصائي لأبعاد التموجات الرملية بمنطقة الدراسة.

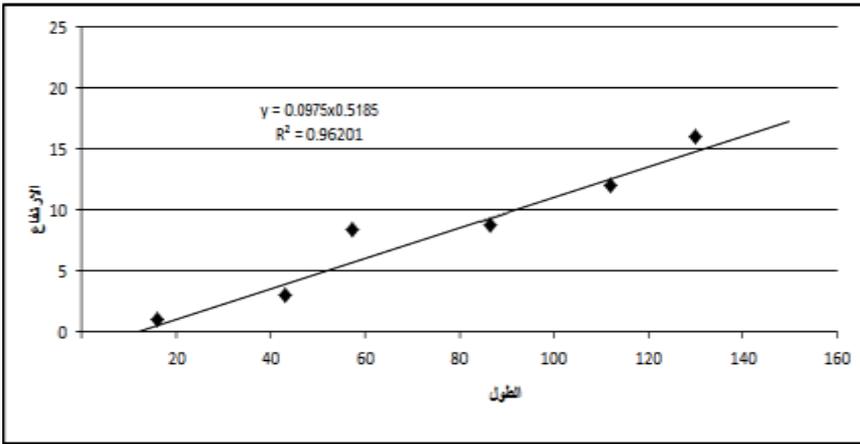
الخاصية	طول التموج (سم)	ارتفاع التموج (سم)	معامل التموج (سم)	كثافة التموج (تموج/م ²)
أكبر معدل	150	30	9.2	1/17
أقل معدل	8	2	3.5	3/2
المتوسط العام	42	5.3	6.2	1/10

المصدر : إعداد الباحثان اعتماداً على القياس الميداني.

3- يتراوح معدل التموج⁽⁴⁷⁾ بين 9.2 سم و 3.5 سم بمتوسط 6.2 سم، ويرجع ذلك إلى اختلاف حجم الحبيبات الرملية المكونة لها من جهة، واختلاف سرعة الرياح من جهة أخرى، كما تعتمد النسبة بين طول الموجة وارتفاعها على عرض مسطح التموج Fetch الذي يهبط عليه الرياح المشكلة لها، وعادة ما نجد أن هذه النسبة محدودة للغاية في حالة الرمال المتجانسة في حجم حبيباتها في حين تزداد هذه النسبة مع التباين الكبير في حجم الحبيبات الرملية⁽⁴⁸⁾. لذلك نجد أنه كلما زاد طول الموجة زاد ارتفاعها؛ وبالتالي أثر ذلك على معدل النضوج.

- 4- تتراوح كثافة التموجات الرملية⁽⁴⁹⁾ في منطقة الدراسة بين 17 تموج / 1 متر² و 2 تموج / 3 متر² بمتوسط قدره 10 تموج / 1 متر²، حيث اتضح من الدراسة الميدانية أنه كلما زادت أطوال التموجات الرملية، انخفضت كثافتها. والعكس صحيح، فتنخفض الكثافة في حالة التموجات الكبيرة، وتزداد في التموجات الرملية الصغيرة.
- 5- بدراسة العلاقة الارتباطية بين طول التموجات الرملية وارتفاعها، اتضح وجود علاقة ارتباط موجبة قوية، شكل (8)، حيث بلغ معامل الارتباط 0.96، وهو ارتباط طردي قوي، أي كلما زاد طول التموجات الرملية يزداد ارتفاعها.

شكل (8) العلاقة الارتباطية بين طول وارتفاع التموجات الرملية.



سادساً: التحليل المورفومتري لزوايا انحدار جوانب التموجات الرملية في حوض وادي تلال:

يهدف التحليل المورفومتري لقطاعات المنحدرات المقاسة ميدانياً إلى التعرف على الخصائص المورفولوجية لمنحدرات التموجات الرملية بالوسائل الكمية المناسبة، حيث تم قياس مجموعة من الزوايا على طول جوانب التموجات الرملية ميدانياً، وقد تم تحليلها من حيث التوزيع التكراري لزوايا الانحدار وتحديد الزوايا الشائعة والحدية والتي تصف مدى زوايا الانحدار، ثم التوزيع التكراري لفئات زوايا الانحدار. وقد استخدم الباحثان جهاز الكلينوميتر (clinometer) في قياس زوايا انحدار جوانب التموجات الرملية؛ لأن جهاز

الأبني ليفيل (Abney Level) لا يعد فعالاً في قياسات زوايا انحدار التموجات الرملية بالتحديد؛ بسبب كبر حجم الجهاز وقصر أطوال القطاعات التي يتم قياس زوايا انحدارها صورة (9).

صورة (9) استخدام جهاز الكلينوميتر في قياس زوايا الانحدار على جوانب التموجات الرملية.



1- التوزيع التكراري لمجموعات زوايا الانحدار على جوانب التموجات الرملية :-

- يتضح من خلال جدول (5) وشكل (9) أن زوايا انحدار جوانب التموجات الرملية تتوزع في سبعة مجموعات، توضح كل مجموعة الزوايا الشائعة Characteristic Angles والزوايا الحدية Limiting Angles العليا والدنيا، وقد كانت الزوايا الشائعة كالتالي : 3°، 7°، 12°، 18°، 23°، 26°، 35° . وبلغت نسبة ما تشغله هذه الزوايا من مجموع أطوال الجوانب المقاسة حوالي 4.3%، 12.2%، 19%، 24%، 15%، 14%، 11.5% على الترتيب.
- تمثل الانحدارات المتوسطة والشديدة السمة الغالبة لمنحدرات التموجات الرملية بمنطقة الدراسة، حيث تستحوذ هاتين الفئتين على ما نسبته 72% من نسبة الانحدارات السائدة، وهو ما يشير إلى قوة الرياح التي شكلت تلك التموجات، مع قلة حدوث إزاحة أو نقل للرواسب على منحدرات التموجات المواجهة للرياح. وهذا يتفق مع ما توصل إليه⁽⁵⁰⁾ خلال دراسته للتموجات الرملية على ساحل هراوة.

جدول (5) التوزيع التكراري لمجموعات زوايا الانحدار على جوانب التموجات الرملية

الزوايا الحدية		طول المجموعة		الزوايا الشائعة			المدى
العليا	الدنيا	% من إجمالي المسافات	المسافة (سم)	% من طول المجموعة	المسافة (سم)	الدرجة	
4	صفر	2.4	65	4.3	65	3	صفر - 4
9	5	12	325	12.2	185	7	4 - 9
14	10	19	512	19	290	12	9 - 14
19	15	28.2	763	24	364	18	14 - 19
24	20	17.6	475	15	225	23	19 - 24
30	25	14.2	380	14	211	26	24 - 30
35	31	6.6	180	11.5	175	35	30 - 35
--	--	%100	2700	%100	1515	--	الإجمالي

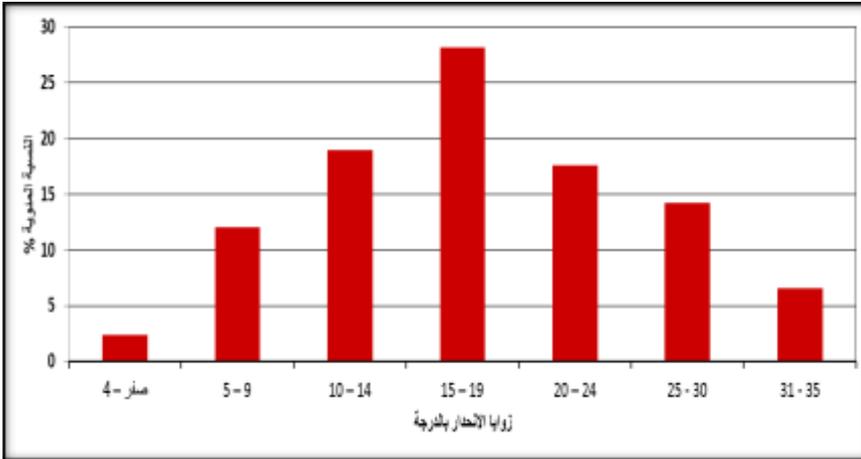
المصدر: إعداد الباحثان اعتماداً على القياس الميداني .

2. التوزيع التكراري لفئات الانحدار لجوانب التموجات الرملية :

استخدم الباحثان تصنيف Young لتقسيم زوايا انحدار جوانب التموجات إلى عدة فئات، لكل منها صفات تميزها عن غيرها من الانحدارات (Young , 1972 , p18).

ويتضح من خلال جدول (6) والشكل (10) الحقائق التالية:

شكل (9) التوزيع التكراري لمجموعات زوايا الانحدار على جوانب التموجات.



المصدر: إعداد الباحثان اعتماداً على بيانات جدول (5).

- تحتل الانحدارات المستوية (صفر - 5 درجات) ما نسبته 2.7% من إجمالي أطوال القطاعات التي تم قياسها على جوانب التموجات بمنطقة الدراسة، وهي نسبة منخفضة مقارنة بالانحدارات الأخرى، وهي تمثل المنحدرات المواجهة للرياح (المحدبة) والتي تتميز بانحدارها الخفيف بسبب تعرضها للاكتساح بفعل الرياح وانتقال حبيبات الرمل على سطحها بالزحف أو القفز.
- تعد الانحدارات المتوسطة (6-18°) هي السمة الغالبة لمنحدرات التموجات الرملية بمنطقة الدراسة، حيث تُشكل ما مجموعه 61.8% من مجموع أطوال القطاعات التي تم قياسها.

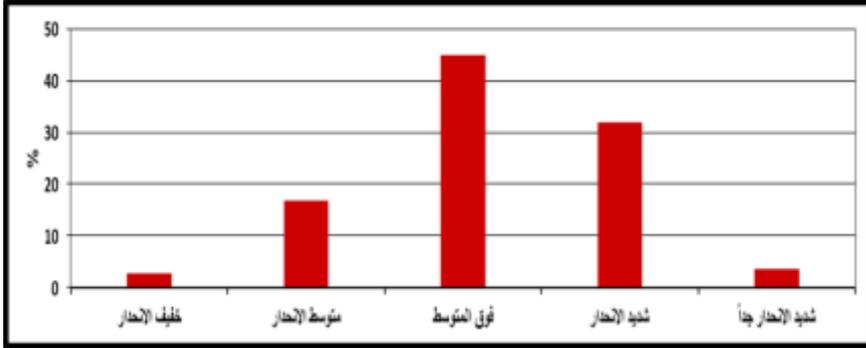
جدول (6) التوزيع التكراري لفئات زوايا الانحدار على جوانب التموجات الرملية.

إجمالي أطوال القطاعات		طبيعة الانحدار	فئات الانحدار
% من إجمالي أطوال القطاعات	المسافة (سم)		
--	--	مستوي	صفر - 2
2.7	75	خفيف الانحدار	3 - 5
16.8	454	متوسط الانحدار	6 - 10
45	1215	فوق المتوسط	11 - 18
32	860	شديد الانحدار	19 - 30
3.5	96	شديد الانحدار جداً	31 - 45
%100	2700	--	الإجمالي

المصدر : إعداد الباحثان اعتماداً على القياس الميداني

- بلغت نسبة الانحدارات الشديدة (19-45°) حوالي 35.5% من إجمالي أطوال القطاعات، وهي تمثل الجوانب المقعرة من منحدرات التموجات الرملية (الجانب الواقع في اتجاه منصرف الرياح)، حيث يمتاز هذا الجانب بانحداره الشديد مقارنة بالجانب المحدب (الواقع في مواجهة الرياح). وهذا يتماشى مع ما أكده (Sharp, 1963) حيث يرى بأن زوايا انحدار الجوانب المقعرة تتراوح في الغالب بين (20-30°). حيث تتركز الحبيبات الخشنة دائماً فوق قمة التموج ولا تتحرك منها، ولذلك يتوقف ارتفاع التموج إلى حد كبير على قدرة الحبيبات الأخرسنة على البقاء في مواضعها على القمة وصمودها أمام هبوب الرياح الشديدة⁽⁵¹⁾.

شكل (10) التوزيع التكراري لفئات زوايا الانحدار على جوانب التموجات



المصدر: إعداد الباحثان اعتماداً على بيانات جدول (6).

النتائج:

- أوضحت دراسة جيومورفولوجية التموجات الرملية في حوض وادي تلال النتائج الآتية:
- 1- تُشكّل الرياح الشمالية، والشمالية الشرقية ما نسبته 41% من عدد مرات هبوب الرياح في حوض وادي تلال، وتمتد التموجات الرملية بالمنطقة متعامدة على اتجاه الرياح السائدة، بحيث تأخذ محاورها اتجاهين رئيسيين هما: شرق- غرب أو جنوب شرق- شمال غرب.
 - 2- يتراوح متوسط سرعة الرياح في منطقة الدراسة بين 6.5 متر/ ثانية خلال فصل الربيع و3.7 متر/ ثانية خلال فصل الصيف، وبالتالي تعتبر سرعة الرياح في المنطقة مناسبة لنشأة التموجات الرملية، والحفاظ على امتدادها وانتظامها.
 - 3- تعد الرياح وحجم الرواسب من أكثر العوامل المؤثرة في نشأة وتطور التموجات الرملية في حوض وادي تلال، حيث يُحدد هذان العاملان الخصائص المورفولوجية للتموجات الرملية بالمنطقة.
 - 4- على أساس الحجم تُصنف التموجات الرملية بمنطقة الدراسة إلى نوعين رئيسيين هما: التموجات الرملية العادية، والتموجات الرملية الضخمة، أما على أساس الشكل فقد أمكن التعرف على أربعة أشكال للتموجات الرملية وهي: التموجات المستقيمة، والمظفرة، والمتسلسلة، والهلالية.
 - 5- تراوحت أطوال التموجات الرملية في المنطقة ما بين 8-150 سم، وارتفاعها يتراوح ما بين 2-30 سم. في حين تراوح معدل التموج ما بين 9.2 - 3.5 سم.

- 6- تراوحت كثافة التموجات الرملية في منطقة الدراسة بين 17 تموج / 1 متر² و 2 تموج / 3 متر²، تبعاً لتباين أبعاد التموجات الرملية بين التموجات الصغيرة والضخمة.
- 7- بدراسة العلاقة الارتباطية بين أطوال التموجات الرملية وارتفاعها، أتضح وجود علاقة ارتباط موجبة قوية، حيث بلغ معامل الارتباط 0.96، وهو ارتباط طردي قوي، أي كلما زاد طول التموجات الرملية ازداد ارتفاعها.
- 8- تمثل الانحدارات المتوسطة والشديدة السمة الغالبة لمنحدرات التموجات الرملية بمنطقة الدراسة، حيث تستحوذ هاتين الفئتين على ما نسبته 72% من نسبة الانحدارات السائدة.
- 9- تعد الانحدارات المتوسطة (6-18°) هي السمة الغالبة لمنحدرات التموجات الرملية بمنطقة الدراسة، حيث تُشكل ما مجموعه 61.8% من مجموع أطوال القطاعات التي تم قياسها.

الهوامش والتعليقات:

- 1- Bagnold, R.A ., (1941): The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, Methuen, London.p.155.
- 2- أحمد فوزي ضاحي (2004م)، الأشكال الإرسابية على ساحل البحر الأحمر فيما بين رأسي أبوسومة شمالاً وحنكراب جنوباً: دراسة جيومورفولوجية، رسالة دكتوراه (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة جنوب الوادي.
- 3- محمود إبراهيم دسوقي بغداداي (2005م)، الأشكال الأرضية الناتجة عن فعل الرياح بمنخفض الواحات البحرية دراسة جيومورفولوجية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة المنوفية.
- 4- أحمد فوزي ضاحي (2006م)، التموجات الرملية على ساحل هراوة شرق سرت الليبية: دراسة جيومورفومترية، مجلة مركز الخدمة للاستشارات البحثية، كلية الآداب، قسم الجغرافيا، جامعة المنوفية، العدد الرابع.
- 5- أحمد عبدالفتاح أبوحميد (2011م)، أشكال النحت والإرساب في المنطقة بين بحيرة ناصر ومنخفض توشكي: دراسة جيومورفولوجية باستخدام نظم المعلومات الجغرافية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة جنوب الوادي، قنا.
- 6- كمال سروجي درويش سروجي (2011م)، حركة الكنبان الرملية وخطاها الجيومورفولوجية على منطقة فوط بمنخفض الداخلة . الصحراء الغربية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة المنيا.
- 7- Bagnold, R.A ., (1941): The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, Methuen, London.
- 8- Sharp, R.P., (1963): Wind ripples. J. Geol., 71, PP. 617-636.
- 9- Lancaster, N., (1995): Geomorphology of Desert Dunes, Rutledge, London.
- 10- Liua ,B. Dongc ,Z and Wang, X . (2005): Wind Erosion and Deposition Along a Coastal Sand Dune. Sea Grant Program, University of Delaware, Report DEL – SG – 10 – 78.
- 11- Pye, K., and H .Tsoar.,(2009): Aeolian Sand and Sand Dunes. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.
- 12- محمد صبري محسوب (2000م)، الأطلس الجيومورفولوجي: دراسة تحليلية للشكل والعملية، دار الفكر العربي، القاهرة، ص 173.

- 13- أحمد فوزي ضاحي (2004م)، مرجع سبق ذكره، ص 223.
- 14- سباركس ب. و . (1983م)، الجيومورفولوجيا، ترجمة: ليلى عثمان، مكتبة الأنجلو المصرية، القاهرة، ص 418.
- 15- محمد صبري محسوب (2001م)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربي، القاهرة، ص 296.
- 16- محمود إبراهيم دسوقي بغدادي (2005م)، الأشكال الأرضية الناتجة عن فعل الرياح بمنخفض الواحات البحرية دراسة جيومورفولوجية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة المنوفية، ص 63.
- 17- المرجع نفسه، ص 68.
- 18- Tomas, S.G., (1997): Arid Zone Geomorphology Process, Form, And Change In Dry Lands, Second Edition, London, p. 361.
- 19- محمود إبراهيم دسوقي بغدادي، مرجع سبق ذكره، ص 103.
- 20- يحيى محمد شيخ أبو الخير (1999)، منظومة النماذج الرياضية للرياح والعواصف الرملية - المفاهيم والمحددات العددية - دراسة في جيومورفولوجية الرمال، رسائل جغرافية، وحدة البحث والترجمة، قسم الجغرافيا بجامعة الكويت والجمعية الجغرافية الكويتية، العدد 227، ص 11.
- 21- جاسم محمد العوضي (2004م)، الانسياب الرملية، الطبعة الأولى، مؤسسة الكويت للتقدم العلمي، ص 36.
- 22- المرجع نفسه، ص 35.
- 23- يسمى أيضاً قانون أو مبدأ برنولي، وهو تعبير عن بقاء الطاقة في علم حركة السوائل، وينص على أن ضغط السائل يرتفع كلما انخفضت سرعته، وبالعكس ينخفض الضغط كلما ازدادت السرعة. وقد طوّر عالم الرياضيات السويسري دانيال برنولي هذا القانون في القرن الثامن عشر الميلادي. وقد تم الاعتماد على هذا المبدأ لتطوير الكثير من التطبيقات أهمها تصميم أجنحة الطائرات.
- 24- محمود إبراهيم دسوقي بغدادي، مرجع سبق ذكره، ص 76.
- 25- Cooke, R.U. and Doornkamp, J. C., (1978): Geomorphology in Environmental Management –An Introduction, London, p.33.
- 26- جاسم محمد العوضي، مرجع سبق ذكره، ص 39.
- 27- المرجع نفسه، ص 40.
- 28- Pye, K., and H.Tsoar.,(2009):op. cit. p.133.
- 29- Lancaster, N., (1995): op. cit. p.2.

- 30- Shao, Y., (2008): Physics and Modeling of Wind Erosion, Springer Science, Business Media B.V., Germany, p.132.
- 31- كمال سروجي درويش سروجي، مرجع سبق ذكره، ص 124.
- 32- Bagnold, R.A ., (1954): op. cit. p.133.
- 33- Lancaster, N., (1995): op. cit. p.3.
- 34- Ibid, p.3.
- 35- Shao, Y., (2008): op. cit. p.133.
- 36- Bagnold, R.A ., (1941): op. cit. p.135.
- 37- كلمة Reptation مستنبطة من اللغة اللاتينية وتعني (التحرك ببطء).
- 38- جاسم محمد العوضي، مرجع سبق ذكره، ص 47.
- 39- محمود إبراهيم دسوقي بغدادي، مرجع سبق ذكره، ص 111.
- 40- المرجع نفسه، ص 112.
- 41- المرجع نفسه، ص 113.
- 42- محمد صبري محسوب (1997)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربي، القاهرة، ص 298.
- 43- أحمد عبدالفتاح أبوحديد، مرجع سبق ذكره، 209.
- 44- Laity. J. 2008,op, cit, p. 213.
- 45- أحمد فوزي ضاحي (2006م)، مرجع سبق ذكره، ص 9.
- 46- Sharp, R.P., (1963): op, cit, p.632.
- 47- معدل التموج = طول التموج ÷ ارتفاع التموج (Goldsmith, 1978, pp. 224-225).
- 48- محمد صبري محسوب (2001م)، مرجع سبق ذكره، ص 301.
- 49- تم حساب كثافة التموجات الرملية برسم مربع طول ضلعه 1×1 متر أو 3×3 متر على سطح التموجات الرملية، ومن ثم عد التموجات الرملية الواقعة داخل هذا المربع، وبهذا نحصل على كثافة التموجات لكل متر².
- 50- أحمد فوزي ضاحي (2006م)، مرجع سبق ذكره، ص 37.
- 51- محمد صبري محسوب (2000م)، مرجع سبق ذكره، ص 174.

المصادر والمراجع:

أولاً: المراجع العربية:

1. أحمد فوزي ضاحي (2004)، الأشكال الإرسابية على ساحل البحر الأحمر فيما بين رأسي أبوسومة شمالاً وحنكراب جنوباً: دراسة جيومورفولوجية، رسالة دكتوراه (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة جنوب الوادي.
2. أحمد فوزي ضاحي (2006)، التموجات الرملية على ساحل هراوة شرق سرت الليبية: دراسة جيومورفومترية، مجلة مركز الخدمة للاستشارات البحثية، كلية الآداب، قسم الجغرافيا، جامعة المنوفية، العدد الرابع.
3. أحمد عبدالفتاح أبوحديد (2011)، أشكال النحت والإرساب في المنطقة بين بحيرة ناصر ومنخفض توشكى: دراسة جيومورفولوجية باستخدام نظم المعلومات الجغرافية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة جنوب الوادي، قنا.
4. جاسم محمد العوضي، الانسياب الرملي، الطبعة الأولى، مؤسسة الكويت للتقدم العلمي، 2004.
5. سباركس ب. و . (1983)، الجيومورفولوجيا، ترجمة ليلى عثمان، مكتبة الأنجلو المصرية، القاهرة.
6. كمال سروجي درويش سروجي (2011)، حركة الكثبان الرملية وخطاها الجيومورفولوجية على منطقة موط بمنخفض الداخلة . الصحراء الغربية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة المنيا.
7. محمد صبري محسوب (1997)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربي، القاهرة.
8. محمد صبري محسوب (2000)، الأطلس الجيومورفولوجي: دراسة تحليلية للشكل والعملية، دار الفكر العربي، القاهرة.
9. محمد صبري محسوب (2001)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربي، القاهرة.

10. محمود إبراهيم دسوقي بغدادي (2005)، الأشكال الأرضية الناتجة عن فعل الرياح بمنخفض الواحات البحرية دراسة جيومورفولوجية، رسالة ماجستير (غير منشورة)، قسم الجغرافيا، كلية الآداب، جامعة المنوفية.
11. يحيى محمد شيخ أبو الخير (1999)، منظومة النماذج الرياضية للرياح والعواصف الرملية - المفاهيم والمحددات العددية - دراسة في جيومورفولوجية الرمال، رسائل جغرافية، وحدة البحث والترجمة، قسم الجغرافيا بجامعة الكويت والجمعية الجغرافية الكويتية، العدد 227.
12. المركز الوطني للأرصاد الجوية (2016)، إدارة المناخ، بيانات (غير منشورة) عن العناصر المناخية بمحطة أرصاد سرت خلال الفترة 1960-2016، طرابلس.

ثانياً: المراجع الأجنبية :

1. **Anderson, R.S.,** (1987): A theoretical model for Aeolian impact ripples, *Sedimentology* 34, 943-956.
2. **Anderson R S and Haff, P. K.,** (1988): Simulation of Elian saltation *Science* 241 820-3.
3. **Anderson, R. S.,** (1990): Aeolian ripples as examples of self-organization in geomorphological systems *Earth Sci. Rev.* 29 77-96.
4. **Anderson, R. S. and Bunas, K. L.,** (1993): Grain size segregation and stratigraphy in Aeolian ripples modeled with a cellular automaton *Nature* 365 740-3.
5. **Bagnold, R. A.,** (1937): The Transport of Sand by Wind *The Geographical, Journal* 89, 409-38.
6. **Bagnold, R.A .,** (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London.
7. **Bagnold, R.A.,** (1946): Motion of waves in shallow water. Interaction between waves and sand bottom,

- Proceedings of the Royal Society, London A*187, 1–16.
8. **Bagnold, R. A.**, (1974): Fluid forces on a body in a shear-flow – experimental use of stationary flow, *Proceedings of the Royal Society, of London, Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 340 147.
 9. **Baas, J.H.**, (1999): An empirical model for the development of and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand, *Sedimentology* 46, 123–138.
 10. **Beladjine. D, Ammi. M, Oger. L, and Valance. A.**, (2007): Collision process between an incident bead and a three-dimensional granular packing *Phys. Rev. E* 75 061305.
 11. **Cooke, R.U. and Doornkamp, J. C.**, (1978): *Geomorphology in Environmental Management –An Introduction*, London.
 12. **Clifton, H.E.**, (1977): Rain-impact ripples, *Journal of Sedimentary Petrology* 47, 678–679.
 13. **Doucette, J.S.**, (2002): Geometry and grains-size sorting of ripples on low-energy sandy beaches; field observations and model predictions, *Sedimentology* 49,483–503.
 14. **Fryberger, S.G.**, (1979): Dune forms and wind regime .In : McKee, E.D .(Ed.) a Study of Global Sand Seas, US Geological Survey Professional Paper, vol .1052, pp .37–169.

15. Fryberger, S.G., Hesp, P. and Hastings, K., (1992): Aeolian granule ripple deposits, Namibia, *Sedimentology* 39, 319–331.
16. Greeley, R. and Iversen., (1985): *Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus, and Titan* (Cambridge Univ. Press, New York).
17. Goldsmith, V., (1978): Internal geometry and Origin of Vegetated Coastal sand dunes, *J. Sed. Petrol.*, pp: 1128 – 1142.
18. Kahle, C.F. and Livchak, C.J., (1996): Nature and significance of rhomboid ripples in a Silurian sabkha sequence, north-central Ohio, *Journal of Sedimentary Research* 66, 861–867.
19. Kocurek, G. and Fielder, G., (1982): Adhesion structures, *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 1,229–1,241.
20. Laity, J.E. (2008): *Deserts and desert Environments*, A John Wiley & Sons, Inc., Publication, UK.
21. Lancaster, N., (1995): *Geomorphology of Desert Dunes*, Rutledge, London.
22. Liua ,B. Dongc ,Z and Wang, X . (2005): Wind Erosion and Deposition Along a Coastal Sand Dune. Sea Grant Program, University of Delaware, Report DEL – SG – 10 – 78.
23. Pye, K., and H .Tsoar., (2009): *Aeolian Sand and Sand Dunes* . Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.
24. Rasmussen KR, Sorensen, M, Willetts, B. B., (1985): Measurements of saltation and wind strength

- on beaches. In: OE Barndorff-Nielsen, JT M'oller, KR Rasmussen, BB Willets (eds) Proceedings of the International Workshop on the Physics of Blown Sand, Dept Theor. Statist., Aarhus University, Denmark, 8, pp 301-325 .
- 25. Shao, Y., (2008):** Physics and Modeling of Wind Erosion, Springer Science, Business Media B.V., Germany.
- 26. Sharp, R.P., (1963):** Wind ripples. *J. Geol.*, 71, PP. 617-636.
- 27. Tomas, S.G., (1997):** Arid Zone Geomorphology Process, Form, And Change In Dry Lands, Second Edition, London.
- 28. Werner, B. T. and Haff, P. K., (1988):** The impact process in aeolian saltation: two-dimensional simulations *Sedimentology* **35** 189-96.
- 29. White, B. R and Schulz, J. C., (1977):** Magnus effect in saltation *J. Fluid Mech.* **81** 497-512.
- 30. Willetts, B. B, and M, A. Rice., (1985):** Inter-saltation collisions *Proc. Int. Workshop Physics of Blown Sand* **1** 83-100.
- 31. Willetts, et. Al., (1991):** Aeolian Grain Transport, The Erosional Environment, Buch, 978-3-211-82274-6, portofrei.