

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا - دراسة مقارنة في الجيومورفولوجيا الهنافية -

د. صبري محمد التوم*

الملخص

ركزت الدراسة على التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية لحوضي نَهْرَي (حوض تكالا والجزء الأعلى من حوض الرميمين)، إذ يقعان في إقليمين مناخيين مختلفين تماماً (الاستوائي والبحر المتوسط شبه الجاف). وقد تم تحديد الشبكة النهرية في كلا الحوضين بالاعتماد على الخرائط الطبغرافية، والصور الجوية (1:25000)، والعمل الميداني. وأظهرت الدراسة مجموعة من الحقائق المتمثلة في: وجود اختلافات أساسية في الخصائص المورفومترية بين الحوضين (أطوال الروافد، ومساحة الأحواض، والكثافة، والتكرار النهري، والاستطالة، والاستدارة، ونسبة التضرس، وانحدار الروافد)، وأرجع الاختلاف في هذه الخصائص إلى الظروف المناخية. انطبقت قوانين هورتون على كلا الحوضين، وقد أخذت العلاقة بين مجموعة من المتغيرات المورفومترية (متوسط مساحة الأحواض، ومتوسط أطوال الروافد، وعدد الروافد، ومتوسط درجات انحدار الروافد، والتكرار النهري) والمرتبة النهرية العلاقة الأسية (ص = أس^ب). أظهر توفيق المنحنيات أن العلاقة الأسية (ص = أس^ب) كانت أفضل الروابط التي أظهرها التحليل في العلاقة بين المؤشرات المختلفة سواء كانت العلاقة سالبة أو موجبة، فقد ارتبطت مساحة الأحواض بعلاقات ارتباط موجبة وأسية مع أطوال الروافد في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين. وسجل مؤشر أطوال الروافد أعلى معامل تحديد (80%) مع مساحة الأحواض في المرتبة الأولى. ارتبطت الكثافة التصريفية بعلاقة أسية سلبية مع مساحة الأحواض في المرتبتين الأولى والثانية، في حين كانت أسية إيجابية مع التكرار النهري، واحتل التكرار النهري الدرجة الأولى تفسيراً للتباين في الكثافة التصريفية من بين المؤشرات المورفومترية.

* أستاذ الجغرافيا الطبيعية والخرائط المشارك - الجامعة الإسلامية - غزة - فلسطين

Geomorphological analysis of Morphometric Characteristics of the Upper Part of the Rumeimine and Tekala Catchments: A study in the Climatic Geomorphology

Dr. SABri Mohammed AlTom

Abstract

The study concentrated on the Geomorphological analysis of morphometric characteristics of two catchments (The upper parts of the Rumeimine and Tekala) which are located in two different climate regions (Tropical and semiarid). The network was defined in both catchments depending on topographic maps, Arial photographs (1: 25000) and fieldwork. The study showed a group of main basic different facts in the morphometric characteristics between the two catchments (Stream length; Catchment area; Drainage density; Stream frequency, Elongation; Circularity; Relative relief and Streams slopes). The difference is endowed to climate conditions. Horton's laws were applied in both catchments gave the power equations ($Y=aX^b$) between morphometric variables: (mean of basin area, mean of Stream length, Stream number, mean of Streams slopes, Stream frequency and stream order). Curves fitting indicate that the power equations ($Y=aX^b$) is the best relation between different indices, whether the relation is negative or positive. The basin area is positively correlated with stream length in both the first and second stream orders in both catchments. The index of stream length shows the highest Coefficients of Determination (80%) with the basin area in the first order. The relationships between the stream density and the basin area in the first and the second order are negatively correlated with exponential equation ($Y=aX^b$) where it was powerly correlated with stream frequency. The stream frequency holds the first class in the interpretation of variance in the drainage density of the morphometric indices.

المقدمة

استحوذت دراسة الأحواض النهرية على جانب كبير من الدراسات الجيومورفولوجية، فركزت على كيفية تشكيل سطح الأرض بواسطة المياه الجارية، وكيفية تحرك مياه الأمطار على السفوح، ومن ثم إلى الروافد النهرية. تشكل الشبكات النهرية الوسيط الذي من خلاله يتم نقل المياه، والحمولة خلال الأحواض النهرية، وتعدُّ شبكات التصريف المائي في الأحواض النهرية انعكاساً حقيقياً للعوامل البيئية الطبيعية المتمثلة في الوضع الجيولوجي والبنية الجيولوجية والظروف المناخية والنباتية، ومن ثم أي تغيرات تحدث لهذه العوامل تؤثر بطريقة مباشرة أو غير مباشرة في الشبكة المورفومترية للأحواض النهرية، والتي بدورها تؤثر في تطوير أشكال أرضية في أحواض التصريف النهرية من خلال نشاط عمليات الحت والنقل والإرساب النهرية .

زاد الاهتمام بالدراسات المورفومترية لشبكات الأنهار بعد الدراسة الرائدة لهورتون في النصف الأول من القرن الماضي (Horton, 1945)، وتبع ذلك مجموعة من الباحثين أمثال (Maxwell (1955، و (Schumm (1956، و (Strahler (1957، و (Morisawa (1959، و (Shreve (1966، و (Abrahams (1984، وسلامة (1980)، و (عاشور (1983)، و (التركمانى (1988)، و (بورية (2002). أظهرت تلك الدراسات أن الخصائص المورفومترية للأحواض النهرية هي نتاج العوامل الطبيعية المتمثلة في التكوين الصخري، والبنية، والمناخ، والنبات، وحاول الباحثون إيجاد علاقات ما بين خصائص الشبكات النهرية المورفومترية وبعض المؤشرات الطبيعية مثل: العلاقة بين الكثافة التصريفية والمناخ (Abraham. 1972 ; Chorley & Morgan. 1962)، والربط بين الخصائص المورفومترية والتكوين الصخري مثل: (Melton (1957، و (Wilson (1971، و (Day (1980، وسلامة (1980). وحاول (Chorley. (1957) وضع مؤشر نباتي كدليل على الخصائص المورفومترية، في حين ركزت

المدرسة الجيومورفولوجية العربية، والتي كان للمدرسة الجيومورفولوجية المصرية قصب السبق والريادة فيها، على دراسة الحوض النهري كوحدة جيومورفولوجية مع اختلاف مساحات وخصائص تلك الأحواض، وكانت الدراسات المورفومترية العامة جزءاً منها، ولا يتسع المقام لذكرها، ويكفي أن نذكر بعض الأسماء المتميزة في هذا المقام مثل دراسات كل من: أبو العز، وأبو العينين، وعاشور، ومحسوب، وشاور، وجاد، وأبوراضي، وتراب، ومحمود في مصر، والدراسات الرائدة التي أعدها سلامة في الأردن.

أهداف الدراسة

كثرت الدراسات التي تعرضت لدراسة الخصائص المورفومترية للأحواض النهرية مختلفة المساحة، خاصة تلك الدراسات التي تدرس الحوض النهري كوحدة جيومورفولوجية. ويلاحظ أن كل هذه الدراسات تعرضت لدراسة حوض نهري واحد أو مجموعة أحواض نهرية في بيئة جغرافية واحدة، إلا أن قلة منها التي حاولت عقد مقارنات بين الخصائص المورفومترية للأحواض النهرية في أقاليم مناخية مختلفة تماماً، وبعيدة عن بعضها، لذلك جاءت هذه الدراسة؛ لتحقيق الأهداف التالية:

- دراسة انعكاس الظروف المناخية على الخصائص المورفومترية لحوض الجزء الأعلى من حوض الرميمين، وحوض تكالا من الناحية الجيومورفولوجية.
- دراسة الخصائص المورفومترية لحوضي الجزء الأعلى من حوض الرميمين وتكالا، إذ يقعان في إقليمين مناخيين مختلفين تماماً (الاستوائي، والبحر المتوسط شبه الجاف).

- دراسة العلاقات المتبادلة بين الخصائص المورفومترية في كلا الحوضين.
- إبراز الخصائص المورفومترية لكلا الحوضين، لما لتلك الخصائص من أهمية في إلقاء الضوء على مائئة الروافد النهرية، وإنتاجها الرسوبي، ودورها في تشكيل وتطوير الأشكال الأرضية في أحواضها.

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
د. صبري محمد التوم
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

منطقتا الدراسة :

اشتملت الدراسة على حوضين نهريين، الأول يشكل جزءاً من الأجزاء العليا لحوض وادي الرميمين في وسط غرب الأردن برافديه الأساسيين: وادي زي و وادي الحرمية، ويقع بين خطي طول 20 42 35⁷ و 35 48 12.3³ شرقاً، ودائرتي عرض 12.30 4³ و 32 و 32 7 51.35³ شمالاً، ويتجه نظام التصريف من الغرب إلى الشرق ثم إلى الشمال. والثاني حوض نهر تكالا الذي يشكل أحد الروافد العليا لنظام حوض نهر أولونجات Ulu Langat في ولاية سلانور بماليزيا، المحصور بين خطي طول 18.3 50 101¹ و 32.54⁴ و 101 52² شرقاً ودائرتي عرض 3 3 12.41³ و 3 5 34.14³ شمالاً (الشكل 1).

الملاحق البيئية لحوضي الدراسة :

أولاً : حوض وادي الرميمين:

الوضع الجيولوجي

يعد أحد روافد وادي الرميمين من الجهة الغربية، والذي بدوره يشكل جزءاً من نظام حوض نهر الزرقاء، وهو جزء من الهضبة الكلسية الصوانية ذات التصريف الغوري في وسط غرب الأردن، وأهم الوحدات الصخرية التي تتكشف في المنطقة الوحدة الكلسية العقدية التي ترسبت فوق صخور الحجر الرملي، وتعود إلى السينوماني الأسفل (عابد، 1982)، وتنقسم إلى قسمين: تكوين ناعور (وحدة الحجر الطيني المارلي): ويتكون من تعاقب المارل والغضار مع الكلس الدولوميتي الرمادي مع وجود بعض الصوان، وتتميز بصلابتها، وتشكل أحياناً جروفاً حادة، وتظهر على السطح في مناطق كثيرة، وتكوين الفحيص (وحدة الحجر الكلسي المارلي) ترسب فوق تكوين ناعور، وتظهر على السطح في بعض الأماكن، وترسبت الوحدة الكلسية الأكنودية فوق الوحدة العقدية السابقة، وترجع إلى السينوماني الأعلى (Bender، 1974)، وتنقسم إلى تكوين الحمر الذي يرجع إلى السينوماني، الذي ترسب فوق تكوين الفحيص: ويتكون من تعاقب طبقات الكلس والكلس الدولوميتي مع المارل،

ويحتوي على طبقات من الصوان (خضير، 1988)، ويظهر على شكل شريط ضيق في سفوح وادي الحرمية، يعلوه تكوين شعيب: الذي يعود إلى التوروني (عابد، 1982)، ويتكون من تعاقب مارل وطباشير تتخلله طبقات من الكلس العقدي، وينتشر في وادي الحرمية، وترسبت صخور الوحدة الكلسية الكتلية فوق صخور الوحدة الأكونودية: وهي عبارة عن طبقات متتالية من الكلس الكتلي الصلب رقيق التطابق مع بعض عقيدات وطبقات من الصوان (عابد، 1982)، وتعود إلى التوروني، وتظهر في أجزاء قليلة جداً من أعالي وادي الحرمية.

أدى عدم استقرار غور وادي الأردن، وتوالي عمليات الهبوط حتى البليستوسين الأعلى إلى تصابي الأنظمة النهرية، ومنها حوض الرميمين، فارتفعت نسبة التضرس، والتقطع، وعدم انتظام المقاطع الطولية، والعرضية للأنهار (التوم، 1990)، بالإضافة إلى تكوين الأودية الخانقية، ويظهر ذلك على قطاعات الانحدار المقيسة على المنحدرات الجانبية للأودية (التوم، 2004).

العوامل المناخية :

يتبع الرميمين مناخ البحر المتوسط الجبلي شبه الجاف، وتباين معدلات الأمطار السنوية في الحوض، فيقل معدل سقوط الأمطار كلما اتجهنا ناحية الشرق، فبينما سجل المعدل السنوي 491.7 ملم في محطة أم جوزة؛ تناقص إلى 377.6 ملم في محطة الرميمين الواقعة إلى الشرق من أم جوزة، وتتركز الأمطار في شهور الشتاء، إذ يسقط 85% منها في أشهر كانون الأول وكانون الثاني وشباط وآذار (ديسمبر ويناير وفبراير ومارس).

نظراً لعدم وجود محطة في الحوض لقياس درجات الحرارة، أخذت قراءات محطة البقعة، التي هي أقرب إلى الحوض من جهة الشرق، وتمتاز درجات الحرارة باعتدالها وتراوح معدلاتها الشهرية ما بين 6م في كانون الثاني (يناير) إلى 23م في تموز وآب (يوليو وأغسطس) (التوم، 1990).

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

د. صبري محمد التوم

التربة

تنتشر تربة البحر المتوسط الحمراء والليثوسول المتطورة عن الصخور الكلسية والمارلية والطينية (مورمان 1959 Moorman)، ويختلف سمك التربة من مكان إلى آخر حسب طبيعة درجة الانحدار والموقع، ولوحظت علاقة عكسية بين درجة الانحدار وسمك التربة، باستثناء المناطق التي توجد بها الغابات، ويزداد سمك التربة على المدرجات الجبلية، ونتيجة لقلة الغطاء النباتي العشبي تفتقر التربة إلى الأفق A والمواد العضوية (أبو سمور 1986)، وتتراوح الطاقة الاستيعابية للرطوبة من 8.5 إلى 19.5 % .

تنتشر التربة الفيضية الحديثة في قيعان الأودية، مثل وادي زي، لذلك ترتفع فيها نسبة الطين، ويصل عمقها أحياناً إلى 3 م، وتنتشر بها بعض الكتل الصخرية الصغيرة المتساقطة، والمنقولة لها من المنحدرات شديدة الانحدار.

الغطاء النباتي

تغطي سطح الحوض في مناطق متفرقة شجيرات مختلفة، مثل الصنوبر الحلبي في المناطق التي يزيد ارتفاعاتها على 850م فوق منسوب البحر، في حين تنتشر أشجار البلوط في المناطق المحصورة بين 790 إلى 850م، وتغطي الشجيرات المختلفة أجزاء متفرقة من الحوض، ويتعرض الغطاء النباتي في الحوض إلى عمليات الإزالة؛ لإحلال الزراعة محل الغطاء الشجري (أبو سمور، 1987).

تنتشر الحشائش في مناطق قليلة في الحوض، ولا تزيد ارتفاعاتها على 25سم، ولا تشكل نطاقاً متصلاً بل هي بقع متناثرة، أو تحت الشجيرات الحرجية.

ثانياً : حوض نهر تكالا :

الوضع الجيولوجي

يشكل جزءاً بسيطاً من نظام العرف Range الجبلي، الذي يُعدُّ العمود الفقري

في شبه جزيرة الملايو، ويرجع إلى الترياسي وأوائل الجوراسي (1973) Gobbett and Hutchison، ويعتقد أن هذا التكوين يشكل بأثوليث يتكون معظمه من الصخور الجرانيتية. ويقع حوض تكالا في الجزء الغربي من العرف حيث تسود الصخور الجرانيتية التي ترجع إلى الترياسي والجوراسي، وتصنف صخور الحوض ضمن تكوين جرانيت سمنيه Semenyih Granite الذي يتميز بحبيباته الكبيرة (Roe. 1953).

العوامل المناخية :

يقع الحوض ضمن المناخ الاستوائي الموسمي، المتميز بمعدل سقوط أمطار عالية، له قمتان تتبع الأولى الرياح الموسمية الجنوبية الغربية الممتدة من إبريل إلى سبتمبر، والثانية الرياح الموسمية الشمالية الشرقية الممتدة من أكتوبر إلى مارس، ويتراوح معدل الأمطار في الحوض 2290-2510 ملم/عام.

لا توجد فوارق في المتوسطات الحرارية الشهرية؛ إذ يُعدُّ شهر أيار (مايو) أكثر شهور العام حرارة بمعدل 25.1^م، في حين سجل شهر كانون الثاني (يناير) أدنى المتوسطات بمعدل 23.5^م.

التربة

تصنف تربة حوض تكالا بأنها تربة الأراضي شديدة الانحدار المعروفة باسم رانجوم (Gopinahtan & Paramanathan ، 1979) (Rangom)، وتغلب عليها التربة الرملية الطينية الغرينية والرملية الطينية، ومع العمق تتحول إلى طينية، ويتباين سمك التربة من منطقة إلى أخرى؛ إذ تظهر الصخور مباشرة على سطح المنحدرات أحياناً، وبشكل عام تكسو المنحدرات طبقة من التربة يصل سمكها إلى 6 أمتار أحياناً، يرجع ذلك إلى الظروف المناخية، وتسارع عمليات التجوية المختلفة، وما يلعبه الغطاء

النباتي من دور حماية للتربة من الانجراف (Al- Toum. 1997).

الغطاء النباتي

يقع الحوض ضمن الغابة الاستوائية، فلا تخلو أي بقعة منه من الأشجار، باستثناء مجاري الأنهار التي تغطيها الأغصان من أعلى أحيانا، وتتميز أشجار الغابة هنا بالتنوع الكبير، وكانت نتيجة المسح الميداني لثلاثة منحدرات، ظهور أكثر من خمسين نوعاً، وتباين ارتفاعاتها لتصل إلى أكثر من 50 متراً، وتصنف بـ (Hill Dipterocarp and Non- Dipterocarp - Al Toum. 1997).

يلعب النبات دوراً مهماً في سير العمليات الجيومورفولوجية على المنحدرات، سواء كان ذلك عن طريق عمليات التجوية، أو تقليل تأثير ارتطام قطرات المطر على التربة، وارتفاع معدل التسرب إلى داخل التربة، وتقليل معدل الجريان السطحي.

طريقة الدراسة :

أسلوب الدراسة

من أجل دراسة الخصائص المورفومترية للحوضين قيد الدراسة؛ تم توفير مجموعة من الخرائط والصور الجوية للحوضين، وقد اشتملت على ما يلي:

أولاً: حوض الجزء الأعلى من حوض الرميمين :

- خرائط طبغرافية مقياس 1 : 50000 في لوحتي السلط وصويلح 1947.
- خرائط حوض الزرقاء السفلي أرقام 3، 5، 6 مقياس 1 : 25000 لعام 1977، وبفاصل كنتوري 5 و 10م.
- خرائط جيولوجية مقياس 1 : 25000 لوحات عمان، علان، السلط، العالوك.
- غطاء ان من الصور الجوية مقياس 1 : 25000 تصوير عام 1953 و 1984.

ثانياً : حوض نهر تكالا

- خريطة طبغرافية رقم 94f أولونجات مقياس 1 : 25000 لعام 1969، وبفاصل كنتوري 10 أقدم.

- خريطة جيولوجية للمنطقة نفسها 1 : 100000

طريقة تحديد الشبكة النهرية

تم تحديد شبكة الروافد النهرية على الخرائط الطبغرافية مباشرة كما هي موضحة عليها بواسطة الخط الأزرق، إذ تُعدُّ الخرائط ذات مقياس 1:25000 من أدق الخرائط المستخدمة في الدراسات المورفومترية (عاشور ، 1983)، على الرغم من أنها قد لا توضح بعض روافد المرتبة الأولى، لذلك أشارت دراسات مختلفة إلى أخذ الحيطة والحذر عند التعامل معها (Eyles. 1966 ; Cotton، 1964)، ثم استخدمت طريق تعرجات خطوط الكنتور؛ لتتبع الروافد غير المحددة بالخط الأزرق، وتعتمد على تتبع خطوط الروافد النهرية من خلال انحناءات خطوط الكنتور حتى تصبح خفيفة التقوس (Butzer. 1976 ; Smart. 1972). واستخدم جهاز استيريو سكوب؛ لتتبع الروافد غير الواضحة بالأسلويين السابقين، تلا ذلك العمل الميداني؛ للتأكد من صحة توقيع الروافد النهرية، وتوقيع أي رافد لم يسبق تعيينه، خاصة في حوض تكالا ذي الغطاء النباتي الكثيف الذي يغطي سطح الأرض، فلا تظهر بعض روافد المرتبة الأولى بتحليل الصور الجوية (إلياس 1966). وبذلك تم تحديد ورسم الشبكة النهرية النهائية في الحوضين (الشكل 2)، للمزيد عن الخصائص المورفومترية للأحواض النهرية راجع (Doornkamp & King (1971)، ومحسوب (1998)، وأبو العينين (2000)، وسلامة (2004).

استخدمت عجلة القياس؛ لقياس الأطوال، وبلانيمتر بلاكوم؛ لقياس المساحات على الخرائط، وفي الحالتين كان يتم القياس ثلاث مرات، ويعتمد المتوسط، إلا إذا كان الفرق بين القياسات كبيراً فيتم القياس مرة رابعة. وبناء على ما سبق تم تحديد وتصنيف شبكة الروافد النهرية في كلا الحوضين بجميع رتبها حسب طريقة سترلير 1964 (Strahler) المعدلة عن طريقة هورتون Horton 1945.

تتقسم المؤشرات المورفومترية التي تم قياسها واشتقاقها إلى مجموعتين: الأولى: تشمل العناصر التي قيست، وعينت مباشرة، وتشمل: المساحة، وأطوال

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

الروافد، وعدد الأنهار في كل مرتبة نهريّة، ومحيط وأطوال الأحواض، ومنسوب منطقة المصب وأعلى نقطة في الحوض ورتبة الرافد.
الثانية: تشمل المؤشرات التي تم اشتقاقها، وهي:

1- خصائص الشبكة النهريّة، وتشمل:

$$\text{الكثافة التصريفية (كم/كم}^2\text{)} = \frac{\text{الطول الإجمالي لشبكة الروافد النهريّة (كم)}}{\text{مساحة الحوض (كم}^2\text{)}}$$

$$2\text{.....} \frac{\text{عدد الروافد في الحوض}}{\text{مساحة الحوض (كم}^2\text{)}} = \text{التكرار النهري (روافد/كم}^2\text{)}$$

$$3\text{.....} \frac{\text{عدد الروافد بجميع رتبها في الحوض}}{\text{محيط الحوض (كم)}} = \text{نسبة التقطع}$$

رتبة الرافد:

وتعبر عن مكانة الرافد بالنسبة إلى الشبكة النهريّة في الحوض، وحسبت على أساس أسلوب (Strahler 1964)، فكل رافد لا يغذيه رافد يصنف بالمرتبة الأولى، وهكذا تتكون روافد المرتبة الثانية من التقاء رافدين من المرتبة الأولى، وبالأسلوب نفسه تتكون روافد المرتبة الثالثة، من التقاء رافدين من المرتبة الثانية، وهكذا، وكذلك صنفت روافد المرتبة الأولى، والثانية إلى روافد المصادر (الخارجية)، والروافد الداخلية (سلامة 1980، 1976، Abrahms & Campbell).

$$4\text{.....} \frac{\text{عدد الروافد في مرتبة ما}}{\text{عدد الروافد في المرتبة التي تعلوها}} = \text{معدل أو نسبة التشعب}$$

الخصائص الشكلية

تشمل الخصائص الشكلية المؤشرات التالية:

$$5\text{.....} \frac{\text{مساحة الحوض (كم}^2\text{)}}{\text{مساحة دائرة محيطها يساوي محيط الحوض (كم}^2\text{)}} = \text{الاستدارة}$$

$$6..... \frac{\text{قطر دائرة مساحتها تكافئ مساحة الحوض (كم²)}}{\text{طول الحوض (كم)}} = \text{الاستطالة}$$

$$7..... \frac{\text{مساحة الحوض (كم²)}}{\text{مربع طول الحوض (كم)}} = \text{معامل الشكل}$$

$$8..... \frac{\text{متوسط أطوال الروافد في مرتبة ما (كم)}}{\text{متوسط أطوال الروافد في المرتبة التي تعلوها (كم)}} = \text{معدل أطوال الأنهار}$$

الخصائص التضاريسية

تشمل الخصائص التضاريسية المؤشرات التالية :

$$9..... \frac{\text{فرق المنسوب بين نقطة المصب والمنبع (متر)}}{\text{طول الرافد (متر)}} = \text{معدل انحدار الروافد}$$

$$\text{نسبة التضرس (م/كم)} = \frac{\text{التضرس م (الفرق بين منسوبي أعلى وأخفض نقطتين في الحوض)}}{\text{طول الحوض (كم)}}$$

المنحنى الهبسومتري

يعتمد المنحنى الهبسومتري في حساباته علي العلاقة بين النسب المساحية المحصورة في ارتفاعات مختلفة (Strahler، 1957) .

$$\frac{\text{الارتفاع النسبي}}{\text{المساحة النسبية}} = \text{المعامل الهبسومتري}$$

يتم ذلك من خلال الخطوات التالية :

- حساب نسبة ارتفاع خط كنتور معين فوق مستوى القاعدة للحوض إلى أقصى ارتفاع في الحوض، ويمثل ذلك على الإحداثي الرأسي.

- قياس مساحة الحوض النهري كله، ثم تقاس المساحات المحصورة بين (كل خط كنتور والذي يعلوه) خطوط الكنتور السابق تحديد نسب الارتفاعات لها.

- حساب نسبة المساحة بين أي خط كنتور والخط الذي يعلوه إلى المساحة الكلية للحوض ويمثل على الإحداثي الأفقي .
- توقيع النسب السابقة على الشكل البياني المكون من محورين أفقي ورأسي.
- توصيل النقاط وتقاس المساحة أدنى وأعلى المنحنى؛ لمعرفة مقدار ما تم نحته وما هو المتبقي .

نتائج الدراسة والمناقشة العامة

مساحة الأحواض النهرية

تشكل مساحة حوض الجزء الأعلى من حوض الرميمين (33.25 كم²) ثلاثة أضعاف وربع ضعف مساحة حوض تكالا (9.78 كم²)، وبمقارنة مساحة الأحواض في المراتب النهرية المختلفة (الجدول 1) تبين أن المتوسط العام لأحواض الروافد في المراتب المختلفة في حوض الرميمين يكبر أربعة أضعافها في حوض تكالا، ويمكن ربط مساحة الأحواض النهرية بالظروف المناخية، متمثلة في ارتفاع معدل الأمطار، ونظام سقوطها شبه اليومي، وارتفاع معدل الحرارة اليومي، أدى ذلك إلى سرعة التأثير في التكوين الصخري الجرانيتي في تكالا، في حين حدث عكس ذلك في حوض الرميمين فالظروف المناخية شبه الجافة التي يمر بها الحوض الآن أدت إلى قلة معدل تطور عمليات الحت النهري، والصخور الجيرية أصبحت أكثر صلابة (سلامة، 1980). يمكن تفسير تزايد مساحة حوض الجزء الأعلى من وادي الرميمين بالرغم من تساوي المراتب النهرية في كلا الحوضين إلى عمليات التصابي التي مر بها حوض الرميمين متمثلة في حركات الرفع التي أصابت الهضبة الكلسية، وعمليات الهبوط في مستوى الأساس متمثل في منطقة الغور، بالإضافة إلى الظروف المناخية الرطبة في البلايوستوسين الأعلى فأدت مجتمعة إلى تسارع عمليات الحت الراسي والتراجعي، وساعد على ذلك صخور الحوض الجيرية التي تكون ضعيفة في حالة توافر الرطوبة، فأدى كل ذلك إلى سرعة تطور الحوض سابقا، وببطء العمل الجيومورفولوجي الآن،

و أشار سلامة (1980) إلى قلة الأثر الجيومورفولوجي للأمطار الهائلة مع زيادة مساحة الأحواض النهرية، وفسر ذلك بأن زيادة مساحة الأحواض النهرية يؤدي إلى زيادة الفاقد من مياه الأمطار عن طريق البخر والتسرب، الأمر الذي يؤدي إلى قلة تطوير جريانات مائية بصبيب مائي كبير، ومن ثم قلة الطاقة الحتية للأنهار، أما أبو العينين (2000) فأوضح أن علاقة طردية بين الصبيب المائي، ومساحة الأحواض النهرية. وذلك عكس ما يحدث الآن في حوض تكالا من نشاط حثي كبير جدا بسبب توافر الأمطار، ونظام توزيعها شبه المنتظم على كل أيام السنة، وقلّة مساحة الحوض.

يميل تركيز المساحات الحوضية في كلا الحوضين نحو الفئات الصغيرة، فحوالي 83.5% من إجمالي أحواض المرتبة الأولى مساحتها أقل من 0.2 كم² في الريميمين، وحوالي 65.8% من أحواض المرتبة الأولى في تكالا مساحتها أقل من 0.03 كم²، الملاحظة نفسها تتكرر في مساحة أحواض المرتبة الثانية، إذ إن 62.6%، 71.4% من إجمالي أحواضها تتركز في الفئات الأولى الصغيرة في حوضي الريميمين وتكالا على التوالي، يعني ذلك أن انحناء المنحنى التكراري لتوزيع مساحات المرتبتين في الحوضين يميل في اتجاه اليمين، أو موجب (الشكل 3 أ).

أطوال الروافد :

تركزت معظم أطوال الروافد المائبة في المرتبتين الأولى والثانية في الفئات الدنيا، بمعنى أن التواء المنحنى التكراري لأطوال الروافد كان موجبا في الحوضين (الشكل 3 أ)، و بمقارنة أطوال الروافد نجد أن متوسط أطوال الروافد في حوض تكالا أقل منه في حوض الريميمين (الجدول 1)، ويرجع ذلك إلى زيادة معدل الأمطار في حوض تكالا مما يؤدي إلى سرعة تشكيل روافد المراتب الدنيا على المنحدرات، ومن ثم ترتفع مراتب الروافد المختلفة بشكل سريع، وقد جاء المعدل قريبا من معدل الأطوال الذي

توصل إليه Peh في ماليزيا (Peh, 1980). وتشكل نسبة أطوال روافد المرتبة الأولى من إجمالي أطوال الروافد في كلا الحوضين حوالي 54.6% و 49.9% لكل من حوضي الرميمين وتكالا على التوالي، وهي مشابه لما توصل إليه محمود في حوض دجلة بمصر (محمود، 2005)، وأقل مما سجله سلامة في وادي شعيب في الأردن (Salameh, 1988). أما تطور روافد الرميمين فتأخذ وقتاً أطول بسبب نشاط الحت التراجعي الذي يؤدي إلى إطالة الروافد الموجودة بدلاً من تكوين روافد أخرى، وتوصل إلى النتيجة نفسها سلامة في الأردن (سلامة، 1980). ويستطيع الجيومورفولوجي الاستفادة من أطوال الروافد في معرفة كثافة التعرية، ونقل الرواسب والحمولة، وكمية المياه ومعدل التسرب.

الكثافة التصريفية :

تعدُّ الكثافة التصريفية انعكاساً للظروف البيئية خاصة الأمطار؛ إذ ترتفع الكثافة مع ارتفاع معدلات الأمطار، والصخور قليلة النفاذية؛ لأن ذلك يؤدي إلى زيادة الصبيب المائي، ومن ثم سرعة تطور شبكة الروافد النهرية، ولحساسية الكثافة للظروف البيئية رأى كثير من الكتاب إمكانية اعتبارها أساساً للتمييز بين الأحواض النهرية المختلفة (Horton, 1945 و Strahler, 1957; 1958)، وتكمن أهمية الكثافة في أنها مؤشر على الظروف المناخية (Gregory, 1976)؛ إذ تعمل الأمطار الغزيرة على شدة الحت التراجعي، و يؤدي ارتفاع الكثافة إلى سهولة التصريف، ومن ثم تُعدُّ مؤشراً على حجم وسرعة تطور الفيضانات.

تركزت تكرارات الكثافة التصريفية في الفئات الدنيا؛ إذ سيطرت الفئة الثانية في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين على حوالى 65% من مجموع التكرارات، بمعنى أن التواء المنحنى التكراري للكثافة النهرية كان موجبا (الشكل 3 ب).

ارتفع معدل الكثافة التصريفية في حوض تكالا (5.13 كم/كم²) أكثر من حوض الجزء الأعلى من الرميمين (2.26 كم/كم²)، ومن ثم جميع المراتب النهرية المختلفة

(الجدول 1)، بالرغم من تطور حوض تكالا فوق صخور جرانيتية، والرميمين فوق صخور جيرية. وتبعاً لتصنيف سميث (Smith, 1950)، وستيرلر (Strahler, 1957) فإن الكثافة في حوض الرميمين تصنف النسيج بأنه خشن، أما حوض تكالا فهو متوسط النسيج (Gregory & Willing, 1973).

ويفسر ذلك بزيادة معدل الأمطار، وقلة نفاذية صخر الجرانيت، والغطاء النباتي الكثيف، وارتفاع درجات الحرارة، كل ذلك أدى إلى نشاط وزيادة المياه الجارية السطحية، ومن ثم سرعة تكون روافد على المنحدرات المختلفة في حوض تكالا، العكس في حوض الرميمين، فالصخور الجيرية ذات مسامية ونفاذية عاليتين، الأمر الذي يؤدي إلى زيادة تسرب مياه الأمطار على حساب الجريان السطحي، ومن ثم قلة تطوير روافد نهريّة على المنحدرات، وضعف القدرة الحثية للمجري النهريّة الموجودة فعلاً. لذلك تعكس الكثافة التصريفية الظروف المناخية بشكل أساسي، وأشارت دراسة (Melton, 1957) أن 93% من الاختلافات في الكثافة التصريفية ترجع إلى الظروف المناخية؛ إذ تعمل الأمطار الغزيرة وشدة الحث التراجعي على تقطيع السطح بعدد من الأنهار القصيرة، الشديدة الانحدار، والعميقة السريعة الجريان (أبو العينين، 2000)، و بالمقارنة مع أحواض أخرى من البيئتين نفسيهما تقارب المعدل في تكالا مع نظيره في حوضي لونج Lawing و شونكاك Chongkak في ماليزيا (Lai, 1992)، أما في الأردن فقد انخفض المعدل في حوض الرميمين عن أحواض أخرى تطورت فوق صخور جيرية (4.97 كم/كم²) (سلامة، 1980)، في حين تساوت معها في وادي الكرك في الأردن (2.2 كم/كم²) (القرالة، 2005).

التكرار النهري :

ارتفع متوسط التكرار النهري في تكالا (28.6 مجرى/كم²) عنه في الرميمين (6.9 مجرى/كم²)، بمعنى أن معدل التكرار النهري في حوض تكالا ارتفع إلى أربعة أضعاف نظيره في حوض الرميمين، وهذا المعدل تكرر في كل المراتب النهريّة الأربعة

(الجدول 1)، كذلك اختلف شكل التوزيع التكراري للفئات، إذ سجل أكثر من 60 % من التكرارات في الفئتين الأولى والثانية في حوض الرميمين؛ لذلك ظهر التواء موجب في المرتبتين الأولى والثانية، اختلف شكل التوزيع التكراري في حوض تكالا فكان توزيع القيم أكثر تفلطحاً في المرتبتين الأولى والثانية (الشكل 3 ب). ويدل معدل التكرار النهري على أن النسيج ناعم في حوض تكالا في حين هو متوسط النسيج في الرميمين، ويمكن تفسير ذلك بأن الظروف البيئية في حوض تكالا متمثلة، في: الظروف المناخية الحالية من زيادة الأمطار، وارتفاع متوسط انحدار سطح الحوض العام في تكالا إلى 26.53، والغطاء النباتي الكثيف، وقلة الفاقد من مياه الأمطار بالتسرب والبخر، ومن ثم زيادة الجريان السطحي، كل ذلك أدى إلى زيادة قوة العمل الجيومورفولوجي مثل تسارع عمليات الحت الراسي، والتراجعي، وتطور أودية المنحدرات بشكل سريع رغم أن التكوين الصخري جرانيتي صلب، عكس ذلك قلة الأمطار وقلة متوسط انحدار السطح (10.23) وقلة الغطاء النباتي، وارتفاع مسامية ونفاذية الصخور الجيرية في حوض الرميمين أدى إلى ضعف العمل النهري الحثي، ومن ثم قلة تطوير أودية المنحدرات.

نسبة التقطع

ارتفع معدل نسبة التقطع في حوض تكالا عنه في الرميمين في المراتب الثلاثة العليا (الجدول 1)، وهذا أمر طبيعي؛ إذ يزداد عدد الروافد في تكالا، وتقل المساحة إلى الربع تقريباً. ويرجع ذلك إلى الظروف المناخية الاستوائية، والخصائص التضاريسية في حوض تكالا، فارتفاع نسبة التضرس، ومعدل درجة انحدار المنحدرات والظروف المناخية أدت إلى سرعة تكون الروافد النهريّة على المنحدرات، هذا يؤكد أن الحوض يمر في مرحلة الشباب الجيومورفولوجي.

معدل التشعب :

ارتفعت نسبة التشعب في حوض تكالا (5.2) عنها في الرميمين (4.7) (الجدول 1)، ويفسر ذلك بسرعة تطور الروافد في تكالا عنه في الرميمين بسبب الظروف المناخية

الرطوبة فيه، وتوافق معدل التشعب في حوض تكالا مع ما توصل إليه بيه (Peh. 1980) في ماليزيا. وتشابه المعدل في الريميمين مع ما توصل إليه سلامة (1980) على مستوى كل الأحواض النهرية في الأردن، في حين ارتفع عن المعدل الذي توصل إليه سلامة في وادي شعيب (سلامة 1988 Salameh)، وسجل وادي الكرك معدل تشعب تراوح بين 2.89 و 10 (القرالة 2005)، وفي وادي بيشة الأعلى في السعودية كان المعدل 4.59 (محسوب 1998).

أشكال الأحواض النهرية

تتخذ الأحواض النهرية أشكالاً مختلفة، وقد اشتقت مقاييس الاستدارة والاستطالة والشكل؛ لتحديد مدى اقتراب الأحواض النهرية من المستطيل، أو الدائرة، أو المثلث (الجدول 1) وكانت النتائج على النحو الآتي :

1- الاستدارة

تدل على مدى تقارب أو تباعد الحوض النهرية من الشكل الدائري، وكلما ارتفع المعدل دل على اقتراب شكل الحوض من الشكل الدائري، ارتفع معدل الاستدارة في حوض الريميمين عنه في حوض تكالا، وذلك في المرتبتين الثانية والثالثة، في حين كان العكس في المرتبة الرابعة فسجل 55% في الريميمين و 58% في تكالا، يرجع ذلك إلى طول الفترة الزمنية التي تعرض فيها حوض الريميمين للتحط النهرية، قبل تغير الظروف المناخية من الفترة الرطبة إلى المرحلة شبه الجافة حالياً، بعكس حوض تكالا إذ يشهد حالياً ظروفاً مناخية رطبة تسمح بنشاط حتى كبير. ويلاحظ أن المعدل يمر في المرحلة المتوسطة، يفسر ذلك بأن الروافد النهرية في حوض تكالا تتبع خطوط عيوب جيولوجية، وأنها تأخذ الشكل شبه المتوازي، فجعلت من الحوض يأخذ الشكل المربع لذا ارتفعت نسبة الدائرية فيه.

عند رسم التوزيع التكراري لفئات الاستدارة في الحوضين في المرتبة الثانية جاء التوزيع معتدلاً (الشكل 3 ج).

2- الاستطالة

تشير الاستطالة إلى مدى اقتراب الحوض من الشكل المستطيل، بمعنى الاقتراب من الامتداد الطولي. سجل المعدل ارتفاعاً في جميع مراتب حوض تكالا عنه في الرميمين (الجدول 2) وسجلت المرتبة الرابعة أعلى قيمة في المراتب النهرية في حوض تكالا بلغت 0.84 في حين سجل أقل من ذلك في حوض الرميمين (0.65)، يفسر ذلك بنشاط عمليات الحت الراسي والتراجعي؛ إذ يؤديان إلى إطالة الأودية النهرية في مرحلة الشباب، إضافة إلى ما سبقت الإشارة إليه بأن الروافد في تكالا تتبع خطوط ضعف جيولوجي، وتأخذ الشكل شبه المتوازي، في حين الظروف شبه الجافة في الرميمين أدت إلى شبه تحنط للأشكال الأرضية، بمعنى أن عمليات الحت الراسي والتراجعي شبه متوقفين، وتجدر الإشارة إلى أنه كلما زاد معدل طول الحوض عن عرضه مال الحوض نحو زيادة معدل الاستطالة، وبما أن الحت التراجعي في حوض تكالا أسرع من الحت الجانبي، لذلك تمتد الأحواض في الاتجاه الطولي أكثر منها في الاتجاه العرضي، ويظهر أن الاستطالة مؤشر مهم على عنصري الانحدار والتضرس، فكلما زاد معدلها زادت الاستطالة الناجمة عن معدل زيادة الحت الراسي، وما يتبع ذلك من زيادة الانهيارات الأرضية على جوانب الأنهار، وهذا ما لوحظ في حوض تكالا من تسارع عمليات انهيارات الجوانب النهرية التي أدت إلى ارتفاع معدل انحدار كبير من جوانب الأنهار إلى أكثر من 50. لم يختلف شكل التوزيع التكراري لمعدل الاستطالة عنه في معدل الاستدارة؛ إذ اتخذ الشكل المعتدل في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين (الشكل 3 ج).

3- معامل الشكل:

ارتفع معامل الشكل في حوض تكالا (0.56) عنه في الرميمين (0.33)، ويدل ذلك على أن عرض الأحواض النهرية في منطقة المنابع لا يزيد كثيراً على عرضها في

منطقة المصب في حوض تكالا؛ لأن الأحواض في تكالا تميل إلى الاستطالة أكثر منها إلى الاستدارة. أما في حوض الريميمين فالمعدل قريب من المعدل الذي توصل إليه سلامة (1980) في الأردن، فالأحواض النهرية في الأردن تميل إلى أن تأخذ شكل مثلث، عريض في منطقة المنابع، وضيق في منطقة المصب، قد يفسر ذلك بالنظر إلى شبكة التصريف النهري في الشكل (2)، لنجد أن شبكة المجاري النهرية في حوض الريميمين تأخذ الشكل الشجري في اتجاه عام ناحية الشمال الشرقي، الأمر مختلف في حوض تكالا، فجميع الروافد الفرعية متوازية مع بعضها في اتجاه عام نحو الجنوب؛ لتصب جميعها في الرافد الأساسي الذي يأخذ اتجاهًا عامًا من الغرب إلى الشرق، لذلك الشكل في حوض تكالا يخضع لعوامل البنية الجيولوجية.

درجة انحدار الروافد النهرية والسطح

قلَّ متوسط درجات انحدار الروافد المختلفة في حوض تكالا عنه في الريميمين في المراتب الثلاثة الدنيا، في حين تساوت في المرتبة الرابعة، وقد تركزت معظم تكرارات زوايا الانحدار في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين في الفئات الوسطى، بمعنى أن المنحنى التكراري لفئات انحدار الروافد كان معتدلاً (الشكل 3 د)، وللمقارنة بين الحوضين يلاحظ انخفاض متوسط انحدار الروافد النهرية في جميع المراتب في تكالا إلى 4.92، في حين ارتفع المتوسط في الريميمين إلى 6.36، ويقل انحدار الروافد مع زيادة المرتبة النهرية، وهذا أمر طبيعي في كل الروافد النهرية.

ارتفع متوسط انحدار السطح في تكالا عنه في الريميمين؛ إذ سجل متوسط درجات الانحدار في الحوضين 26.53 و 10.33 على التوالي، وبناء على تصنيف ينج لزوايا الانحدار، يصنف تكالا بأنه شديد الانحدار، في حين أن متوسط الانحدار في الريميمين، يرجع إلى العامل المناخي المتمثل في زيادة كميات الأمطار، وارتفاع كثافتها، إذ أدى إلى زيادة القدرة الحثية للروافد النهرية متمثلة في زيادة معدل الحث الرأسي في تكالا،

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا
د. صبري محمد التوم

ومن ثم زيادة تعميق مجاري الأنهار، وبدوره يزيد من مدى تعرض جوانب المنحدرات إلى الانهيارات الأرضية، لذلك تزيد درجات انحدار المنحدرات في الأجزاء السفلى عنها في الأجزاء العليا، اختلف الوضع في الرميمين، إذ تغيرت الأحوال المناخية إلى الجفاف فانعكس ذلك على قلة العمل الحثي النهري، فأصبح شبه محنط، وأتيحت الفرصة للعوامل الجيومورفولوجية الأخرى أن تسوي المنحدرات، لذلك قلت درجات انحدار المنحدرات به.

نسبة التضرس

زاد متوسط نسبة التضرس في حوض تكالا (80.2م/كم) عنه في الرميمين (76.2م/كم) (الجدول 1)، إلا أن زيادة نسبة التضرس في المرتبة الثانية في الرميمين عنها في تكالا، واقتراب المعدلات من بعضها في المرتبتين الثالثة والرابعة، يؤكد حتمية أن الرميمين مر بظروف مناخية رطبة أدت إلى تقدمه في المرحلة الجيومورفولوجية، ومن ثم زادت المساحات الحوضية، وانخفاض معدل التضرس، و الآن يمر الحوض في مرحلة ركود حتى، في حين العكس في تكالا إذ ما زال الحوض في مرحلة النشاط الجيومورفولوجي، سواء الحث أو النقل النهري، أو الحث في المنحدرات، وما تبع ذلك من تراجع مناطق تقسيم المياه، وانخفاض منسوبها العام، وتراجع المنحدرات (التوم، 2004)، وساعد على سرعة عمليات التعميق النهري كثرة الصدوع في تكالا، وأن معظم الروافد تتبع خطوطاً انكسارية، إضافة إلى أن العلاقة عكسية بين المساحة الحوضية ونسبة التضرس (سلامة، 1980).

المنحنى الهبسومري

بعد استعراض بعض الخصائص المورفومترية في كلا الحوضين من اختلاف وتشابه، وللوقوف على المرحلة الجيومورفولوجية التي يمر بها الحوضان، لذلك تم حساب التكامل الهبسومري للحوضين؛ إذ إن المنحنى يشير إلى مدى التضرس،

والمرحلة الجيومورفولوجية التي تمر بها الأحواض النهرية، ومن ثم سلوك العمليات النهرية في أحواضها.

سجل التكامل الهبومتري 58.5% و 59.3% في حوضي الرميمين وتكالا على التوالي (الشكل 4). وبناء على هذه النتائج يمكننا الحكم بأن الحوضين ربما تجاوزا مرحلة عدم التوازن، ودخلا مرحلة النضج الجيومورفولوجي (شاور، 1982)، وتشير شدة الانحدار في منطقة المصب في كلا المنحنيين إلى شدة عمليات الحت النهرية في المناطق العليا، إلا أن وجه الاختلاف في أن عمليات الحت النهرية الآن شبه متوقفة في حوض الرميمين بسبب ظروف الجفاف، في حين العكس في تكالا إذ يشهد ظروفًا مناخية رطبة، ولاكمال الصورة الجيومورفولوجية نقارن هذه النتائج بأخرى في الظروف المناخية نفسها، بالنسبة إلى الأردن نجد أن المعدل أقل بكثير مما توصل إليه سلامة في وادي شعيب (Salmeh, 1988) والقرالة (2005) في وادي الكرك، في حين تشابه مع دراسة (Lai, 1992) في ماليزيا في حوضي Lawing و Chongkak. يمكن إرجاع التباين والتشابه إلى زيادة مساحة الأحواض النهرية في الأردن عن حوض الجزء الأعلى من الرميمين، في حين تشابه المساحة والظروف المناخية مع تكالا في ماليزيا.

بناء على كل ما سبق نخلص إلى أن الظروف المناخية، خاصة الأمطار، تلعب دورا أساسيا في العمل الجيومورفولوجي النهرية، فزيادة معدل سقوط الأمطار في تكالا (2500 ملم سنويا) أدت إلى زيادة نشاط العمل النهرية فيه، انعكس ذلك على العناصر التالية:

- سرعة تكوين روافد المرتبة الأولى؛ ليرفع بذلك من درجات المراتب العليا، ليتعادل بذلك مع حوض الرميمين الذي يكبره أربع مرات في المساحة تقريبا، بالإضافة إلى ارتفاع كل من معدل الكثافة التصريفية، والتقطع والتشعب.
- أدى ارتفاع معدل الحت الراسي إلى زيادة تعميق الروافد النهرية، وما تبع ذلك من انهيارات جوانب الأنهار؛ ليزيد من درجة انحدارها، ويرفع من معدل التضرس.

- كذلك ارتفع معدل الحت التراجمي فأدى إلى إطالة الأودية؛ ليرفع من معدل الاستطالة.

لكن الظروف شبه الجافة في حوض الجزء الأعلى من الرميمين أدت إلى ضعف العمل الجيومورفولوجي النهري في الحوض، فأصبح النهر ونظامه شبه محنط بعدما تكون في البلايوستوسين يوم أن كانت الظروف المناخية أكثر رطوبة من الآن، ولم يطور النهر كثيرا في نظامه الحالي بالرغم من الصخور الجيرية المنتشرة في الحوض.

خصائص المرتبة الأولى (الروافد الخارجية والداخلية):

تختلف الخصائص الجيومورفولوجية والمورفومترية لروافد المرتبة الأولى في الحوض الواحد وبالمقارنة بين الحوضين، بناء على توزيعها المكاني قسمت إلى قسمين الروافد الخارجية (المصادر) والداخلية. تنتشر الروافد الخارجية على أطراف الحوض بالقرب من المحيط، وهي المسئولة عن تطور المراتب النهرية العليا، وتوسيع مساحة الحوض، وما يتبع ذلك من سرعة تقدم المرحلة الجيومورفولوجية، وعمليات الأسر النهري، في حين تنتشر الروافد الداخلية داخل الحوض، بعيدة عن خط تقسيم المياه مع الأحواض الأخرى (المحيط). يوضح الجدول رقم (2) الخصائص المورفومترية لأحواض المرتبتين الأولى والثانية في الحوضين موضع الدراسة، ومنه يمكن استخلاص النتائج التالية:

ارتفع عدد روافد المرتبة الأولى إلى 98 و 120 رافداً في حوضي الرميمين وتكالا على التوالي، وبذلك اشتملت على نسبة 77.2 % و 78.4 % من إجمالي الروافد التي قطعت سطح الحوضين، شكلت الروافد الخارجية 23 % و 43 % من مجموع أعداد روافد المرتبة الأولى في حوضي الرميمين وتكالا على التوالي، وبالمقارنة مع الأردن فقد ارتفعت في وادي شعيب وبلغت 34.35 % (Salameh، 1988)، وتلتقي معظم الروافد الخارجية مع نفسها؛ لتشكل روافد المرتبة الثانية، وكانت النسبة 72.7 % و 61.5 % في الرميمين وتكالا على التوالي.

تشكل مساحة أحواض المرتبة الأولى من مساحة كلا الحوضين ما نسبته 39.78% من الرميمين و 34.05% من حوض تكالا، زادت مساحة أحواض الروافد الخارجية على الداخلية في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين (الجدول 2)، يرجع ذلك إلى عمليات الحت التراجعي التي تؤدي إلى إطالة الروافد، ومن ثم زيادة مساحتها على حساب منطقة تقسيم المياه مع الأحواض النهرية الأخرى، بعكس الروافد الداخلية التي تقل مساحتها مع تقدم الدورة الجيومورفولوجية، لأنها محصورة في وسط الحوض، وتؤدي إلى تخفيض سطح الحوض، وكل زيادة في أعدادها تكون على حساب مساحة الأحواض الداخلية الأخرى.

الجدول رقم (2): المتوسط والانحراف المعياري الخاص بالروافد الداخلية والصادر في المرتبتين الأولى والثانية في الرميمين وتكالا

المرتبة الثانية				المرتبة الأولى				المؤشر
تكالا		الريمين		تكالا		الريمين		
الداخلية	المصادر	الداخلية	المصادر	الداخلية	المصادر	الداخلية	المصادر	
10	18	15	9	68	52	76	22	عدد الروافد
0.218	0.267	0.519	1.026	0.027	0.029	0.122	0.183	المساحة (كم ²)
0.156	0.219	0.406	0.865	0.018	0.025	0.093	0.093	طول المجرى (م)
492	614	593	840	222	210	426	411	درجة انحدار الروافد
330	638	531	771	119	122	284	206	الكثافة التصريفية
4.978	3.73	8.311	6.319	10.3	9.099	12.2	8.63	التكرار النهري
2.207	2.113	2.371	3.53	4.38	4.688	4.86	3.32	الاستطالة
5.37	5.35	3.21	2.26	9.3	9.57	4.04	2.63	شكل الحوض
0.82	1.38	0.98	0.58	2.9	11.45	1.89	1.47	الاستدارة
22.1	27.5	9.82	5.6	55.3	53.6	12.82	6.74	نسبة التضرس
5.4	24.1	5.42	2.23	36	32.9	9.2	3.1	
0.64	0.67	0.64	0.73	0.61	0.65	0.58	0.65	
0.12	0.14	0.08	0.16	0.06	0.13	0.09	0.13	
0.33	0.37	0.33	0.43	0.30	0.35	0.27	0.34	
0.13	0.15	0.09	0.18	0.07	0.12	0.09	0.14	
0.66	0.60	0.67	0.68					
0.14	0.11	0.13	0.13					
14.5	14.9	16.9	12.1					
3.9	7.8	5.3	4.9					

لم تختلف أطوال الروافد الخارجية عن الداخلية في الحوضين في المرتبة الأولى بكلا الحوضين، في حين في المرتبة الثانية زاد متوسط أطوال الروافد الخارجية عن الداخلية في كلا الحوضين، ولا يوجد تفسير مقنع لهذه الظاهرة، إلا إذا افترضنا أن روافد المرتبة الثانية في الحوضين تشكل الامتدادات العليا للمراتب العليا، وكما سبقت الإشارة إلى أن الروافد النهرية في تكالا تتبع خطوطاً انكسارية في ذلك يعطي الروافد فرصة للتطور السريع.

قلّت درجات انحدار الروافد الخارجية عن الداخلية في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين، يفسر ذلك بطول عمر الروافد الخارجية عن الداخلية، أي تقدم المرحلة الجيومورفولوجية في الروافد الخارجية، الأمر الذي يؤدي إلى قلة انحدار الروافد، وسرعة تكون الروافد الداخلية على المنحدرات المختلفة، الأمر الذي يعكس زيادة في درجات انحدارها.

ارتفع معدل الكثافة للروافد الداخلية عن الخارجية في حوض تكالا في المرتبتين، في حين تقارب المعدل في حوض الرميمين، ويمكن تفسير ذلك بأن عمليات التعرية المتسارعة، وطول فترة الاستقرار المناخي الحالية أدت إلى تطور الشبكة النهرية بشكل متعادل في تكالا، إلا أن استمرار عمليات الهبوط المتكرر في مستوى القاعدة العام في الرميمين سابقاً أدت إلى سرعة تطور الروافد الداخلية، ومن ثم قلة مساحتها، في حين بقيت الروافد الخارجية بعيدة عن تأثير مرحلة التصابي، صاحب ذلك تحول في الظروف المناخية نحو الجفاف في العصر الحديث.

جاءت نتائج الاستطالة لتؤكد كل ما سبق؛ إذ ارتفع معدل الاستطالة للأحواض الخارجية عن الداخلية في المرتبتين (الأولى والثانية) في كلا الحوضين. نخلص إلى وجود اختلافات أساسية في الخصائص الجيومورفولوجية والمورفومترية بين الروافد الداخلية والخارجية في المرتبتين الأولى والثانية بكلا الحوضين.

العلاقات المتبادلة بين المؤشرات المورفومترية

أولاً- بواسطة تطبيق بعض قوانين هورتون

تم تطبيق بعض قوانين هورتون على الشبكة النهرية في كلا الحوضين، وقد رسمت نتائج توفيق المنحنيات على النحو المذكور في الشكل (5).

قانون عدد المجاري النهرية Law of stream numbers

ظهرت علاقة خطية عكسية بين عدد الروافد النهرية والمرتبة النهرية في كلا الحوضين، وارتفع معامل التحديد إلى معدل عال جدا (0.996) في كليهما، بمستوى معنوية عالٍ (0.001)، بمعنى نقص عدد الروافد النهرية مع زيادة المرتبة.

قانون أطوال المجاري النهرية Law of stream lengths

ظهرت علاقة خطية بين متوسط أطوال الروافد النهرية والمرتبة، وتميل العلاقة إلى التجانس والثبات في حوض تكالا أكثر منها في حوض الرميمين، يفسر ذلك بتجانس الظروف المناخية والجيولوجية في تكالا عنها في الرميمين، فارتفع معامل التحديد إلى 0.99 في تكالا، وانخفض إلى 0.93 في الرميمين، وبمعامل ثقة عالية (0.001)، وبذلك انطبق قانون هورتون لأطوال الروافد في الأحواض النهرية.

قانون مساحة الأحواض النهرية Law of basin areas

يتكرر الأمر في العلاقة بين متوسط المساحات الحوضية والمرتبة النهرية، وظهرت العلاقة السابقة نفسها، فقد ارتفع معامل التحديد إلى قيم عالية جدا في كلا الحوضين (0.998)، وبمعامل ثقة بلغ (0.001)، ذلك بسبب أن كل رتبة أكبر من الرتبة التي تسبقها (الأدنى منها) في الحوض، لذلك أحواض المرتبة الثانية أكبر من الأولى والثالثة أكبر من الثانية، وهكذا.

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

قانون انحدار المجاري النهرية Law of stream slopes

ظهرت علاقة خطية عكسية بين متوسط درجة انحدار الروافد والمرتبة النهرية بكلا الحوضين، وقلت درجة الانحدار بنسب تكاد تكون ثابتة، وارتفع معامل التحديد (0.992) في حوض الرميمين عنه في تكالا (0.904). وقد انتظمت النقاط الخاصة بالريميمين حول خط الانحدار، في حين هناك حيود بسيطة لبعض النقاط عن الخط في حوض تكالا، وربما يفسر ذلك بأن بعض الروافد تتبع خطوطاً انكسارية، وأخرى لا تتبعها بالإضافة إلى اختلاف المرحلة الجيومورفولوجية التي يمر بها كلا الحوضين، فحوض تكالا ما زال في مرحلة الشباب المتأخر، ويتمتع بظروف مناخية رطبة تؤدي إلى تسارع عمليات الحت، على العكس من ذلك في حوض الرميمين الذي استطاع ولو بشكل بسيط أن يسوي من مقطعه الطولي بسبب طول عمر الحوض النهرية.

عند رسم متوسط التكرار النهرية على المراتب النهرية جاءت العلاقة خطية عكسية في كلا الحوضين، وارتفع كذلك معامل التحديد إلى 0.94 في حوض الرميمين، في حين انخفضت إلى 0.90 في حوض تكالا.

نخلص إلى القول بأن قوانين هرتون انطبقت على الحوضين عدا بعض النقاط خرجت عن المسار بعد توفيق المنحنيات، وأرجع ذلك إلى أن بعض الروافد النهرية تتبع عيوباً جيولوجية .

ثانيا- العلاقة بين العناصر المورفومترية

1- العلاقة بين أطوال الروافد النهرية والمساحات الحوضية

أظهر تحليل الانحدار بين المساحات الحوضية (م ح) وأطوال الروافد النهرية في المرتبتين الأولى والثانية، سواء طول النهر الأساسي (ط ر) أو مجموع أطوال الروافد في الحوض (مج ط ر) علاقات ارتباط خطية موجبة، وبثقة عالية في الحوضين قيد الدراسة؛ إذ ارتفع معامل التحديد ومعامل الثقة إلى درجة عالية، وكانت العلاقة كما هي مبينة في المعادلات من 11 إلى 16، إلا أن العلاقة لم تظهر بالثقة نفسها في

المرتبة الثالثة بكلا الحوضين، ويرجع ذلك إلى قلة الأحواض في المرتبة الثالثة (أربعة أحواض مرتبة ثالثة في كل من الحوضين).

الحوض	المرتبة	المعادلة	R ²	قيمة F
الرميمين	الأولى	م ح = 0.24768 طر ^{0.79858}	**0.445	76.2
تكالا	الأولى	م ح = 0.8125 طر ^{1.0403}	**0.675	245.3
الرميمين	الثانية	م ح = 0.85988 طر ^{0.65187}	**0.594	32.1
الرميمين	الثانية	م ح = 0.00027 مجطر ^{1.04206}	**0.824	102.9
تكالا	الثانية	م ح = 0.39434 طر ^{0.79142}	**0.820	118.3
تكالا	الثانية	م ح = 0.19114 مجطر ^{1.14306}	**0.960	520.9

** مستوى المعنوية 0.0001 ، م ح مساحة الأحواض ، طر طول الرافد ، مجطر مجموع أطوال

الروافد

وبذلك يمكن حساب قيم مساحات الأحواض النهرية في البيئات الخاصة نفسها بالحوضين من خلال قياس أطوال الأنهار بها، ومساعدة المعادلات الستة السابقة (من 11 إلى 16)، وقد ظهرت قيمة الثابتين أ ، ب بثقة عالية (0.001)، ويعني ارتفاع كل من معامل التحديد ومستوى الثقة، أي إن أية زيادة في مساحة الأحواض النهرية في الحوضين ترجع إلى الزيادة في طول النهر الأساسي، أو مجموع أطوال الروافد النهرية في الحوض، وارتفاع معامل التحديد في المعادلتين 14 و 16 عنه في المعادلتين 13 و 15 مؤشر على أن المساحة في المرتبة الثانية في الحوضين يمكن تفسيرها بأطوال مجموع الروافد، أكثر من تفسيرها بواسطة طول الرافد الأساسي المصنف بالمرتبة الثانية، وقد أشارت دراسات سابقة إلى وجود العلاقات الخطية نفسها بين مساحة الأحواض النهرية وطول الرافد الأساسي أمثال مورجان (1971)، Morgan، و نيوسون (1978)، Newson، وكومار وبياندي (1981)، Kumar & Pandey، وحسان وزملائه (Hassan et al.).

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
 د. صبري محمد التوم
 للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

(1982)، والتركماني (1988)، وشاراما وبيدماجا (Sharma & Padmaja 1982)،
 (1997).

في حين أظهر معامل الارتباط (الجدول 3) أن العلاقة سالبة وبمستوى ثقة عالية بين أطوال الروافد وكل من درجة انحدار الروافد، والتكرار النهري، ونسبة التضرس، ومعدل الاستدارة. ويمكن تفسير ذلك بأن زيادة طول الرافد تؤدي إلى زيادة مساحة الأحواض، لكن في الوقت نفسه يقل معدل الانحدار بسبب زيادة الطول مع ثبات فرق المنسوب، ومن ثم يقل معدل نسبة التضرس، وإطالة النهر حتما سيؤدي إلى زيادة واضحة في طول الحوض، ومن ثم يزيد من معدل الاستطالة، ويقلل من معدل الاستدارة.

الجدول رقم 3 : علاقات الارتباط بين بعض المتغيرات المدروسة

أولاً : علاقات الارتباط بين مساحة الأحواض النهريّة مع بعض المتغيرات المورفومترية في المرتبتين الأولى والثانية في الرميمين وتكالا

الحوض	المرتبة	طول الرافد الأساسي	التكرار النهري	درجة انحدار الرافد الأساسي	عدد الروافد	طول الحوض	نسبة التضرس
الرميمين	الأولى	**0.69	**0.67-	**0.27-	-	-	-
	الثانية	**0.90	**0.62-	*0.57-	**0.83	**0.90	*0.49-
تكالا	الأولى	**0.80	**0.71-	**0.41-	-	-	-
	الثانية	**0.93	**0.55-	**0.21-	**0.86	**0.92	*0.30-

ثانياً : علاقات الارتباط بين الكثافة التصريفية مع كل من المساحة و التكرار النهري وطول الحوض

الحوض	المرتبة	المساحة	التكرار النهري	طول الحوض
الرميمين	الأولى	**0.45-	**0.64	-
	الثانية	**0.40-0	**0.58	*0.32-

-	**0.48	**0.27-	الأولى	تكالا
*0.47-	**0.83	**0.48-	الثانية	

ثالثا: علاقات الارتباط بين طول الرافد الأساسي مع كل من درجة انحدار الرافد الأساسي و التكرار النهري

الحوض	المرتبة	درجة انحدار الرافد الأساسي	التكرار النهري	طول الحوض
الريميمين	الأولى	*0.24-	**0.49-	-
	الثانية	**0.55-	**0.51-	**0.89
تكالا	الأولى	*0.28-	**0.59-	-
	الثانية	*0.20	*0.46-	**0.94

** مستوى الثقة 0.0001

* مستوى الثقة 0.01

مما سبق يتضح أن أحواض المرتبة النهريّة الثانية تميل إلى الاستطالة؛ إذ إن قيمة الأس exponent ارتفعت إلى 0.8 ، وهذا مؤشر على أن مساحة الأحواض تزداد بسبب زيادة في امتدادها الطولي عن امتدادها العرضي، وبذلك تزداد استطالة الأحواض النهريّة ، وكما سبقت الإشارة إلى أن استطالة الأحواض النهريّة تزداد في التكوينات الصخرية الصلبة، ذات الانحدارات الشديدة، وهذا ما تمثل في حوضي الدراسة.

معرفة درجة تأثير المؤشرات المورفومترية المختلفة قيد الدراسة في المساحات الحوضية في الحوضين، ثم تشغيل الانحدار الخطوي مرتين على اعتبار أن مساحة الأحواض متغير تابع، والمؤشرات المورفومترية الأخرى متغيرات مستقلة (الجدول رقم 4) ، ظهر أن أطوال الروافد النهريّة تشكل المتغير الأساسي تفسيراً للتباين في المساحة، إذا حل مؤشر طول الرافد الأساسي في المرتبة الثانية بالدرجة الأولى في حوض الريميمين ($R = 0.82$) ومستوى معنوية (0.0001) ، في حين جاء مؤشر مجموع أطوال الروافد النهريّة في الدرجة الأولى بالمرتبة الثانية في حوض تكالا، وبمعامل تحديد ارتفع إلى 0.97 وبمستوى معنوية للمؤشرين (0.0001) ، واحتل مؤشر الكثافة

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
 د. صبري محمد التوم
 للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

التصريفية الدرجة الثانية، بمعامل تحديد بلغ 0.10 ، و 0.01 لكل من حوضي الرميمين
 وتكالا على التوالي، وحل في الدرجة الثالثة التكرار النهري.

2- العلاقة بين الكثافة التصريفية ومساحة الأحواض النهرية

أظهر تحليل الارتباط أن الكثافة التصريفية ترتبط بعلاقات عكسية مع مساحة
 الأحواض، وبالعلاقات ارتباط موجبة مع التكرار النهري، أما مؤشر مساحة الأحواض
 ارتبط بعلاقات موجبة وعالية، وذات دلالة إحصائية مع كل من عدد الروافد في
 الحوض، وطول الحوض، في حين ارتبط بعلاقات سالبة مع كل من درجة الانحدار،
 ونسبة التضرس، والكثافة التصريفية، والتكرار النهري. وهذا أمر طبيعي فقد سبقت
 الإشارة إلى أن زيادة أطوال الروافد تؤدي إلى زيادة المساحة، لذلك فإن المساحة
 تزداد مع زيادة عدد الروافد؛ لأن تشكيل أي رافد جديد، خاصة الخارجية منها سوف
 يؤدي إلى زيادة في المساحة، وزيادة المساحة ستؤدي إلى قلة التضرس، وقلة التضرس
 تؤدي إلى قلة عدد الروافد، ومن ثم يقل معدل التكرار النهري (الجدول رقم 3).

معنى ذلك أن العلاقة خطية سالبة بين المتغيرين، وهذه النتائج أكدت نتائج
 دراسات سابقة مثل (Pethick (1975)، و(Ferguson (1978)، و(Engstrom & 1989
 1981). بمعنى كلما زادت مساحة الأحواض النهرية قلت كثافتها النهرية،
 ويمكن التوقع ببساطة قيمة الكثافة التصريفية من مساحة الأحواض النهرية طبقاً
 للمعادلات الأربعة (17 إلى 20).

أخذت نتيجة توفيق المنحنيات بين المتغيرين * والكثافة التصريفية (ك ت)
 ومساحة الأحواض النهرية (م ح) * في المرتبتين الأولى والثانية في الحوضين
 العلاقات التالية:

الحوض	المرتبة	المعادلة	r^2	قيمة F
الريميمين	الأولى	ك ت = 1.2367 م ح - 0.44293	××0.336	48.1
تكالا	الأولى	ك ت = 2.2458 م ح - 0.35065	××0.377	71.6
الريميمين	الثانية	ك ت = 2.384 م ح - 0.20452	××0.239	6.9
الريميمين	الثانية	ك ت = 3.9722 م ح - 0.1659	××0.438	20.2

**مستوى المعنوية 0.0001 ، * مستوى المعنوية 0.01

لمعرفة أكثر المؤشرات المورفومترية تأثيراً في معدل الكثافة التصريفية، تم تشغيل الانحدار الخطوي على اعتبار الكثافة التصريفية متغيراً تابعاً والمتغيرات الأخرى مستقلة في المرتبة الثانية، فاحتل التكرار النهري الموقع الأول في المرتبتين الأولى والثانية في حوض الرميمين والثانية في تكالا، في حين جاءت مساحة الأحواض في موقع متأخر؛ إذ بلغ معامل تحديد في المرتبة الثانية 0.07 و 0.09 لكل من حوضي تكالا والرميمين على التوالي (الجدول رقم 4)، وهذا يعكس مدى العلاقة بين المساحة والكثافة التصريفية وإن كانت عكسية .

(الجدول رقم 4) : نتائج تحليل الانحدار الخطوي في المرتبتين الأولى والثانية في الحوضين

عند أخذ المساحة والكثافة التصريفية كمتغيرين تابعين، وباقي المتغيرات كمتغيرات مستقلة

المتغير التابع	الكثافة التصريفية في تكالا		المساحة في الرميمين	الكثافة التصريفية في الرميمين		المساحة في تكالا
	المرتبة الأولى	المرتبة الثانية		المرتبة الأولى	المرتبة الثانية	
المتغيرات المستقلة	المرتبة الأولى	المرتبة الثانية	المرتبة الثانية	المرتبة الثانية	المرتبة الأولى	المرتبة الثانية
المتغير	التكرار النهري	التكرار النهري	طول النهر	التكرار النهري	التكرار النهري	إجمالي أطوال الروافد
معامل التحديد (R ²)	**0.40	**0.34	**0.82	**0.45	**0.69	**0.96
المتغير	طول النهر الأساسي	الاستدارة	الكثافة	الاستطالة	المساحة	الكثافة
R ²	**0.22	0.18	**0.10	**0.28	××0.07	0.01
المتغير	المساحة	نسبة التقطع	إجمالي أطوال الروافد	التكرار النهري	إجمالي أطوال الروافد	التكرار النهري
R ²	**0.13	0.13	0.03	**0.08	0.07	×0.01
المتغير	إجمالي أطوال الروافد	إجمالي أطوال الروافد	التكرار النهري	شكل الحوض	شكل الحوض	شكل الحوض
R ²	0.15	0.15	0.02	0.05	0.05	0.05
المتغير	المساحة	المساحة	المساحة	المساحة	المساحة	المساحة
R ²	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
مجموع R ²	0.75	0.89	0.97	0.81	0.88	0.98

** مستوى الثقة 0.0001 * مستوى الثقة 0.01

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
 د. صبري محمد التوم
 للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

3- العلاقة بين الكثافة التصريفية والتكرار النهري

ظهرت علاقة خطية موجبة بمستوى ثقة عال جداً، وأظهر توفيق المنحنيات بين الكثافة التصريفية (ك ت)، والتكرار النهري (ت ن)، وارتفع معامل التحديد، وأخذت العلاقة بينهما في المرتبتين الأولى والثانية وفي كلا الحوضين الشكل الآتي (المعادلات من 21 إلى 24):

الحوض	المرتبة	المعادلة	r^2	قيمة F
الريميمين	الأولى	ك ت = 1.2366 ت ن + 0.44301	**0.34	48.1
تكالا	الأولى	ك ت = 2.2466 ت ن + 0.35055	**0.38	71.5
الريميمين	الثانية	ك ت = 1.3088 ت ن + 0.37335	**0.43	16.4
تكالا	الثانية	ك ت = 2.1414 ت ن + 0.29205	**0.63	44.3

** مستوى المعنوية (0.001)

هنا تأكيد لنتائج دراسات سابقة توصلت إلى العلاقات نفسها، مثل (Melton، 1957) و (Newson، 1978). وأكد تحليل الانحدار الخطوي هذه النتيجة عند اعتبار الكثافة التصريفية في المرحلة الثانية متغيراً تابعاً، وباقي المتغيرات كمتغيرات مستقلة. احتل مؤشر التكرار النهري الدرجة الأولى في الحوضين، وقد بلغ معامل التحديد 0.69 و 0.34 في تكالا والريميمين على التوالي، وبمستوى معنوية عالٍ جداً (الجدول رقم 4).

النتائج :

خلصت الدراسة إلى الإجابة عن مجموعة الأسئلة التي طرحت في البداية، ولبت الأهداف العامة للدراسة، وأهم هذه النتائج هي :

- بروز دور العوامل المناخية أساسية في العمل الجيومورفولوجي، فالرطوبة الآن في حوض تكالا لعبت وما زالت تلعب دوراً مباشراً على سير العمليات الجيومورفولوجية

النهرية، متمثلة في زيادة معدلات الحث الراسي والتراجعي في الروافد النهرية، فأدى ذلك إلى تكرار عمليات الانهيارات الأرضية على السفوح الدنيا المجاورة مباشرة لتلك المجاري النهرية، بالرغم من أن صخور الحوض من الجرانيت الصلب جدا قليل المسامية و النفاذية . في حين اختلف الوضع في حوض الجزء الأدنى من الريميمين؛ إذ تشهد المنطقة مرحلة شبه جفاف الآن أثرت سلبا في العمل الجيومورفولوجي النهري، وجعلته شبه محنط، كيف لا والعامل النهري نفسه ضعيف جدا، على الرغم من أن صخور الحوض صخور جيرية ضعيفة أمام الرطوبة؛ إذ ترجع غالبية تطور الشبكة النهرية والأشكال الأرضية في الحوض إلى الفترات الرطبة التي مرت علي الحوض في البلايوستوسين.

- وجود اختلافات في الخصائص المورفومترية بين الحوضين متمثلة في زيادة أطوال الروافد، وزيادة مساحة أحواضها في حوض الريميمين عنها في تكالا، على العكس من ذلك زاد معدل الكثافة، والتكرار النهري في حوض تكالا عنه في الريميمين. ارتفع معدل الاستطالة في تكالا ، في حين ارتفع معدل الاستدارة في الريميمين . ارتفع معدل نسبة التضرس وقل معدل انحدار الروافد في تكالا، وعلى العكس من ذلك في حوض الريميمين بمعنى قل معدل نسبة التضرس، وارتفع معدل انحدار الروافد.

- انطبقت قوانين هورتون على كلا الحوضين، وقد أخذت العلاقة بين مجموعة من المتغيرات المورفومترية (متوسط مساحة الأحواض، ومتوسط أطوال الروافد، وعدد الروافد، و متوسط درجات انحدار الروافد، والتكرار النهري)، والمرتبة النهرية العلاقة الأسية (ص = أس^٣) .

- أظهر توفيق المنحنيات أن العلاقة الأسية (ص = أس^٣) كانت أفضل الروابط التي أظهرها التحليل في العلاقة بين المؤشرات المختلفة سواء أكانت العلاقة سالبة أم موجبة، فقد ارتبطت مساحة الأحواض بعلاقات ارتباط موجبة وأسية مع أطوال الروافد في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين. وقد أظهر تحليل الانحدار الخطوي أن أطوال الروافد من أهم المؤشرات المورفومترية تفسيرا للتباين في

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا
د. صبري محمد التوم

المساحات الحوضية، إذ ارتفع معامل التحديد إلى أكثر من 80% في المرتبة الأولى في كلا الحوضين. وتكررت العلاقة نفسها بين الكثافة التصريفية ومساحة الأحواض، وكانت العلاقة سلبية في المرتبتين الأولى والثانية في كلا الحوضين. ارتفع معامل الارتباط الإيجابي بين الكثافة التصريفية والتكرار النهري في الحوضين، وقد أظهر تحليل الانحدار الخطوي أن التكرار النهري أهم المؤشرات المورفومترية تفسيراً للتباين في الكثافة التصريفية، واحتل المرتبة الأولى في كلا الحوضين.

المراجع العربية والأجنبية

- أبو العينين، حسن سيد (2000) أصول الجيومورفولوجيا، دراسة الأشكال التضاريسية لسطح الأرض، ط 12، مؤسسة الثقافة الجامعية، الإسكندرية .
- أبوسمور، حسن (1987) الطبقات النباتية المكونة للمجموعات النباتية في حوض وادي زي، دراسات، العلوم، 12 : 15-37.
- التركماني، جودة فتحي (1988) تطبيق الطرق الكمية؛ للكشف عن بعض خصائص الأودية في منطقة شرق شبه جزيرة سيناء، المجلة الجغرافية العربية، 20: 101-135 .
- التوم، صبري محمد (1990) حوض وادي الرميمين «دراسة جيومورفولوجية»، رسالة ماجستير غير منشورة، الجامعة الأردنية، عمان.
- التوم، صبري محمد (2004) مورفولوجية المنحدرات في الجزء الأعلى من حوض الرميمين وحوض تكالا - دراسة في الجيومورفولوجية المناخية، مجلة الجامعة الإسلامية- غزة، 12 (2) : 59-87.
- القرالة، محمد جميل (2005) التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية لحوض وادي الكرك، حويليات كلية الآداب جامعة عين شمس، 30: 171-194 .
- جودة، جودة حسنين (1998) الجيومورفولوجيا علم الأشكال الأرضية، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية.
- خضير، كمال محمد (1988) جيولوجية عمان، شقير وعكشة للطباعة والنشر، عمان.
- سلامة، حسن رمضان (1980) التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية للأحواض المائية في الأردن، دراسات، 7 (1) : 97-132.
- سلامة، حسن رمضان (2004) أصول الجيومورفولوجيا، دار الميسرة، الأردن .
- شاور، آمال (1982) التعبير الكمي لدورة التعرية عند ديفز مع التطبيق على بعض الأودية في مصر، المجلة الجغرافية العربية، 14: 39-55.
- عابد، عبد القادر (1985) جيولوجية الأردن، مكتبة النهضة الإسلامية، عمان.
- عاشور، محمود محمد (1983) التحليل المورفومتري لشبكات التصريف المائي (مصادر البيانات

التحليل الجيومورفولوجي للخصائص المورفومترية
للجزء الأعلى من حوض وادي الرميمين وحوض نهر تكالا

وطرق القياس) ، المجلة الجغرافية العربية، 15: -124 101 .
محسوب، محمد صبري (1998) جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربي، القاهرة.
محمود، سمير سامي (2005) جيومورفولوجية وادي دجلة، المجلة الجغرافية العربية، 45: 341 -
391.
مزرا ، معراج نواب و البارودي، محمد سعيد (2005) السمات المورفولوجية والخصائص المورفومترية
والهيدروولوجية لأودية الحرم المكي ، مجلة جامعة أم القرى للعلوم التربوية والاجتماعية والإنسانية،
عدد خاص : 175:264.

- Abrahams. A. D.. (1984) Channel networks a geomorphological perspective: WRR. 20:161168-.
- Abrahams. A. D.. (1972) Drainage densities and sediment yields in Eastern Australia. Aust. Geogr. Studies. 10: 1941-.
- Abrahams. A. D.. & R. N. Campbell (1976) Source and tributary- source link lengths in natural channel networks. Geol. Soc. Am. Bull.. 87: 10161020-.
- Al-Toum. S. M. M.. (1997) Surface erosion study in the granite area of Hulu langat. Selangor D. E.. Malaysia. Unpublished Ph.D thesis. UKM. Malaysia.
- Bender. F.. (1974) Geology of Jordan. Gebruder Borntraeeger. Berlin.
- Butzer. K. W.. (1976) Geomorphology from the Earth. New York. Haper & Row Publishers.
- Chorley. R. J.. (1957) Illustrating the Laws of Morphometry. Geol. Magazine. 94: 140-150.
- Cotton. C. A.. (1964) The control of drainage density. N. Z. J. Geol. & Geophy.. 7: 348352-.
- Day. D. G.. (1980) Lithologic controls of drainage density: a study of six small rural catchments in New England. N.S.W. Catena. 7: 339351-.
- Doornkamp. J. C.. & King. C. A. M.. (1971) Numerical analysis in geomorphology an introduction. Edward Arnold. London. 272p
- Engstrom. W. N.. (1989) Morphometric analysis of mountain drainage basins in the basin and range province. U S A. Z Geomorph N F 33 (4): 443453-.
- Engstrom. W. N.. (1981) Quantitative Geomorphology of Some Desert Mountain Drainage Basins. Z Geomorph N F.. 25 (4): 383390-.
- Eyles. R. J.. (1966) Stream representation on Malayan Maps. J. Trop. Geography. 22:

19-

- Ferguson, R. I. (1978) Drainage density - basin area relationship. Area. 10: 350352-.
- Gregory, K. J., (1976) Drainage network and climate. In: Geomorphology and climate. Derbyshire, E. (Ed) London: John Wiley and Sons.
- Gregory, K. J., & D.E. Walling (1973) Drainage Basin Form and Process: A Geomorphological Approach. London: Edward Arnold. 456p.
- Gobbett, D. J., & C. S. Hutchinson (1973) Geology of the Malay Peninsula. Wiley-Interscience. New York: John Wiley and Sons.
- Gopinahtan, B., & S. Paramanathan (1979) Steepland soils of Peninsular Malaysia. In: Malaysian Seminar on fertility and management of deforested land. 6167-.
- Hassan, F. A., M. A. Yehia, A. M. Abdallah & H. Hamroush (1982) Morphometry of desert wadi drainage on the West Bank between Danfiq and Ballas. Luxor- Qena Region. Egypt. Qatar Univ. Sci. bull., 2 (1): 143166-.
- Horton, R. E., (1945) Erosional development of streams and their drainage basins. Bull. Geol. Soc. Amer., 56: 275370-
- Kumar, A., & Pandey, R. N., (1981) Quantitative geomorphology of small drainage basins of Hazaribagh plateau. Geogr. Rev. India. 43 (2): 196203-.
- Lai, F. S., (1992) Sediment and solute yields from logged, steep upland catchments in Peninsular Malaysia. Unpublished Ph.D thesis. University of Manchester. UK.
- Maxwell, J. C., (1955) The bifurcation Ratio in Horton's law Numbers. Am. Geophys. Union. Tr., 36 : 520.
- Melton, M. A., (1957) An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. tech. Report. II. office of naval research. Dept. Geol., Colombia Univ. NY.

- Moorman. F.. (1959) Report to the government of Jordan on soil of east Jordan. FAO. no. 1132.
- Morgan R. P. C.. (1971) A morphometric study of some valley systems on the English chalklands. Ins. Br. Geogr., 54: 3343-.
- Morisawa. M. E.. (1959) Relation of morphometric properties to runoff in the little Mill Greek. Ohio. Drainage basin tech. Report No. 17. Dep. Geol., Colombia Univ. NY
- Padmaja. G.. (1975) Some aspects of quantitative drainage characteristics of the Dhund basin. Geogr. Rev. India. 37 (2): 158164-.
- Pethick J. S.. (1975) A note on the drainage density- basin area relationship. Area. 7:21722-.
- Roe. F. W.. (1953) The geology and mineral resources of the neighbourhood of Kuala Selangor and Rasa-Selangor. Federation of Malaya. with an account of Geology of Batu Arang Coalfield. Geol. Sur. Dept. Memoir No. 7. New Series. Kuala Lumpur: Caxton Press.
- Salameh. H. R.. (1988) Morphology of the first-order streams in a semi-arid watershed. Wadi shueib Basin. Jordan. Arab J. for the humanities. 8 (30): 405435-.
- Schumm. S. A.. (1956) Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy. New Jersey: Geol. Soc. Am. Bull., 67: 597646-.
- Shreve. R. L.. (1966) Statistical law of stream numbers. J. Geology. 74: 1738-.
- Sharma. H.S.. & G. Padmaja. (1977) Quantitative geomorphic characteristics of streams of the morel basin. Rajasthan. Geogr review of India. 39 (4) : 353366-.
- Smart. J. S.. (1972) Quantitative characterization of channel network structure. WRR., 8(6) :148796-.

- Strahler. A.N.. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. Trans. Am. Geophys. Union. 38 (6): 913920-.
- Strahler. A. N.. (1958) Dimensional analysis applied to fluvial eroded landforms. Bull. Geol. Soc. Am.. 69: 279300-.
- Strahler. A. N.. (1964) Quantitative geomorphology of drainage basin and Channel Networks. Part II Sect 4-II. In: Handbook of Applied Hydrology. V. T. Chow (Ed.) New York: McGraw-Hill Book Company, Section 4-II.
- Wilson. I.. (1971) Drainage density, length ratios, and lithology in a glaciated area of southern connecticut. Geol. Soc. Am. Bull.. 82: 29552956-.
- Zakaria A. S.. (1972) Morphometry of part of Kelantan river catchment. Sains Malaysian. 1 (1): 5976-.

الجدول رقم (1) : المتوسط (س -) والانحراف المعياري (ع) للخصائص المورفومترية المقاسة والحسوبة علي جميع المراتب النهرية في الريمين وكالا

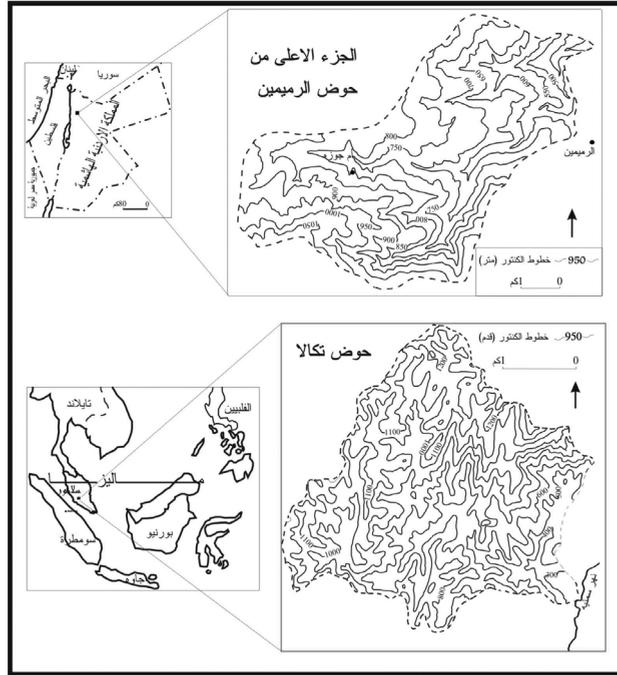
أولا : المساحة وطول الرافد، والكثافة النهرية والتكرار النهرى ونسبة التقطع وعدد الروافد ومعدل الشعب

معدل الشعب	عدد الروافد		نسبة التقطع		التكرار النهرى		الكثافة النهرية		أطوال الروافد (م)		المساحة (كم ²)		التغير	
	كالا	الريمين	كالا	الريمين	كالا	الريمين	كالا	الريمين	كالا	الريمين	كالا	الريمين	المرتبة النهرية	الريمين
4.6	4.1				34.6	8.62	7.8	1.9	119	267	0.021	0.097	س -	0.136
		98			54.59	11.45	9.42	3.72	217	423	0.028	0.136	ع	
													س -	
7	6	28	24	2.121	25.57	8.23	5.36	2.85	571	685	0.25	0.709	س -	0.651
				0.602	19.56	5.42	1.19	0.96	546	627	0.197	0.651	ع	
			4	3.75	18.7	4.25	5.15	2.21	1323	1788	1.275	5.358	س -	3.13
4	4			0.742	4.89	1.29	0.53	0.52	654	1195	0.969	3.13	ع	
			1	10.465	15.75	3.79	5.13	2.26	4937	10510	9.78	33.25	س -	
													ع	

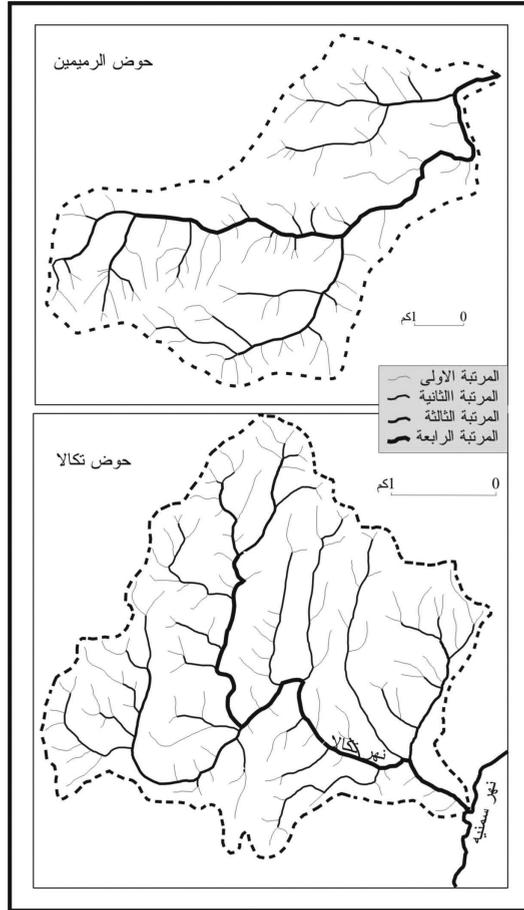
ثانيا : الاستدارة والاستطالة والشكل ودرجة الانحدار ونسبة التضررس

نسبة التضررس	درجة الانحدار		الشكل		الاستطالة		الاستدارة		التغير	
	كالا	الريمين	كالا	الريمين	كالا	الريمين	كالا	الريمين	المرتبة النهرية	الريمين
*	9.78	11.39	0.32	0.298	0.63	0.598	*	*	س -	*
			0.10	0.109	0.10	0.109			ع	
147.3	150.5	4.178	7.564	0.36	0.66	0.677	0.61	0.67	س -	0.67
66	55.7	2.192	2.954	0.14	0.133	0.122	0.126	0.12	ع	0.12
111.2	87.9	3.183	3.945	0.53	0.75	0.69	0.53	0.68	س -	0.68
3.18	17.2	2.022	1.559	0.13	0.15	0.05	0.13	0.11	ع	0.11
80.2	76.2	2.545	2.536	0.56	0.84	0.65	0.58	0.55	س -	0.55
									ع	

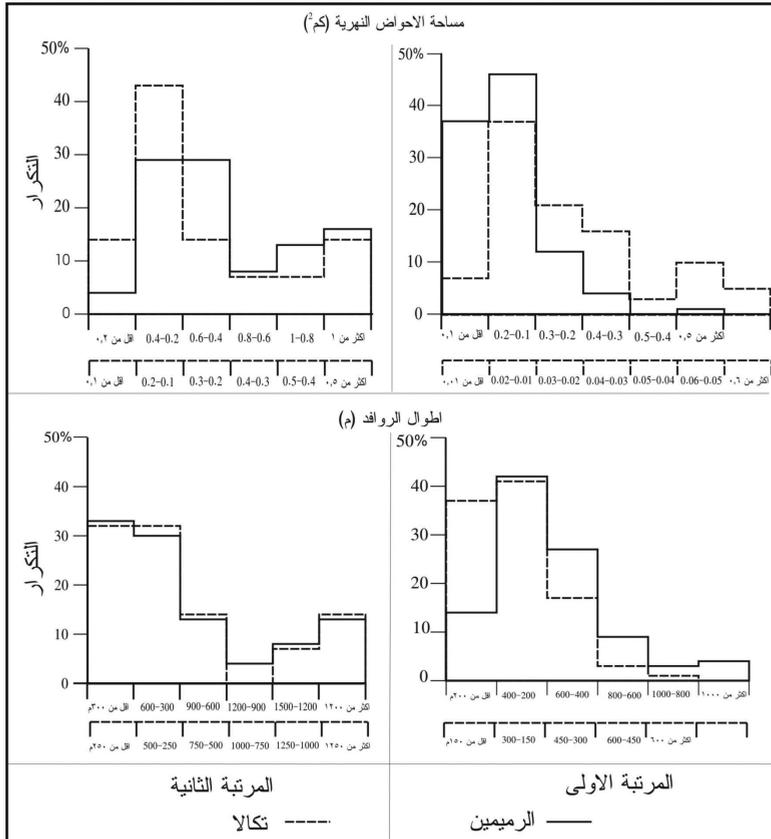
* القيمة لم تحسب



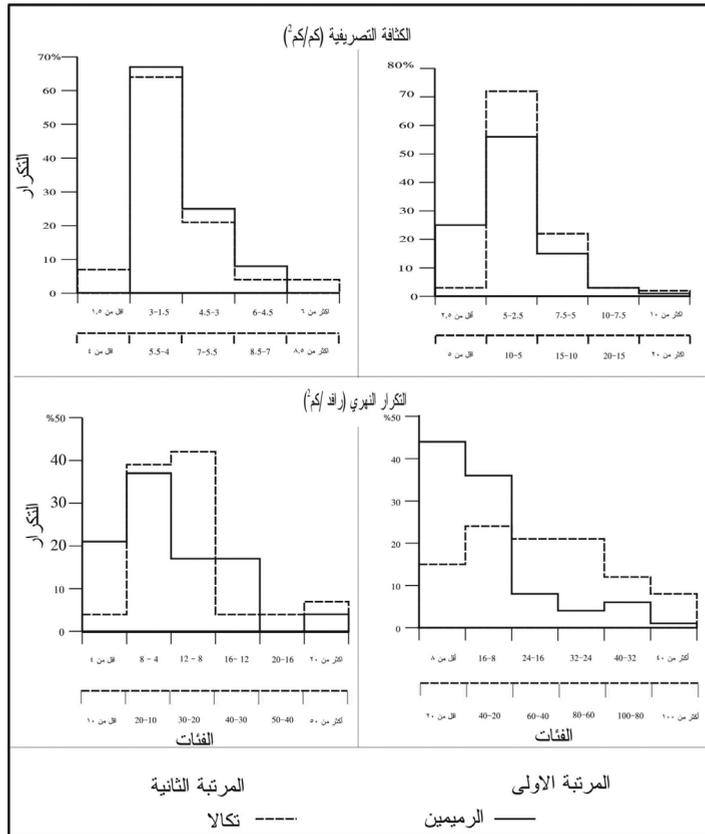
الشكل رقم (1): موقع الخريطة الكنتورية لكل من الجزء الأعلى من حوض الرميمين وحوض تكالا



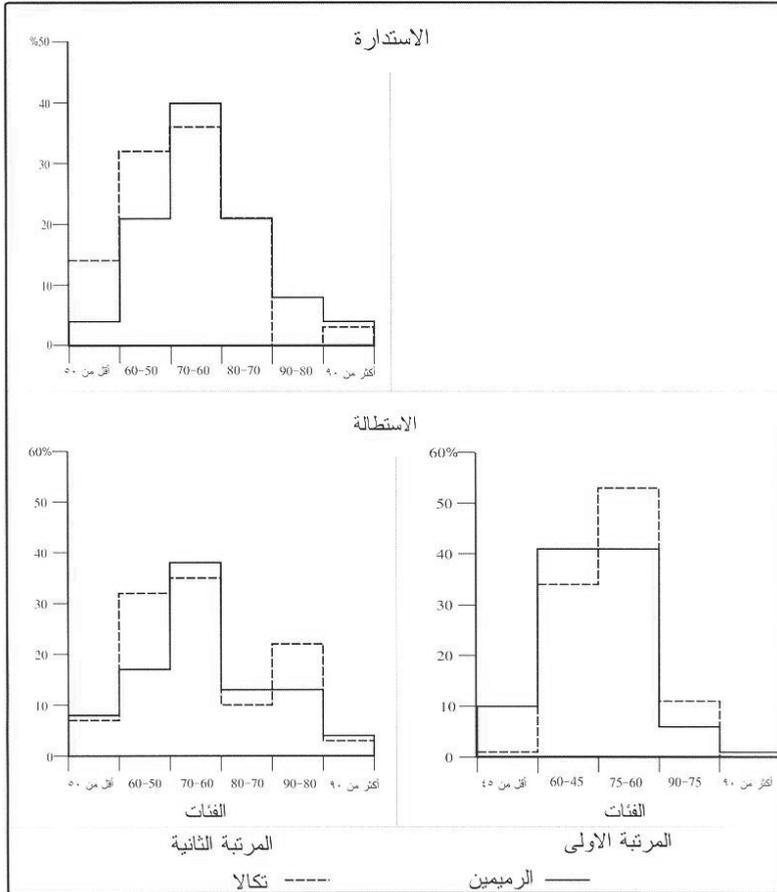
الشكل رقم (2): المراتب النهرية في الحوضين



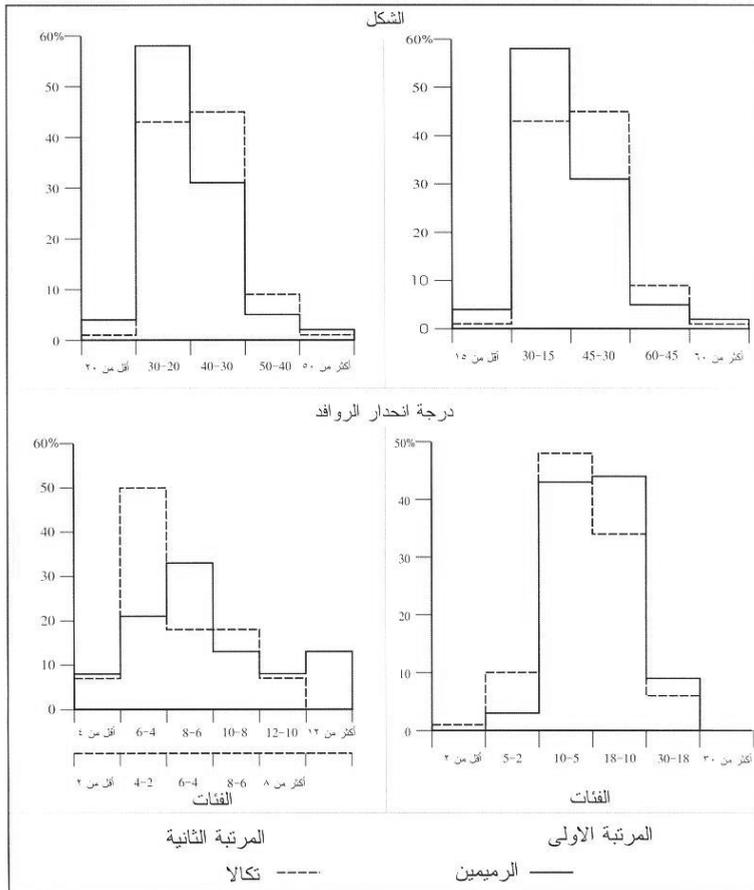
الشكل رقم (3): بعض التكرارات النهرية في المرتبتين الأولى والثانية من حوضي الجزء الأعلى من الرميمين وتكالا



الشكل رقم (3 ب): بعض التكرارات النهريّة في المرتبتين الأولى والثانية من حوضي الجزء الأعلى من الرميمين وتكالا

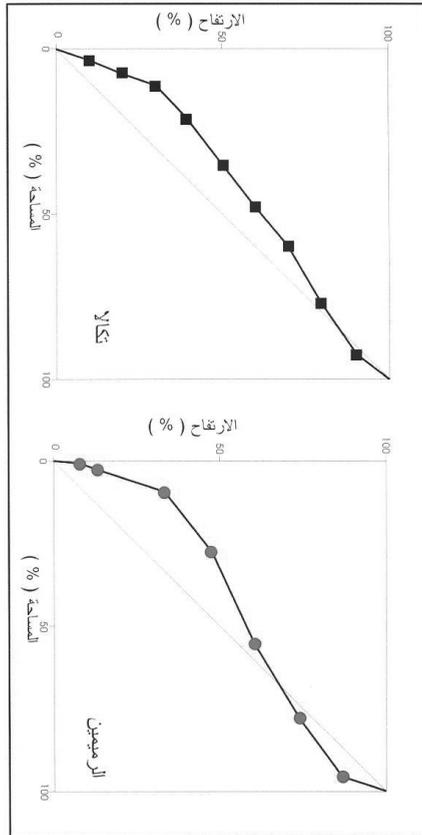


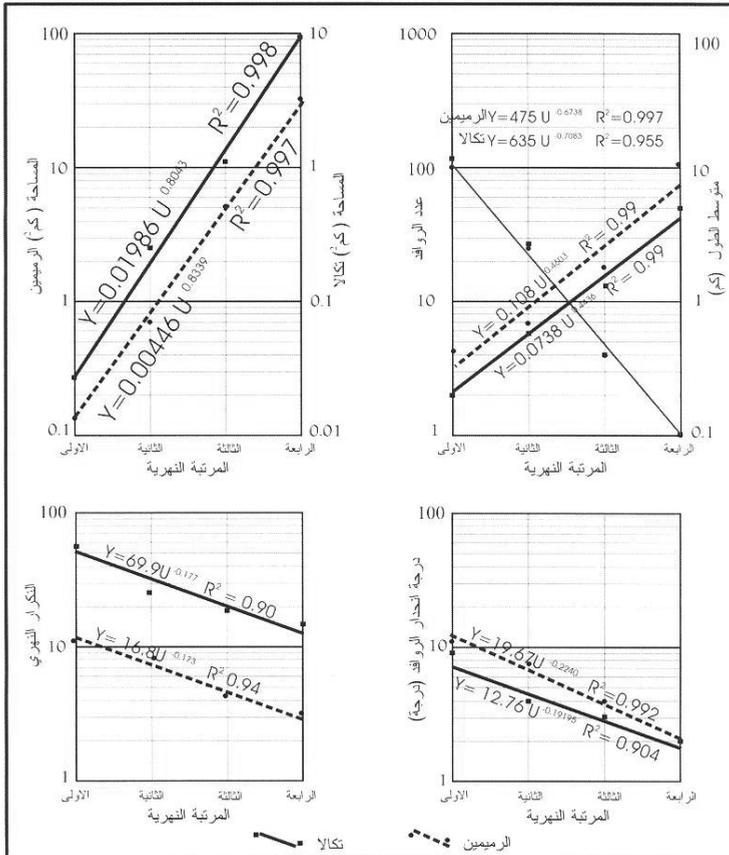
الشكل رقم (3 ج): بعض التكرارات النهرية في المرتبتين الأولى والثانية
من حوضي الجزء الأعلى من الرميمين وتكالا



الشكل رقم (3 د): بعض التكرارات النهريّة في المرتبتين الأولى والثانية من حوضي الجزء الأعلى من الريميمين وتكالا

الشكل رقم (4) : المنحنى الهيسومتري لحوضي تكالا والجزء الأعلى من الرميمين





الشكل رقم (5) العلاقات المتبادلة بين المرتبة النهرية وكل من المساحة وعدد الروافد النهرية ودرجة انحدارها ومتوسط أطوالها في كلا الحوضين

Tomozeiu, R. Busuioc, A. Stefan, S. 2002. Changes in Seasonal Mean Maximum Air Temperature in Romania and their Connection with Large-Scale Circulation. *International Journal of Climatology*, 22: 12181-1196.

Turkes, M. and Erlat, E. 2003. Precipitation Changes and Variability in Turkey Linked to the North Atlantic Oscillation During the Period 1930-2000. *International Journal of Climatology*, 23: 1771-1796

Turkes, M and Erlat E. 2005. Climatological Responses of Winter Precipitation in Turkey to Variability of the North Atlantic Oscillation During the Period 1930-2001. *Theoretical and Applied Climatology*, 81: 45-69.

Uvo, C. 2003. Analysis and Regionalization of Northern European Winter Precipitation Based on its Relationship with the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 23: 1185-1194

Wedgbrow, C.S. Wilby, R.L. Fox, H.R. and O'Hare, G.O. 2002. Prospects for Seasonal Forecasting Summer Drought and Low River Flow Anomalies in England and Wales. *International Journal of Climatology*, 22: 219-236.

Wilby, R.L. O'Hare, G.P. Barnsley, N. 1997. The North Atlantic Oscillation and British Isles Climate Variability. *Weather*, 52: 266-276.

Wang, W. Anderson, B.T. Kaufman, R.K. and Myneni, R.B. 2004. The Relation Between the North Atlantic Oscillation and SSTs in the North Atlantic Basin. *Journal of Climate*, 17: 4752-4759.

Wood, N.L.H. 2004. Regional Climate Trends in South-West England and the North Atlantic Oscillation. *Weather*, 59: 38-41.

Observed Record (1901-2000) and 16 Scenarios (2001-2100). Tyndall Centre Working Paper No 55.

Mitchell, T.D and Jones, P.D. 2005. Improved Method of Constructing a Database of Monthly Climate Observations and Associated High- Resolution Grids. *International Journal of Climatology*, 25: 693-712.

Mote, T.L. 1998. Mid-Tropospheric Circulation and Surface Melt on the Greenland Ice Sheet. Part I: Atmospheric Teleconnections. *International Journal of Climatology*, 18: 111-129.

Panagiotopoulos, F. Shahgedanova, M. Hannachi, A. Stephenson, D. 2005. Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recent Declining Center of Action. *Journal of Climate*, 18: 1411-1422.

Perry, A. 2000. The North Atlantic Oscillation: an Enigmatic See-Saw. *Progress in Physical Geography*. 24: 289-294.

Pirazzoli, P. A. and Tomasin, A. 2003. Recent Near-Surface Wind Changes in the Central Mediterranean and Adriatic Areas. *International Journal of Climatology*, 23: 963-973.

Pryor, S.C. Barthelmie, R.J. 2003. Long-Term Trends in Near-Surface Flow Over the Baltic. *International Journal of Climatology*, 23: 271-289.

Scheifinger, H. Menzel, A. Koch, E. Peter, C. and Ahas, R. 2002. Atmospheric Mechanisms Governing the Spatial and Temporal Variability of Phenological Phases in Central Europe. *International Journal of Climatology*, 22: 1739-1755.

Sheridan, S. C. 2003. North America Weather-type Frequency and Teleconnection Indices. *International Journal of Climatology*, 23: 27-45

Stephenson, D.B. Pavan, V. Bojariu, R. 2002. Is the North Atlantic Oscillation a Random Walk. *International Journal of Climatology*, 20: 1-18.

Spraks, T.H. and Menzel, A. 2002. Observed Changes in Seasons: An Overview. *International Journal of Climatology*, 22: 1715-1725.

Terray, L. Demory. M-E. Deque, M. Coetlogon, G. Maisonnave, E. 2004. Simulation of Late-Twenty-First-Century Changes in Wintertime Atmospheric Circulation Over Europe Due to Anthropogenic Causes. *Journal of Climate*, 17: 4630-4635.

- Link Between El-NINO and Springtime North Atlantic Oscillation and European-North African Rainfall. *International Journal of Climatology*, 23: 1239-1311
- Kozuchowski, K. M. 1993. Variation of the Hemispheric Zonal Index Since 1899 and its Relationship with Air Temperature. *International Journal of Climatology*, 13:853-861.
- Krichak, S.O. and Alpert, P. 2005. Signature of the NAO in the Atmospheric Circulation During Wet Winter Months Over the Mediterranean Region. *Theoretical and Applied Climatology*, 82:27-39.
- Kysely, J. 2002. Temporal Fluctuations in Heat Waves at Prague-Klementinum, the Czech Republic, from 1901-97, and their Relationship to atmospheric Circulation. *International Journal of Climatology*, 22: 33-50.
- Latenser, M. and Schneebli, M. 2003. Long-term Snow Climate Trends of the Swiss Alps (1931-1999). *International Journal of Climatology*, 23: 733-750.
- Lolis, C.J. Bartzokas, A. and Katsoulis, B.D. 2002. Spatial and Temporal 850hPa Air Temperature and Sea-Surface Temperature Covariance's in the Mediterranean Region and Their Connection to Atmospheric Circulation. *International Journal of Climatology*, 22: 663-676.
- Lucero, O.A and Rodriguez, N.C. 2002. Spatial Organization in Europe of Decadal and Interdecadal Fluctuation in Annual Rainfall. *International Journal of Climatology*, 22: 805-820
- Luterbacher, J. and Xoplaki, E. 2003. 500-Year Winter Temperature and Precipitation Variability Over Mediterranean Area and its Connection to the Large-scale Atmospheric Circulation. *Mediterranean Climate: 133-153*, Eds. Bolle, H-J. Springer-Verlag.
- New, M. Hulme, M. and Jones, P. 2000. Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II: Development of 1901-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. *Journal of Climate*, 13: 2217-2238.
- Mitchell, T.D. Hulme, M. and New, M. 2002. Climate Data for Political area. *Area*, 34: 109-112.
- Mitchell, T.D. Carter, T.R. Jones, P.D. Hulme, M. and New, M. 2004. A Comprehensive Set of High-Resolution Grids of Monthly Climate for Europe and the Globe: The

75:179-187.

Goodess, C.M. and Jones, P.D. 2002. Links Between Circulation and Changes in the Characteristics of Iberian Rainfall. *International Journal of Climatology*, 22: 1593-1615.

Gouirand, I. and Moron, V. 2003. Variability of the Impact of El NINO-Southern Oscillation on Sea-Level Pressure Anomalies over the North Atlantic in January to March (1874-1996). *International Journal of Climatology*, 23: 1549-1566.

Hanna, E. Jonsson, T. and Box, J.E. 2006. Recent Changes in Icelandic Climate. *Weather*, 61: 3-8

Hasanean, H.M. 2004. Wintertime Surface Temperature in Egypt in Relation to the Associated Atmospheric Circulation. *International Journal of Climatology*, 24: 985-999.

Honda, M. Yamane, S. and Nakamura, H. 2005. Impacts of the Aleutian-Icelandic Low Seesaw on Surface Climate during the Twentieth Century. *Journal of Climate*. 18: 2793-2802.

Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperature and Precipitation. *Science*, 269:676-679.

Jones, P.D. Jonsson, T. Wheeler D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation Using Early Instrumental Pressure Observations from Gibraltar and South-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17:1433-1450.

Junge M.M. and Stephenson, D.B. 2003. Mediated and Direct Effects of the North Atlantic Ocean on Winter Temperatures in Northwest Europe. *International Journal of Climatology*, 23: 245-261

Keevallik, S. 2003. Changes in Spring Weather Conditions and Atmospheric Circulation in Estonia (1955-95). *International Journal of Climatology*, 23: 263-270.

Kettlewell, P.S. Stephenson, D.B. Atkinson, M.D. and Hollins, P.D. 2003. Summer Rainfall and Wheat Grain Quality: Relationships with the North Atlantic Oscillation. *Weather*, 58: 155-164

Knippertz, P. Ulbrich, U. Mrques F. and Corte-Real J. 2003. Decadal Changes in the

References

- Bader, J. Latif, M. 2005. North Atlantic Oscillation Response to Anomalous Ocean SST in a Coupled GCM. *Journal of Climate*, 18: 5382-5389.
- Bednorz, E. 2002. Snow Covers in Western Poland and Macro-Scale Circulation Conditions. *International Journal of Climatology*, 22: 533-541.
- Bartzokas, A. Lolis, C.J. and Metaxas, D.A. 2003. The 850hPa Relative Vorticity Centres of Action for Winter Precipitation in the Greek Area. *International Journal of Climatology*, 23: 813-828.
- Box, J.E. 2002. Survey of Greenland Instrumental Temperature Records: 1873-2001. *International Journal of Climatology*. 22:1829-1847.
- Brunetti, M. Maugeri, M. Nanni, T. 2002. Atmospheric Circulation and Precipitation in Italy for the Last 50 Years. *International Journal of Climatology*, 22: 1455-1471
- Cohen, J. and Barlow, M. 2005. The NAO, the AO and Global Warming: How Closely Related. *Journal of Climate*, 18: 4498-4513.
- El-Kadi, A.K.A. 2007. 20th Century Temperatures of Palestine: Variability, Trend and the Global Warming (1901-2000). *Journal of the Social Sciences, Faculty of Arts, Bahrain University*. (Submitted).
- Eshel, G. Cane, M.A. Farrell, B.F. 2000. Forecasting Eastern Mediterranean Droughts. *Monthly Weather Review*, 128: 3618-3630.
- Feidas, H. Makrogiannis, T. Bora-Senta, E. 2004. Trend Analysis of Air Temperature Time Series in Greece and their Relationship with Circulation Using Surface and Satellite Data: 1955-2001. *Theoretical and Applied Climatology*, 79: 185-208.
- Fowler, H.J. and Kilsby, C.G. 2003. A Regional Frequency Analysis of United Kingdom Extreme Rainfall from 1961 to 2000. *International Journal of Climatology*, 23:1313-1334
- Fowler, H.J. and Kilsby, C.G. 2002. Precipitation and the North Atlantic Oscillation: A Study of Climatic Variability in Northern England. *International Journal of Climatology*, 22:843-866.
- Garcia, R. Munoz, T. Hernandez, E. Ribera, P. and Gimeno, L. 2003. Temperature Predictability in the Great Mediterranean Area. *Theoretical and Applied Climatology*,

the 20th century, similar to those observed in surface temperature changes, whereas they don't correlate with the NAO index variability (Pirazzoli, and Tomasin, 2003).

Wood (2004) concluded that NAO as bipolar indexes it cannot be expected to adequately represent the three-dimensional temperature field that sets boundary conditions for the forced hemispheric waves.

Weak but statistically significant relationships were found between Iceland climate and NAO (Hanna, et al 2006). They concluded that NAO index is a purely statistical measure, imperfectly representing the underlying physical mechanisms and causes.

The negative mode is associated with westerly wind and moving depression over the Mediterranean and brings mild and wet westerly maritime wind over the Eastern Mediterranean.

The results of this study lead to the conclusion that the North Atlantic atmospheric circulation (NAO) has strong impact and significant connection to the temperature variability over Palestine. Annual NAO results in predominantly negative relationships with monthly and seasonal temperature. These negative relationships were strengthened in the case of monthly and seasonal NAO and associated monthly and seasonal temperatures. These results confirmed the well-known dipole patterns of the atmospheric circulation between North-Atlantic Western-Europe and the Eastern Mediterranean (Hurrell, 1995, Jones et al 1997, Turkes and Erlat, 2005).

Negative NAO is associated with warmer temperature and the apposite with positive NAO. Same conclusions have been found over Greece (Feidas, et al, 2004), Egypt (Hasanean, 2004) and for the whole Eastern Mediterranean countries (Luterbacher and Xoplaki, 2003).

temperatures were associated significantly with annual NAO, and changed to higher significant level with seasonal NAO. The relationships were predominantly negative. Categories of NAO and their relationships also satisfied the objection of its categorizations.

Negative NAO indices bring warmer conditions, whereas the positive NAO indices are associated with the apposite conditions (Tables 3 and 4). These results were in apposite to that found over Europe-North Atlantic sector, confirming the well known dipole teleconnections pattern between the Eastern Mediterranean and the North Atlantic Western Europe.

This is climatologically sound, since positive NAO is associated with strong westerly circulation and moving depression over Europe and it is absent over the Mediterranean. The Mediterranean in this phase may be influenced by more meridional circulation

The NAO phases also shows clear and negative significant relationships with Palestine temperature. However the explained variance was not high, and does not exceed 40% at it is best in February (Table 5) in the period 1930-1970. However it is larger than that found in other countries. Meanwhile, NAO represents a mode of atmospheric variability that is not yet completely understood (Uvo, 2003).

Junge and Stephenson (2003) concluded that NOA alone is not a good model for explaining a large fraction of the interannual variance of winter means temperature of Central England, and NOA is no longer the dominant SLP pattern for determining Central England temperature. The prediction of European climate needs more than just NOA prediction.

Wind activity in the central Mediterranean decreased from at least 1951 to the mid 1970s, and then increased until the end of

these relationships were significant. These findings imply strong relationships between NAO and Eastern Mediterranean and the Middle East. The results obtained here are also in accordance to that found over Greece (Feidas, et al 2004) and to the strong predictability of North Atlantic mean sea level pressure (NAO) and the Eastern Mediterranean (Eshel, et al 2000, Garcia et al, 2003). The least significant relationships were found between winter temperature and winter NAO (Table 5). In contrast to the stronger relationships were usually found in Europe.

NAO					
	December	January	February	Winter	Annual
1901-2000	-0.419	-0.500	-0.531	-0.204	-0.433
1901-1930	-0.421	-0.221	-0.495	-0.161	-0.380
1930-1970	-0.369	-0.584	-0.626	-0.007	-0.585
1970-2000	-0.363	-0.524	-0.364	-0.193	-0.184
1970-1994	-0.407	-0.547	-0.340	-0.241	-0.049

Table 5. Correlation Coefficient between winter season, winter months, annual temperatures and NAO positive and negative phases. Bold values are significant at 0.05 and bold italic at 0.01 or more.

Therefore it is reasonable to conclude that the effects of NAO go beyond the Western-Europe North Atlantic regions into the Middle East and the Eastern Mediterranean. Therefore, the conclusion of Scheifinger, et al (2002) cannot be supported and is questionable.

Conclusion

Annual and monthly temperatures have significantly been shown to relate to annual NAO. These relationships increased when using the monthly NAO and monthly temperature. Seasonal

1990s and a subsequent negative trend in the recent period is clear distinction from the global warming unabated throughout the whole winter period 1950-2004 (Cohen and Barlow, 2005).

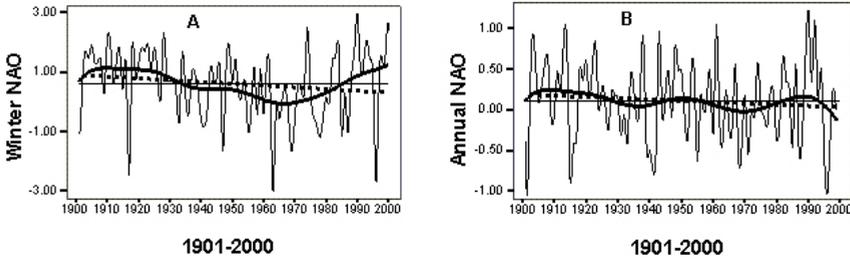


Figure 3. Winter (A) and Annual (B) NAO

The end of the century winter North Atlantic European region atmospheric circulation is characterized by a doubling(halving) of the occurrence of the NAO+ (NAO-) climate regime (Terry et al 2004).

Temperature and precipitation patterns during the 1995-1996 winter changed dramatically as the oscillation reversed its sign from extremely positive to extremely negative index, the winter of this period in many parts of Northern Europe was the coldest for at least 10 years and reminiscent of many in the 1960s, it was also very dry winter in Northern Europe, in contrast, the prolonged drought broke in the western Mediterranean (Jones et al 1997).

NAO Positive, Negative Phases and the Temperature

According to the above definition of the negative and positive phases of winter and annual NAO (Figure 3), Table 5 shows the correlation coefficient between NAO and winter months, winter season and annual temperatures.

The relationships between NAO positive, negative phases and the temperature were predominantly negative (Table 5). Most of

spring months and seasons, as well as no relationships was found in spring months and season with $(+0.5 \geq \text{NOA} \geq -0.5)$. The same result was with $\text{NOA} \leq -0.5$. Spearman indicates a significant relationship of -0.207 significant at 0.05 between April $\text{NOA} \geq +0.5$ and April temperature. May $\text{NOA} \geq +0.5$ was significantly correlated with a value of -0.396 with May temperature and it was significant at 0.03.

Positive and Negative NAO Phases.

At this section we examined the relationships between the long-term run of positive and negative sequences of NAO and the temperature.

From the turn of the 20th century until about 1930 the NAO showed a positive trend, which subsequently reversed from the early 1940s to early 1970s (Hurrell, 1995 and Gouirand and Moron, 2003) (see Figure 3).

From early 1970s to early 1990s NAO was in positive phase (Hurrell, 1995, Wilby et al 1997, Stephenson, et al, 2002, Pryor and Barthelmie, 2003, Bartzokas, 2003, Laternser and Schneebeli, 2003, Pirazzoli and Tomasin, 2003 and Turkes and Erlat, 2003).

Moreover Jones et al (1997) stated that the period since 1970s is the most prolonged positive phase of the oscillation and the late 1980s and early 1990s, (Figure 3), is the period with highest values (strongest westerlies), the winter of 1995-1996 marked a dramatic switch in the index, with the change from 1994-1995 being the greatest change recorded from one year to the next since the series began in 1823. Bader and Latif (2005) concluded that the observed recent positive trend in NAO has a likely contribution from the observed warming in the Indian Ocean via the circum-global pattern.

NAO has vigorous upward trends during the 1970s-early

Spring

The overall relationships of spring months and season were negatively correlated with NAO. Spring months except April were correlated significantly with annual NAO (Table 2A). When monthly NAO was used the relationships were strengthened and attained higher significant levels except April (Table 2B).

The correlation coefficient between annual NAO and spring temperature was -0.317 and it is highly significant at 0.001 level of significant (Table 1A). The relationship between Spring NAO and spring temperature was significant at 0.006 (Table 1B). This means that the annual (Table 1A) and seasonal spring temperatures were significantly related to spring seasonal and annual NAO (Table 1B)

No significant relationships were found with $NAO \geq +0.5$, $NAO \leq -0.5$, and $(0.5 \geq NOA \geq -0.5)$ and the temperature.

Spring negative $NAO \leq -0.5$ was warmer by 0.6°C than $NAO \geq +0.5$ (Table 3). The negative spring $NAO \geq -1$ is warmer by 0.7°C than the positive spring $NAO \geq +1$ (Table 3). March negative $NAO \leq -1$ was warmer by 1.9°C than March positive $NAO \geq +1$ (Table 4). This means that negative spring NAO index was associated with warmer temperature than the positive NAO index (Table 3). Using extreme positive spring $NAO \geq +1$, the correlation was -0.493 and it is significant at 0.06. When spring NAO in the extreme negative index of $NAO \leq -1$ the relationship was not significant.

No significant relationship was found in both March and April temperature and the $NAO \geq +1$. No correlation were found between Annual $NAO \geq +0.5$ and spring months, however Spearman Rank correlation indicate a values of -0.454 with March temperature and it was significant at 0.05.

No relationships were found between annual $NAO \leq 0.5$ and

Months	NAO Indices				
	NAO \geq +1	NAO \leq -1	-0.5 \geq NAO \leq +0.5	NAO \geq +0.5	NAO \leq -0.5
January	10.6	12.1	11.1	11	12.2
February	11.2	13.2	12.0	11.2	13.3
March	13.2	15.1	14.3	13.3	14.0
April	17.7	17.6	17.8	17.4	17.9
May	20.7	21.7	21.4	20.9	22.1
June	23.8	24.1	24.0	23.6	24.8
July	26.0	25.9	25.9	25.7	26.4
August	26.3	26.9	26.4	26.2	26.4
September	24.6	25.0	24.8	24.7	24.8
October	21.7	22.5	22.1	22.3	21.7
November	16.9	17.8	17.6	16.8	17.3
December	12.3	13.6	13.1	12.3	13.2

Table 4. Monthly Average Temperature Associated with Monthly NAO Indices

No relationships were found between all annual NAO categories and autumn season and its months (September, October and November). Small differences of the average autumn temperature associated with Annual NAO \geq +0.5 and NAO \leq -0.5 was found (Table 3). Autumn negative NAO indices were associated with warmer conditions than autumn positive NAO indices (see Table 3). Furthermore only October and autumn temperatures was correlated significantly at 0.01 level of significant with a value of -0.38 and -0.38 with NAO \leq -0.5 respectively.

Autumn temperature associated with negative NAO \leq -0.5 is warmer by 0.4°C than the positive Autumn NAO \geq +0.5. Negative NAO \leq -1 is warmer by 0.8°C than positive NAO \geq +1 (Table 3)

The non exist significant relationships between autumn temperature and annual NAO (Tables 1A and 2A) could be interpreted by the irregular and unsettled weather conditions peculiar for this season in the year.

negative relationships of -0.303 and -0.247 with annual NAO (Table 2A).

Average summer temperatures associated with $NAO \geq +1$ and $NAO \leq -1$ were $26.3^{\circ}C$ and $25.9^{\circ}C$ (Table 3) respectively while the correlation coefficients were positive but not significant. However it is interesting to note that only positive NAO in summer season was associated with warmer conditions over Palestine than the negative NAO (Tables 3 and 4). This apposite pattern may signify the change of Northern Hemisphere atmospheric circulation between winter and summer. Positive NAO index is statistically significantly related to higher than normal summer temperatures over the Balkans and vice versa (Lolis, et al 2002).

No relationship were found in June, July and August with both indices of $NAO \geq +1$ and $NAO \leq -1$, despite the $NAO \leq -1$ in July were it was -0.433 and significant at 0.05.

No significant relationships were found with each summer NAO indices of ≤ -0.5 , and $\geq +0.5$ and the monthly, seasonal and annual temperatures of summer. Lolis et al (2002) stated that no significant relationship between 850hPa temperature and NAO was found in the Mediterranean region in summer. Furthermore only in summer there was non significant correlation between NAO and south-west England (Wood, 2004).

Autumn

No relationships were found between annual NAO and the months of autumn (Table 2A), however when the monthly NAO was used the relationships with autumn monthly temperatures was turned to strong negative significant relationships (Table 2B). The correlation between autumn temperature and autumn NAO was -0.276 and significant at 0.005 level of significant (Table 1B).

NAO \geq +1 was significant at 0.05. No significant relationships were detected in December with the two indices.

The formations of the positive phase with strong Icelandic Low in winter led to warmer conditions simultaneously over Europe, the southeastern United States, and the Far East and colder conditions on the other coastal regions of North America and around the Middle East, the apposite conditions are observed for the negative phase (Honda, et al 2005, Uvo, 2003) (see Table 3). In addition, cold anomalies in winter around the Middle East are associated with the intensified Azores high (Honda et al 2005), i.e., positive NAO (see Figure 1). In winter a sea-saw pattern of 850hPa temperature was found between Western Europe and the Middle East, and a positive NAO is significantly related to negative 850hPa temperature anomalies over the Eastern Mediterranean and the Middle East and vice versa (Lolis et al 2002). February negative NAO \leq -1 was warmer by +2°C than February positive NAO \geq +1 (Table 4). In winter during positive NAO Egypt becomes cooler and during negative NAO years the zonal trajectories of Atlantic heat brings anomalously warmer period to Egypt (Hasanean, 2004), as identified in Palestine. Tomozeiu, et al (2002) found a good relation between the winter NOA index and the Romanian temperature in the period 1960-1998.

Summer

Summer months and season all display a negative correlation with NAO and annual NAO showed strong negative relationships with summer temperature (Table 1A). On contrary the relationships between summer seasonal NAO and summer temperature declined and not significant (Table 1B).

June and July, in spite of August, showed strong significant

Annual NAO (A)												
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
CC	-.271	-.476	-.297	-.079	-.291	-.303	-.247	-.148	-.155	.082	-.077	-.196
Sig.	.007	.000	.003	.435	.003	.002	.014	.144	.126	.420	.450	.052
Monthly NAO (B)												
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
CC	-.5	-.531	-.505	0.077	-.326	-.127	-.016	-.238	-.194	-.310	-.270	-.419
Sig.	0.000	0.000	0.000	0.448	0.001	0.208	0.871	0.017	0.053	0.002	0.007	0.000

Table 2. Correlation Coefficient (CC) between (A) Annual NAO, (B) Monthly NAO and the Monthly Average Temperatures and their Significant (Sig.) levels.

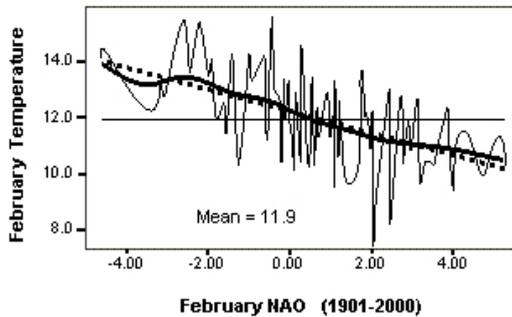


Figure 2. February Temperature and February NAO (1901-2000)

Seasons	NAO \geq +1	NAO \leq -1	NAO \geq +0.5	NAO \leq -0.5	-0.5 \geq NAO \leq +0.5
Winter	11.7	12.6	11.8	12.6	11.9
Spring	17.6	18.3	17.5	18.1	17.6
Summer	26.3	25.9	25.3	25.6	25.4
Autumn	21.1	21.9	21.2	21.6	21.4

Table 3. Seasonal NAO and Associated Seasonal Average Temperature

January NAO \geq +1 was significantly correlated with January temperature with a value of -0.332 and it was significant at 0.05 level. At the same time January NAO \leq -0.5 was also correlated with January temperature with a value of -0.348 and it was significant at 0.05. Only February temperature associated with

Annual NAO (A)				
	Winter	Spring	Summer	Autumn
CC.	-0.147	-0.317	-0.283	-0.069
Sig.	0.148	0.001	0.005	0.500
Seasonal NAO (B)				
CC.	-0.204	-0.272	-0.176	-0.276
Sig.	0.043	0.006	0.08	0.005

Table1. Correlation Coefficient (CC) between (A) Annual NAO, (B) Seasonal NAO and the Seasonal Average Temperatures and their Significant (Sig.) levels.

Preliminary results dividing the Mediterranean into sub-regions indicate close relation between the winter NAO and winter temperature over the Eastern Mediterranean whereas for the Western and Central parts this is not the case (Luterbacher and Xoplaki, 2003).

Winter average temperature associated with $NAO \geq +1$ was not significant (42 years having this value). Negative index of NAO is associated with warmer condition than the positive mode (Table 3). The temperature of the negative mode is warmer by $0.9^{\circ}C$. Only January, February and annual temperature were correlated significantly with annual NAO (≥ -0.5 to $\leq +0.5$) gives values of -0.240, -0.336 and -0.287 respectively. Annual NAO $\geq +0.5$ showed only a negative significant correlation of -0.39 and

-0.4 with February and March respectively. Furthermore no relationships were found between annual $NAO \leq -0.5$ and monthly, seasonal and annual temperatures.

The correlation coefficient between winter $NAO \leq -1$ and winter temperature was +0.745, it is very strong and highly significant at 0.03. However, only 8 years were associated with this value.

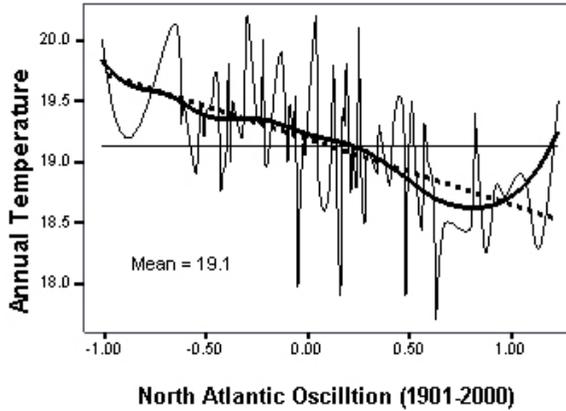


Figure 1. Annual Temperature and Annual NAO (1901-200)

Winter

The correlation coefficient between winter NAO and winter temperature was -0.204 (Table 1B), which is significant at 0.04 level of significant. It is weaker than the relationships between annual NAO and the annual temperature (1901-2000). However the correlation of annual NAO and winter temperature was not significant (Table 1A).

Winter months (December, January and February) were significantly negatively correlated with the annual NAO (Table 2A). The negative relationships were strengthened and attained higher significant levels between monthly NAO and the monthly winter temperatures (Table 2B). It is noted that February attained the highest significant relationship, with an explained variance of 28% (Table 2B and Figure 2).

Discussion

Annual NAO

The correlation coefficient between annual NAO and the annual temperature (1901-2000) was -0.420 and it is statistically significant at 0.001 level (Figure 1). The annual $NAO \geq +1$ resulted only in three years. If we select $NAO \geq +0.5$ the number of year having this index is 23 years and the average temperature was 17.8°C, without significant relationships. On the other hand using the values of $NAO \leq -0.5$, the average annual temperature was 19.5°C, only 10 years having these values, the correlation coefficient was -0.448, but was also not significant. Negative mode of NAO seems to be associated with warm conditions over Palestine, while positive mode $\geq +0.5$ is associated with lower temperature. The temperature of the positive mode was 1.7°C cooler than the temperature of the negative mode. This is climatologically sound since positive NAO is associated with strong westerly over Northern Europe and more meridional winds associated with strong anticyclonic circulation over the Eastern Mediterranean. Negative NAO is associated with blocking circulation and weaker westerly wind over Europe and the westerly circulation and the associated depression is enhanced and moved over the Mediterranean. This mode is normally associated with maritime westerly component of wind and moving depression over the Mediterranean Sea. Positive NAO is significantly related to positive 850hPa temperature anomalies over France and negative anomalies over the Eastern Mediterranean and the Middle East and vice versa with negative NAO (Lolis, et al 2002).

The correlation coefficient between $(-0.5 \leq NAO \leq +0.5)$ and the temperature was -0.335 and it is significant at 0.01.

month variations for 289 countries covering the land surface of the earth (Mitchell, et al 2002, Mitchell and Jones, 2005). The seasons for both the NAO index and the temperature are defined as March-April-May for spring, June-July-August for summer, September-October-November for autumn, and December-January-February for winter.

Pearson correlation coefficient and Spearman rank correlation coefficient were used to test the significance of the relationships between NAO and the temperatures. The second was introduced when the first failed to do so. Linear trend and time series fitting curves were applied to highlight the most significant link between NAO and temperatures.

Different categories of NAO are used. Negative NAO anomaly index corresponding to normalize NAO index value ≤ -1.0 (less than or equal) and a positive NAO anomaly index corresponding to normalized index values $\geq +1.0$ (greater than or equal) (Sheridan, 2003, Turkes and Erlat, 2003) and a neutral for those values between $(0.5 \geq \text{NAO} \geq -0.5)$. In addition a positive values $\geq +0.5$ and negative value ≤ -0.5 were also used in order to increase the frequency of the index.

NAO represents a large-scale shift in atmospheric mass, and is generally observed via anomalies of sea level pressure, a positive value of +NAO signifies a stronger than average Icelandic Low and Azores High, a greater pressure gradient accompanied by increased wind velocity across the Atlantic (Sheridan, 2003) and a northward shift of storm tracks (Pryor and Barthelmie, 2003, Krichak and Alpert, 2005), and conversely, negative NAO values (-NAO) signify weaker than average pressure centers (Sheridan, 2003) (see Map 1).

among the three indices corresponding to extreme NAO indices. The variability of winter precipitation at most stations in Turkey significantly correlated with variability of the three indices.

Garcia et al (2003) discussed the temperature predictability over the Mediterranean area including Europe to forecast the mean temperature values. They suggest that the NAO can be a major ruling predictability in some areas and NAO is the most important factor influencing temperature predictability over Europe and it is significantly related to NAO. In the Mediterranean area short-range predictability exists and it can be considered as dominated by persistence. They suggest that the influence of NAO on temperature is not homogeneous over the area and North West Europe is the limit of the area under direct thermal influence of the NAO. The influence of NOA is reduced with increasing distance from the Atlantic coast (Scheifinger, et al 2002).

Data and Methodology

For the investigation of the NOA, we used the index supplied by Climatic Research Unit, University of East Anglia which was given on a monthly, seasonal and annual basis, the normalized pressure difference between Gibraltar-Ponta Delgada and Reykjavik (1901-2000). This index might to a certain extent, be influenced by Mediterranean effects (Knippertz, et al 2003). The two sites are located close to the centre of action that comprises the NAO (Jones et al 1997). Temperature data was taken from the same source. The temperature data is a gridded data of high spatial and temporal resolution that are also continuous over the space time domain of interest (New, et al 2000) at a 0.5 degree latitude by 0.5 degree longitude grids resolution (Mitchell et al 2004). This gridded temperature data set contains month by

North Atlantic Oscillation: Concept and Definition

The dipole pattern of variation of the North Atlantic versus the central Atlantic and Western Europe is generally classified as a mode of atmospheric circulation known as the North Atlantic Oscillation (NAO). It is the only mid-tropospheric teleconnection to show up in all months of the year (Mote, 1998).

NAO is a redistribution of atmospheric mass between the North Atlantic subtropical high (Azores high) and Polar low (Icelandic Low). It is a dominant cause of winter variability in the Northern Hemisphere from North America to Europe and a large portion of Asia (Uvo, 2003). The monthly NOA index is estimated as the difference of normalized sea-level pressure between Ponta Delagada, the Azores, and Stykkishomur/ Reykjavic, Iceland (Jones et al, 1997 and Bednorz, 2002).

Goodess and Jones (2002) used two different indices: Gibraltar minus Reykjavik and Ponta Delgada minus Reykjavik from four surrounding pressure grid points to define NAO index.

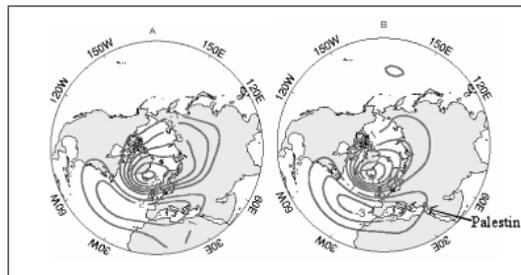
Brunetti et al (2002) used a number of atmospheric indices to examine the 1951-1995 Italian precipitation. They concluded that NOA plays an important role in the winter seasons. However, for the other seasons, it does not explain a significant proportion of the precipitation and wet day's variance. Hasanean (2004) discussed the relationships between Egypt stations temperature and NAO for the period 1901-2000. Different strong relationships were found across Egypt and found that Upper and Lower Egypt behave differentially with NAO index. Turkes and Erlat (2005) examined the relationships between Turkish precipitation and three different NAO indices: Ponta Delegada-Reykjavik, Lisbon-Stykkisholmur and Lisbon-Reykjavik, and concluded that the Ponta Delgada-Reykjavik NAO index is the most superior

circulation typical for this season and reveal a negative correlation with air temperature in Greece. However, they concluded that NOA was not the most appropriate index for understanding temperature variability in Greece (Feidas, et al 2004).

Weaker significant relationships exist between NOA index and both the Sea Surface Temperatures (SSTs) and the 850hPa temperatures over the Mediterranean (Lolis, et al 2002). Wang et al (2004) examined the relationships between SSTs over the Northern Hemisphere and NAO, suggested that the Gulf Stream SSTs anomalous have an important influence in initiating disturbances of the atmospheric circulation over the winter time North Atlantic. However, a suit of GCMs forced with observed SSTs suggested that recent observed trends (1973-2004) in the winter NAO could not be attributed to North Atlantic SSTs variability (Cohen and Barlow, 2005).

Hanna, et al (2006) discussed the relationships between Iceland climate and NAO in the period 1823-2003 and concluded that the existing relationships were not satisfactory.

El-kadi (2007) discussed the variability, trends and the characteristics of Palestine temperature to detect the effects of the global warming. The major objectives of the present study were to examine the existence of any significant relationships between NAO and the temperature of Palestine.



Map 1. Mean Sea Level Pressure Anomalies of (A) Positive North Atlantic Oscillation (+NAO) and (B) Negative North Atlantic Oscillation (-NAO) from Jim Hurrell, 2008, Colorado State University, USA.). The Arrow indicates the Position of Palestine.

may contribute to regional warming trend the patterns strongly suggested that the patterns and magnitude of global warming trends over the last 30 years are largely independent of NAO and AO.

The NAO exerts a significant influence on 850hPa mean winter wind speed over the Baltic and the trend towards greater prevalence of positive NAO phase will be enhanced in a greenhouse gas warmed climate, which will thus be characterized by strong zonal flow (Pryor and Barthelmie, 2003). Examining the zonal circulation between 35-65°N Kozuchowski, (1993) found that there was an increase in its value during the 1970-1980s reaching a maximum in 1990. An increase in the zonal index corresponds with an increase in air temperature in Europe. The increased of zonality, positive NAO mode may be viewed with the finding of Panagiotopoulos et al (2005) of the progressive decline and downward trends of the Siberian High intensity index in the last three decades of the last century, particularly from around 1977 onward.

This may be manifested in the increase of wind activity since 1970s onward, and a general decrease of wind activity from 1951 to about 1975, followed by a predominant increase to the end of the 20th century (Pirazzoli and Tomasin, 2003). Thus the increase/decrease of the wind activity corresponds to positive/negative NAO index. The increase of westerlies is also confirmed by the frequent positive phase of the NAO during recent decades (Tomozeiu, et al 2002).

Feidas et al (2004) examined the relationships between temperature variability in Greece and the atmospheric circulation indices of NAO. They found that the correlation coefficient was significant only in winter, due to the more coherent large-scale

pressure associated with stronger than usual northward-shifted westerlies i.e. a positive phase of NAO. Bader and Latif (2005) using a coupled ocean-atmosphere model, found that a warm Indian Ocean produces a stronger NAO and a cold Indian Ocean produced a weaker NAO pattern. However the changes in the atmospheric circulation above Estonia can only be partly attributed to the intensification of the NOA during 1955-1995, while February wind speed and zonal characteristics are directly related to the increase of the NOA index and have caused a warming tendency at the surface (Keevallik, 2003). Kysely (2002) discussed the relationships of heat waves in Prague and Basil with NOA index, where significant relationships were found. The persistent period of negative NAO indices were accompanied mainly by cold and snowy winter in the Swiss Alps, while with extremely positive NAO index mode resulted in warm winter temperature records (Laternser and Schneebeli, 2003).

Based on an ensemble of climate change scenarios performed with the global general circulation model of the atmosphere with high horizontal resolution over Europe Terray, et al (2004), suggested that the end-of-century anthropogenic climate change over the North Atlantic-European region strongly projects onto the positive phase of the NAO during wintertime. That anthropogenic forcing may induce climate change over the North Atlantic-European region for the winter period through changes in the occurrence of the NAO regimes, in addition to direct radiative forcing.

Cohen and Barlow (2005) confirmed that over the last 16 years, when the Northern Hemisphere temperature trend continued strongly, the NAO and AO (Arctic Oscillation) indices have been decreasing. They suggested that while the NAO and AO

Plant Phenology in spring correlated well with spring temperature and NOA phases in spring (Spraks and Menzel, 2002) and the variability of phonological events in Europe is explained to a great extent by the NOA index (Scheifinger, et al 2002)

Bednorz (2002) studied the connection between the duration of snow cover in western Poland and the fluctuation of NOA. A strong relationship between snow cover in Poland and NOA index was found. The NAO have the greatest influence on snow melting extent on the Greenland (Mote, 1998). Box (2002) concluded that most of the observed variability of Greenland temperatures is shown to be linked to NOA. Wedgbrow et al (2002) investigated the relationships between NAO and river flow and drought conditions over England and Wales.

In winter, during positive NAO phase there is a positive snow/ice season surface air temperature anomaly over northwestern Eurasia caused by enhanced advection of the warm Atlantic air and vice versa during the negative phase. The positive winter surface air temperature in Europe is caused by a positive NAO (Scheifinger, et al 2002).

Significant relationships were also found between winter NAO and UK summer rainfall and wheat production (Kettlewell, et al 2003). Over North America as a whole, NAO associated with many significant changes across the continents, and clear, but different, relationships between frequencies of weather type and NAO have been established (Sheridan, 2003).

Gouirand and Moron (2003) examined the relationship between El-Nino Southern Oscillation (ENSO) and the sea-level pressure over the North Atlantic-European sector (i.e. NOA) in winter over the period 1874-1996. In cold ENSO events the mean sea-level

Introduction

Since its formulations, the North Atlantic Oscillation (NAO) has attracted numerous and a wide range climatological investigations. One of the points of focus in contemporary research is the extent of the influence on climate produced by NAO (Lucero and Rodriguez, 2002). It is one of the best known atmospheric circulation patterns, that control the weather and climate conditions and the extremes in the regions of the Atlantic and the Mediterranean basin (Turkes and Erhat, 2003). It is a part of the major variability of the Northern Hemisphere (Pirazzoli and Tomasin, 2003) and it is a useful index of atmospheric variability on a hemispheric scale that provides an important link to larger scale atmospheric dynamics (Pryor and Barthelmie, 2003). It is an example of a teleconnection or correlation between weather conditions in one area and those occurring elsewhere (Perry, 2000). The NAO is a pressure seesaw between the Icelandic Low and the Azores high (Goodess and Jones, 2002).

NAO represents a preferred mode of variant in the atmosphere over the North Atlantic (Junge and Stephenson, 2003), and produces a very clear signature of surface temperature over the North Atlantic region and the surrounding land masses (Stephenson, et al, 2002) (see Map 1).

Variation of Northern England precipitation was found to be significantly linked with NAO and prominent relationships were also found between NAO and precipitation. The signs and magnitude were different between the windward, leeward and the NAO (positive and negative) index (Fowler and Kilsby, 2003). Similar relationship between NAO and rainfall were found over Iberian Peninsula (Fowler and Kilsby, 2002), though much weaker than over Northern England.