مجلة جامعة تشرين للبحوث والدراسات العلمية – سلسلة العلوم الأساسية المجلد (40) العدد (5) 2018
Tishreen University Journal for Research and Scientific Studies - Basic Sciences Series Vol. (40) No. (5) 2018

ميزات استخدام البرمجيات الترموديناميكية الحديثة في النمذجة الجيو ضغط–حرارية للعمليات الجيولوجية مقارنةً بالطرائق التقليدية، ثيرموكالك مثالاً. تطبيق على نمذجة جيو ضغط–حرارية في بركنة جنوب سورية (تل الأشاعر).

د. بشار بغدادي[1]

(تاريخ الإيداع 31 / 7 / 2018. قُبِل للنشر في 13 / 9 /2018)

□ ملخّص □

تناقش هذه الورقة برنامجاً حاسوبياً للنمذجة الجيو ضغط–حرارية يسمى ثيرموكالك وذلك من خلال مثال تطبيقي على بركنة جنوب سورية وتحديداً بركان تل الأشاعر. تم إنشاء مخطط بياني بدلالة الضغط والحرارة من أجل تركيب كيميائي محدد تم حسابه لمجموع من عينات لصخور البيريدوتيت الحامل للسبينيل مأخوذة من بركان تل الأشاعر. تمت مناقشة النتائج وتفسيرها، بالإضافة إلى مناقشة قيود ومآخذ هذه الطريقة. تم حساب التركيب الكيميائي المجمل بناءاً على التحاليل الفلزية من خلال ربطها بالكميات النسبية للمجموع الفلزي المدروس وبناءاً عليه تم عمل نموذج جيو ضغط–حراري باستخدام ثيرموكالك. يُظهر النموذج المنجز أن الشروط العامة التي يمكن للفلزات المتواجدة في الصخر البيريدوتيتي المدروس أن تتواجد مع بعضها البعض متوازنةً عندها تحدد حقلاً من الثباتية ضمن مجال من الحرارة من 700 إلى 1100 درجة مئوية يقابله مجال من الضغط بين 8 و 15 كيلوبار. تم حساب شروط الضغط والحرارة الأكثر دقة والتي قد تشكل الصخر عندها من خلال استخدام واحدة من أدوات ثيرموكالك (إيزوبليت التراكيب) وتبين أن درجة الحرارة تساوي 982 درجة مئوية، والضغط يساوي 10.5 كيلوبار. تمَّ تقدير العمق الموافق الذي تشكلت عنده العينات المدروسة بحوالي 36 كم، وتوجد الحدود بين القشرة والمعطف العلوي في المنطقة المدروسة بالتالي عند ذلك العمق.

الكلمات المفتاحية: نمذجة تيرموديناميكية، ثيرموكالك، مقطع ظاهري، قياسات جيو ضغط–حرارية، تل الأشاعر.

[1] مدرس – قسم الجيولوجيا – كلية العلوم – جامعة دمشق – دمشق – سورية

مجلة جامعة تشرين للبحوث والدراسات العلمية – سلسلة العلوم الأساسية المجلد (40) العدد (5) 2018
Tishreen University Journal for Research and Scientific Studies - Basic Sciences Series Vol. (40) No. (5) 2018

Advantages of Using Modern Thermodynamic Software in Geothermobarometry Modeling of Geological Processes Compared to the Conventional Methods, Thermocalc as example. Application on Geothermobarometry Modeling for Southern Syria Volcanism (Tal Al-Ashaer).

Dr. Bashar Baghdadi*

(Received 31 / 7 / 2018. Accepted 13 / 9 /2018)

□ ABSTRACT □

This paper discusses a geothermobarometry modeling computer software called Thermocalc through an applied example from the southern Syria volcanism, specifically from Tal Al-Ashaer volcano, is given. A graphical P-T diagram for a given chemical bulk composition of some spinel-bearing peridotite rocks (from Tal Al-Ashaer) is created. The results and their interpretation, in addition to limitations and constraints are discussed. Based on the mineralogical analysis linked to the studied mineral assemblage modes, the bulk-rock chemical composition is calculated and a geothermobarometry model using Thermocalc is made. The created model shows that the general conditions at which the rock-forming minerals (coexisting in equilibrium) define a field of stability with a range of temperature goes from 700 to 1100 C° corresponding a range of pressure between 8 and 15 Kbar. Using one of Thermocalc tools (composition isopleths) the most precise P-T conditions at which the rock was formed are estimated; T = 892 C° and P = 10.5 Kbar. The corresponding depth at which the studied samples were formed is about 36 Km. Accordingly, the crust-upper mantle boundary in the studied region is placed at that depth.

Keywords: Thermodynamic modeling, Thermocalc, Pseudosection, Geothermobarometry, Tal Al-Ashaer.

* **Assistant Professor- Department of Geology – Faculty of Sciences –Damascus University – Damascus –Syria.**

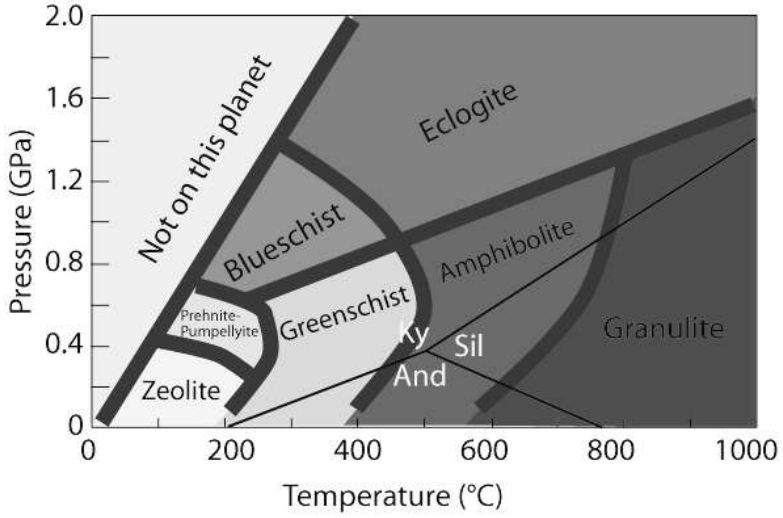
مقدمة

إنّ الحسابات الجيو ضغط–حرارية هي عبارة عن تحديد كمي للحرارة (T) والضغط (P) التي بلغ عندها الصخر الناري أو المتحول التوازن الكيميائي، وإن عبارة "حسابات جيو ضغط–حرارية تقليدية" تشير إلى الطرائق الحسابية النمطية لشروط الحرارة والضغط لتفاعل كيميائي محدد كمثل توازن مجموعة أطوار فلزية وتشكل صخر.

إذا ما تمت معرفة الضغط والحرارة التي توازن عندها الصخر الناري أو المتحول فإنه سيكون من الممكن معرفة معلومات لا بأس بها عن المكان الذي تشكل فيه الصخر في الأرض وكيف تشكل ذلك الصخر. فعلى سبيل المثال بعض العمليات التكتونية ترتبط بمجالات محددة من الضغط والحرارة ومثال على ذلك أن درجات الحرارة المنخفضة عند ضغوط جداً مرتفعة تحدث فقط في نطاقات الإنغراز (Winter، 2011).

في سبيل خدمة الفكرة التي تهدف هذه الورقة لطرحها وخصوصاً لجهة إبراز ميزات التقنيات الحديثة في الحسابات الجيو ضغط–حرارية فإنه يتوجب علينا تقديم عرض موجز للطرائق التقليدية في الحسابات الجيو ضغط–حرارية.

إن الطرائق الأولية في الحسابات الجيو ضغط–حرارية لصخر ما اعتمدت بصورة رئيسية على المجموع الفلزي والنسيج الصخري اللذان من شأنهما أن يزودوا بمعلومات حول الشروط التي تشكل عندها الصخر المدروس. مثال على ذلك طريقة الفلزات الدّالة وهي فلزات مميزة يمكن أن تزود بمؤشرات حول شروط الحرارة (وفي بعض الأحيان الضغط) التي تشكل عندها الصخر (Dunoyer De Segonzac، 1970)، (Cavaretta، 1982). من أمثلة تلك الفلزات الكيانيت في الشيل المتحول، الإيبيدوت المغماتي في الصخور الاندفاعية والعميقة. ولكن ليست جميع الصخور لديها تركيب كيميائي مجمل يمكّنها من توليد أو تشكيل فلزات دالّة. طريقة أخرى من الطرائق الأولية هي السحنات الاستحالية والتي هي عبارة عن مجموعات فلزية، كل مجموعة منها تكون مميزة لتركيب مجمل معين وتشير إلى مجال من شروط الحرارة والضغط التي توازن عندها الصخر (Spear، 1993 على سبيل المثال) (الشكل 1). على سبيل المثال الظروف ذات الضغط المرتفع والحرارة المنخفضة والتي تميز سحنة الشيست الأزرق (Blueschist).



الشكل 1. مخطط حرارة–ضغط للسحنات الاستحالية. معدل عن (Spear, 1993). تمّ إدراج مخطط أطوار Al_2O_3 أيضاً للمقارنة. Sil: Sillimanite, Ky: kyanite, And: Andalusite.

شهدت طرائق الحسابات الجيو ضغط–حرارية (geothermobarometry) في مرحلة لاحقة تقدماً كبيراً بالمقارنة مع تلك المذكورة أعلاه، بحيث أنها اعتمدت على فهم حرارة وضغط التشكل للفلزات ضمن الصخر الناري أو الاستحالي، فأخذت طرائق قياس حرارة أو ضغط تشكل الفلز تعتمد على التوازن الكيميائي بين فلزات الصخر الناري أو على

التحليل الكيميائي للفلزات المكونة كل على حدى (Powell, 1978)، (Wood & Fraser، 1976). وإن العديد من المقاربات في العمليات الحسابية للتوازنات الفلزية بما في ذلك المحاليل الصلبة قد تطورت عن تلك التي تم اقتراحها والعمل بها قديماً في مجالات الكيمياء وعلوم المعادن (Van Zeggeren & Storey، 1970)، طريقة جيبس (Spear & Cheney، 1989)، طريقة الحد الأدنى لطاقة جيبس الحرة (Bina & Wood، 1987)، (1990 ،Connolly)، (de Capitani & Brown، 1987). وبشكل عام أصبحت مبادئ القياسات الحرارية معتمدة على حقيقة أن أزواج من الفلزات تتغاير تراكيبها فيما بينها بالعلاقة مع الحرارة والضغط. وهناك العديد من العوامل الإضافية طبعاً التي يجب أخذها بالحسبان مثل عامل الضغط الجزئي للأوكسجين وفعالية المياه...وغيرها. عادةً ما يتم تحليل توزع العناصر المكونة فيما بين المجموع الفلزي الواحد باستخدام تقنيات مثل المسبار الالكتروني الدقيق (electron microprobe) أو المجهر الالكتروني الماسح (scanning electron microprobe). إن واحدةً من أشهر وأفضل طرائق القياسات الجيوحرارية المطبقة بشكل واسع على سبيل المثال هي تلك التي تعتمد على العلاقة بين الغارنت والبيوتيت حيث تتغير النسب من الحديد والمغنيزيوم في الغارنت والبيوتيت بزيادة الحرارة وبذلك فإن قياس تراكيب هذه الفلزات لمعرفة نسب اقتسام الحديد والمغنيزيوم بين هذين الفلزين من شأنها أن تسمح بتحديد درجة حرارة التبلور من خلال عدد من الفرضيات الرياضية.

بالمحصلة، فإنه من أجل تطبيق عملية قياس حرارة أو ضغط لمجموع فلزي متوازن فعادةً ما نحتاج إلى:1) تراكيب جميع الفلزات التي يمكن أن تكون تراكيبها متغايرة بشكل واسع (محاليل صلبة مثلاً)،2) معطيات ترموديناميكية للأطوار المدروسة، و3) معايرة تسمح للباحث بالربط بين التراكيب الفلزية والحرارة أو الضغط.

إذاً، فإن مفهوم القياسات الجيو ضغط–حرارية يقوم على مبدأ أن الفلزات المتواجدة معاً بحالة توازن ترتبط ببعضها البعض بالخصائص الترموديناميكية لهذه الفلزات وبالعلاقة مع شروط الضغط والحرارة عند التوازن. وبالتالي فإن مقاييس الحرارة (Thermometers) هي عبارة عن مجموعات فلزية تتشكل نتيجة تفاعلات حساسة لدرجة الحرارة ولكنها ليست حساسة (أو حساسة بشكل طفيف) بالنسبة للضغط. إنّ مقاييس الضغط (Barometers) هي مجموعات فلزية تكون حساسة للضغط ولكنها ليست حساسة (أو حساسة بشكل طفيف) بالنسبة لدرجات الحرارة. ومن المعروف أنه لا تحتوي جميع الصخور على مجموعات فلزية يمكنها أن تلعب دور مقاييس حرارة ومقاييس ضغط في آنٍ معاً. شكلت هذه المعايير والمبادئ بمجموعها ما نعرفه بالطرائق الجيو ضغط–حرارية التقليدية.

ولكن كثيراً ما يُطرح التساؤل حول مدى جودة هذه الطرائق التقليدية المتبعة في تحديد شروط الضغط والحرارة. حيث أن الطرائق التقليدية وكما ذُكر سابقاً ليس بالضرورة أن تزودنا بمعلومات حول كلٍ من الضغط والحرارة معاً. علاوةً على ذلك فإن التقنيات التقليدية في بعض الحالات تعطي فقط الحد الأدنى من الضغط والحرارة وكمثال على ذلك فإن وجود فلز دالّ على حرارة عالية يمكن ألّا يخبرنا فيما إذا كان الصخر قد تشكل عند 700 أو 100 درجة مئوية! لأن الطرق المتبعة قد تشير إلى أن الحد الأعلى لحرارة تشكل الصخر المدروس هو عبارة عن مجال يتراوح بين قيمتين تقديريتين كما في حالة السلاسل السحنية الباروفينية (Barrovian Facies series) والتي يظهر فيها الكيانيت (وهو فلز دالّ) ضمن سحنات استحالية تتراوح حرارة تشكلها بين 200 و 800 درجة مئوية مع تفاوت للضغط بين 2 و 7 كيلوبار (Winkler، 1967)، و كذلك الأمر فإن وجود فلزات سحنة الإيكلوجيت مثلاً يمكن ألّا يخبرنا فيما إذا كان الصخر قد تشكل على عمق 40 أو 75 كم! حيث أن سحنة الإيكلوجيت تتشكل اعتباراً من ضغط 12 كيلوبار (عند 40 كم) فما

فوق، إن هذه الدرجة من الارتياب تجعل من تفسير العمليات الجيولوجية كالاستحالة والتكتونيك على سبيل المثال أمراً صعباً ومعقداً.

زادت وفرة المعطيات الترموديناميكية والكيميائية الحرارية الحالية للفلزات كل على حدى بشكل كبير ما أدى إلى تحسين نوعية القياسات، وإن التقدم الكبير الذي تم تحقيقه في مجال هذه الحسابات الترموديناميكية والتي تقوم على إنشاء قواعد بيانات ترموديناميكية (Holland & Powell، 1985)، (Holland & Powell، 1990)، (Gottschalk، 1997) أصبح يسمح لنا بحساب التوازنات الفلزية التي تتضمن المحاليل الصلبة في الجمل المعقدة (Spear & Cheney، 1989)، (Powell & Holland، 1990)، (Symmes & Ferry، 1992)، (Mahar et al.، 1997). بل إن هذا التقدم أصبح يسمح لنا بإجراء حسابات تسمح بإنشاء مخططات أطوار تقارب بشكل أقرب ما يكون للدقة العلاقات الطورية في الصخر.

إن آخر وأحدث طرائق القياسات الجيو ضغط–حرارية هي طريقة المعادلات غير الخطية المتزامنة (Powell & Holland، 1990). قادت هذه المقاربة الأخيرة إلى ثورة في عالم الحسابات الترموديناميكية والتي تم استثمارها بإنجاز برمجية الحسابات الترموديناميكية المسماة ثيرموكالك (Thermocalc) (Powell & Holland، 1988) وتحديثاتها المتلاحقة حتى يومنا هذا. تستخدم هذه البرمجية قاعدة بيانات ترموديناميكية ذات ترابط وبناء داخلي منسجم ومتوافق، تضافرت جهود العديد من الباحثين من أجل إنجازه قاعدة البيانات هذه وبناؤها، وأهم هؤلاء الباحثين (1998، 1990، Holland & Powell، 1985)، (Guiraud et al.، 1990)، (Xu et al.، 1994).

حقق برنامج ثيرموكالك خلال الثلاثين عاماً الأخيرة سمعة عالمية كونه يشكل بمجمله برنامجاً حاسوبياً ذو فعالية في الحسابات التيرموديناميكية، فهو يستخدم بشكل واسع للعديد من الحسابات بما في ذلك حساب:

1- التوازنات الطورية الثابتة والمتعددة الثباتية
2- الكميات النسبية للأطوار و تراكيبها
3- معطيات ترموديناميكية كالأنتالبية، القدرة الحرارية والفعالية.
4- حرارة التحول مثل حرارة التسيل أو التصلب
5- القوة الفاعلة في عمليات التحول الطوري
6- مخططات الأطوار (ثنائية، ثلاثية و متعددة المكونات)
7- الخصائص الترموديناميكية للتفاعلات الكيميائية.

إضافة للعديد من المزايا الأخرى.

تقدّم هذه الورقة نموذجاً لدراسة منشورة (Medaris & Syada, 1998) حول تحديد الشروط الجيو ضغط–حرارية لصخور بيريدوتيتية حاملة للسبينيل في بركنة جنوب سورية وتحديداً تل الأشاعر، وقد اتُّبع في تلك الدراسة طريقة قياسات جيو ضغط–حرارية تقليدية (مثل، طريقة قياسات جيو ضغط–حرارية تعتمد على تراكيب الأورثو والكلينوبيروكسن المتواجدان معاً، نسب تبادل الحديد والمغنيزيوم بين الأوليفين والسبينيل)، أعطت النتائج التي خرجت بها الدراسة تحديداً لمجال من الحرارة تشكل ضمنها الصخر كما حددت حداً أعظمياً لضغط التشكل، وكما ذُكر في الأعلى فإن تلك الطريقة التقليدية لم تسمح بتحديد دقيق لدرجة الحرارة والضغط إنما لمجال من الحرارة و حد أعلى للضغط. تقوم الدراسة الحالية هذه بحساب الشروط الجيو ضغط–حرارية لتلك الصخور واعتماداً على نفس المعطيات والتحاليل الجيوكيميائية المنشورة في تلك الدراسة ولكن باستخدام برنامج ثيرموكالك الذي تمّ الحديث عنه ونقارن النتائج.

تجدر الإشارة هنا أن اختيار تلك الدراسة تحديداً كان وراءه أمراً واحداً رئيساً وهو أن تلك الدراسة توفر معظم المعطيات الضرورية من أجل إمكانية إعادة إجراء الحسابات الترموديناميكية باستخدام برنامج ثيرموكالك حيث أن هذا البرنامج يتطلب معرفة التراكيب الكيميائية (التحاليل الجيوكيميائية) لفلزات الصخر المدروس وكذلك معرفة كمياتها النسبية في الصخر (Modes) وهذان الأمران توفرهما تلك الدراسة.

أهمية البحث وأهدافه

تهدف هذه الورقة إلى استعراض أهمية اعتماد التقنيات الحديثة في الحسابات الجيو ضغط حرارية من خلال القيام بعملية نمذجة جيو ضغط حرارية باستخدام برنامج ثيرموكالك وذلك من خلال القيام بتطبيق عملي على نتائج دراسة منشورة سابقاً منجزة بواسطة طرائق الحسابات الجيو ضغط–حرارية التقليدية، والغاية ليست التقليل من أهمية نتائج تلك الدراسة بل إظهار فعالية توظيف نتائج الدراسات الحديثة في الحصول على نتائج أكثر دقة مقارنةً بالنتائج المحصول عليها بتلك الطرائق التقليدية وتبيان أهمية هذه البرمجيات الحديثة في حل بعض مسائل العمليات الجيولوجية وتفسيرها بشكل أكثر دقة وواقعية والخروج بنموذج جيو ضغط–حراري لنوع من أنواع الحشوات البيريدوتيتية في بركنة جنوب غرب سورية.

طرائق البحث ومواده

كما سلفَ في مقدمة البحث هذا، فإن نمذجة التاريخ الجيو ضغط حراري للصخر قد بدأت تتم خلال السنوات الأخيرة بصورة رئيسة باستخدام مخططات أطوار بدلالة ضغط–حرارة لتركيب كيميائي مفرد والتي أطلق عليها اسم مقطع ظاهري (Pseudosection) (Powell & Holland، 2010). ما ستقوم به هذه الورقة يتلخص بمقارنة المشاهدات البتروغرافية والمجهرية النسيجية للصخر مع مخطط الأطوار المتوازنة والمسمى مقطع ظاهري والذي سيتم حسابه من أجل تركيب كيميائي محدد هو تركيب الصخر المدروس.

إنّ المقطع الظاهري والذي يسمى أيضاً مخطط أطوار حالة التوازن هو نوع من مخططات الأطوار التي تظهر حقول الثباتية للمجموعات الفلزية المتوازنة من أجل تركيب صخري مجمل ومحدد. عادةً ما يكون المقطع ظاهري أبسط وأكثر سهولةً في التفسير مقارنةً بمخططات الأطوار التقليدية التي تظهر عدداً من التفاعلات بغض النظر عن التركيب الكيميائي للصخر. الجدير بالذكر هنا أن القياسات الجيو–ضغط حرارية التقليدية تستخدم عناصر الترموديناميك أو مبادئ الترموديناميك في حالة التوازن لتفاعلات كيميائية بين تراكيب نقية (End–members) من فلزات، بينما بالمقابل فإن المقطع ظاهري يقوم بحسابات متقدمة للتوازنات الفلزية من أجل تركيب صخري معين هو التركيب الكيميائي المجمل للصخر المدروس.

من بين العديد من برمجيات الحاسوب المستخدمة في حسابات مقطع ظاهري بدلالة الضغط والحرارة فإن برنامج ثيرموكالك يعتبر واحداً من أشهرها وأكثرها استخداماً (Powell et al.، 1998)، (Powell & Holland، 2001).

إن ثيرموكالك والبرامج الملحقة به AX و DRAWPD جميعها مكتوبة بلغة البرمجة الباسكال. علماً أن أول برنامج حسابات ترموديناميكية حمل الاسم ثيرموكالك (بلغة الفورتران) قد تمت كتابته من قبل Roger Powell في 1971. وقد خضع من ثم لتعديلات كثيرة وعديدة خلال السنوات اللاحقة حتى يومنا الحالي بالتوازي مع التقدم الكبير في عالم

الحواسيب والبرمجيات وكذلك مع توفر وتطور المعطيات حول الفلزات وتراكيبها والعلاقات الترموديناميكية التي تحكم تشكلها منذ ذلك الوقت وحتى اليوم. يمكن تحميل الإصدار الأخير من ثيرموكالك من صفحة الويب المرجعية:
http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc
كون ثيرموكالك قد خضع للعديد من التعديلات وخصوصاً لجهة قواعد البيانات الترمودنياميكية فإنه من المفضل استخدام الإصدار الحالي والمتوفر على الموقع المشار إليه أعلاه.

يتم حساب مقطع ظاهري بدلالة الضغط والحرارة يتم حسابة وكما ذُكر سابقاً، بالاعتماد على تركيب كيميائي معين، هذا التركيب هو التركيب المجمل للصخر المدروس. من النتيجة التي تم الحصول عليها يمكن توقع، وبدلالة الضغط والحرارة، الفلزات التي يمكن أن تكون ثابتة ومتوازنة مع بعضها وكذلك تراكيبها وكمياتها النسبية المحتملة في الصخر. ومن ثم، وبالمقارنة بين مقطع ظاهري ضغط–حرارة مع التركيب الفلزي الفعلي المشاهد في الصخر فسيكون من الممكن تحديد شروط الضغط والحرارة التي تشكل عندها الصخر.

إذاً، من حيث المبدأ فإنّه سيتم حساب التركيب الكيميائي الكلي (mol%) للصخر المدروس، و من ثم سيتم إدخال هذا التركيب في قاعدة بيانات البرنامج و بناءاً عليه تجري حسابات من أجل معرفة ماهي الفلزات التي يمكن لها أن تكون متوازنة مع بعضها البعض عند شروط متغايرة من الضغط والحرارة وبالتالي سوف يُمكن تحديد حقول الثباتية لكل مجموع فلزي متوازن عند مجال معين من الضغط والحرارة، وكل ذلك يتم من أجل تركيب كيميائي معين هو تركيب الصخر المدروس. وكذلك الأمر يقوم البرنامج بحساب تراكيب النسب الكمية من الأطوار (Modes) الواقعة ضمن تلك الحقول (Kelsey et al.، 2003)، (Clarke et al.، 2007)، (White et al.، 2008)، (Baghdadi ، 2013 et al.).

المقطع الظاهري الذي تم الحصول عليه سيكون حاوياً على حقول أو مجالات ثباتية كبيرة تغطي مجالات واسعة من الحرارة والضغط، ومع أن ذلك يعتبر بحد ذاته إنجازاً، إلا أن الغاية الرئيسة هي ليست فقط تحديد مجالات الضغط والحرارة التي يمكن أن يكون ضمنها المجموع الفلزي الموافق للصخر المدروس ثابتاً، إنما الغاية هي الوصول إلى تحديد أدق لقيم الحرارة والضغط الخاصة بتوازن المجموع الفلزي المشاهد في الصخر المدروس. وفي سبيل هذه الغاية سنقوم باستخدام تقنية يوفرها لنا برنامج ثيرموكالك تسمى طريقة حساب الإيزوبليت (Isopleths)، وتمثل الإيزوبليت خطوط تساوي قيم (تركيبية) كالنسب المولية ضمن مخطط الأطوار. الجدير بالذكر هنا أن خطوط الإيزوبليت تلك لا تسمح فقط بتحديد دقيق نسبياً لشروط الضغط والحرارة لحظة تبلور فلزات الصخر وحسب، هي يمكنها أن تزوّد أيضاً بمعلومات عن التفاعلات بين النسيجية المجهرية مثل هالات أو نطاقات التفاعل (Baghdadi et al., 2013)، وتسمح كذلك بتفسير الحبات الفلزية الممنطقة تركيبياً ونمذجتها على شكل مسارات ضغط–حرارة (Spear & ، 1983 Selverston)، (Gaidies et al.، 2008)، (Pearce & Wheeler، 2014).

يجدر التنبيه هنا إلى أنه من الخطوات عالية الحساسية التي يجب مراعاتها بكثير من الحرص أثناء إنشاء المقطع الظاهري هي عملية اختيار التركيب الكيميائي المجمل للصخر. يمكن لذلك أن يتم عبر تحليل جيوكيميائي لمجمل الصخر بواسطة XRF، إلا أن العديد من الصخور وخصوصاً المتحولة تحتفظ بتمنطق كيميائي للعديد من البلورات كبيرة الحجم وبالتالي فإن عملية اختيار التركيب المجمل "الفعال" مطلوبة جداً (فيتم على سبيل المثال اعتماد التركيب الكيميائي لبلورات الغارنت مثلاً واستثناء حواف أو أطراف تلك البلورات). الطريقة المفضلة والتي اتُّبعت في هذه الدراسة هي الاعتماد على التحاليل الجيوكيميائية للفلزات المكونة للصخر كل على حدى والتي يتم الحصول عليها من خلال

التحليل بالمسبار الالكتروني ومن ثم حساب التركيب الكيميائي المجمل للصخر من خلال الربط بين التراكيب الكيميائية للفلزات و النسب الكمية لهذه الفلزات في الصخر.

إن عملية إنشاء مخطط أطوار أو مقطع ظاهري اعتماداً على ثيرموكالك، بشكل عام وفي هذه الدراسة أيضاً، تتضمن الخطوات المتعاقبة التالية:

1- اختيار الموديل الذي سيتم وفقه إجراء الحسابات، ويتوفر ذلك ضمن قواعد بيانات برنامج ثيرموكالك، ويتم الاختيار بحسب التركيب الكيميائي للصخر المدروس و تركيب المحاليل الصلبة والتراكيب النقية (End–members) للفلزات الحاضرة في الصخر. إن الموديل أو النموذج هو ببساطة الجملة الكيميائية والتي يعبر عنها عادة على شكل أكاسيد يتم فيها تمثيل وتظهير التوازن الكيميائي الذي يتم حسابه. إن ذلك من شأنه أن يحدد أي الأطوار، والعمليات التبادلية فيما بينها التي يجب أخذها بعين الاعتبار. على سبيل المثال فإن الجملة النموذج أو الموديل المستخدم عادةً في الصخور الميتابيلليتية *هي:

$K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$ والتي يرمز لها بـ KFMASH (Thompson، 1957) والتي تسمح بتمثيل العديد من الفلزات ذات التراكيب الإشكالية بما في ذلك التراكيب الفلزية الاستثنائية المسماة تراكيب تشيرماك (Tschermak). أما النموذج الذي سيُعتمد في هذه الورقة هو:

$Na_2O–CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–Cr_2O_3–O$ والذي يرمز له اختصاراً بِـ NCFMASCrO. والذي يضمن تمثيلاً حقيقياً ومتوافقاً للتراكيب الفلزية الحاضرة في صخرنا المدروس.

2- صياغة المعادلات الترموديناميكية (a الفعالية activity، التركيب X) للأطوار في الجملة. بما أنّ الجزء المحوري من العمليات الحسابية التي تجري على المجموعات الفلزية التي تشتمل على محاليل صلبة هي حسابات التراكيب المتوازنة للأطوار الفلزية، فإن العلاقات بين الفعالية a والتركيب x ستكون ضرورية بشكلها الجبري وتأخذ صيغ متغيرات تركيبية يجب حسابها. الفكرة هنا هي الربط فيما بين العمليات التبادلية التركيبية (substitutions) في كل طور من الأطوار مع التراكيب الفلزية النقية (End–members) في ملف قاعدة البيانات الخاصة بالبرنامج، وتحديد معاملات التغير التركيبية بالعناصر التي تتبادل فيما بينها.

عادةً ما تكون هذه المعادلات مرفقة مع الموديل الذي تم اختياره في الخطوة السابقة وبالتالي فإن الباحث ليس من مهامه إدخال أو تعديل أي من تلك المعادلات، لكن يمكن في بعض الحالات الاستثنائية ألا يتوفر في قاعدة بيانات البرنامج بعض المعادلات الخاصة بتراكيب فلزية نادرة جداً في الطبيعة مثل "بيروكسين تشيرماك" مثلاً فيضطر الباحث إلى المناورة من خلال اختيار موديلات رياضية لفلزات توفر في محاليلها الصلبة تركيباً قريباً من تركيب ذلك الفلز (Baker et al., 1994)، (Baghdadi et al.، 2013) على سبيل المثال.

3- أن تقرر أي من مخططات الأطوار يجب أن يتم إنشاءها، ويتم ذلك بحسب الحاجة المرجوة من المخطط وهدف الدراسة، ويوفر ثيرموكالك مجموعة مختلفة من المخططات تختلف فيما بينها من حيث طريقة حسابها و النتائج التي يمكن أن تزودنا بها، هذه المخططات هي:

* الصخور المتحولة المشتقة من استحالة تماسية أو إقليمية لصخور الشيل وهي من أكثر عائلات الصخور المتحولة تميزاً لأن الغضار عالي الحساسية لتغيرات الحرارة والضغط ويخضع لتغيرات شديدة في المنيرالوجيا خلال تقدم عملية الاستحالة.

مساقط بدلالة ضغط–حرارة (P–T Projections)، مخططات التوافقية (Compatibility Diagrams)، مقاطع ظاهرية بدلالة الضغط والحرارة (P–T pseudosections)، مقاطع ظاهرية بدلالة الضغط والتركيب أو بدلالة الحرارة والتركيب ((P–X أو T–X) Pseudosections).

تمّ في الدراسة الحالية اختيار مخطط المقطع الظاهري بدلالة الضغط والحرارة (P–T pseudosection) لما يوفره من معلومات تخدم هدف البحث (انظر بداية الفقرة الحالية "طريقة البحث ومواده").

4- إنشاء مخطط الأطوار (المقطع الظاهري) من خلال مجموعة من الأوامر ضمن النافذة التفاعلية للبرنامج، بناءاً عليه يقوم البرنامج بحسابات على علاقات التوازن الترموديناميكية والتي تربط ما بين التركيب الكيميائي المجمل للصخر المدروس و بين المحاليل الصلبة للفلزات تبعاً لتغير الضغط والحرارة.

النتائج والمناقشة

يُظهر الشكل 2 مقطعاً ظاهرياً تم إنجازه باستخدام ثيرموكالك للعينات 52 ليرزوليت، 14 ليرزوليت من حشوات البيريدوتيت ذو سبينيل المأخوذة من تل الأشاعر العائد للبليوسين في جنوب سورية (Medaris & Syada, 1998). تمّ حساب هذا المقطع الظاهري باستخدام الإصدار الحديث من البرنامج الحاسوبي ثيرموكالك (النسخة tc340) والذي كان قد صمم لأول مرة من قبل (Powell & Holland، 1988)، مع استخدام النسخة المطورة من قاعدة البيانات الترموديناميكية المترابطة داخلياً لِـ (Holland & Powell، 1990، 1998) ds622 لعام 2015، مع الأخذ بالحسبان الكميات النسبية (Modes) للأطوار الفلزية في صخور حشوات تل الأشاعر (جنوب سورية) والمنشورة في (Medaris & Syada، 1998) والتي جرى تحويلها إلى نسب مئوية مولية (mol%) (الجدولين 1 و 2) بحسب ما يتطلب برنامج ثيرموكالك.

تم اختيار العينتين 52 ليرزوليت و 14 ليرزوليت لما تبديه هاتان العينتان من تمثيل جيد للأطوار الفلزية المتواجدة في صخر البيريدوتيت ذو سبينيل المدروس في تلك المنطقة بحسب ما تظهره الدراسة المنشورة. تحتوي العينة 52 ليرزوليت على أوليفين، أورثوبيروكسين، كلينوبيروكسين، وسبينيل، وتحتوي العينة 14 ليرزوليت كذلك على أوليفين، أورثوبيروكسين، كلينوبيروكسين، وسبينيل. إذاً فالمجموع الفلزي الرئيس هو أوليفين (ol)، أورثوبيروكسين (opx)، كلينوبيروكسين (cpx)، و سبينيل (sp).

الجدول 1. الكميات النسبية للفلزات المتواجدة في عينات البيريدوتيت ذي سبينيل 52 ليرزوليت. بحسب (Medaris & Syada، 1998) والنسب المئوية الكمية لنفس الفلزات محسوبة في الدراسة الحالية (mol%).

الفلز	النسبة الكمية بحسب (Medaris & Syada، 1998)	النسبة المئوية الكمية المحسوبة في هذه الدراسة
أوليفين	76	0.774
أورثوبيروكسين	14.8	0.151
كلينوبيروكسين	7.2	0.073
سبينيل	2.0	0.002

النسب المئوية الكمية المحسوبة تم التعبير عنها كأرقام عشرية (كما يتعامل معها ثيرموكالك)، المجموع لهذه الأرقام هو الواحد (أي 100 %).

الجدول 2. الكميات النسبية للفلزات الحاضرة في عينات البيريدوتيت ذي سبينيل 14 ليرزوليت. بحسب (Medaris & Syada، 1998) والنسب المئوية الكمية لنفس الفلزات محسوبة في الدراسة الحالية (mol%).

الفلز	النسبة الكمية بحسب (Medaris & Syada، 1998)	النسبة المئوية الكمية المحسوبة في هذه الدراسة
أوليفين	56.8	0.568
أورثوبيروكسين	27.4	0.274
كلينوبيروكسين	14.3	0.143
سبينيل	1.5	0.015

النسب المئوية الكمية المحسوبة تم التعبير عنها كأرقام عشرية (كما يتعامل معها ثيرموكالك)، المجموع لهذه الأرقام هو الواحد (أي 100 %).

تمّ حساب التركيب الكيميائي المجمل الذي تم اعتماده في هذه الدراسة اعتباراً من التركيب الوسطي للأوليفين + أورثوبيروكسين + كلينوبيروكسين + سبينيل في الصخور التي تم اختيارها للدراسة (52 ليرزوليت، 14 ليرزوليت) (Medaris & Syada، 1998) وذلك بعد ربطه بالكميات النسبية لهذه الفلزات ضمن العينات المدروسة. هذا التركيب المحسوب هو التالي (طبعاً كنسبة مئوية مولية mol%):

SiO_2: 44.502, Al_2O_3: 2.371, CaO: 2.322, MgO: 41.590, FeO: 8.280, Na_2O: 0.164, Cr_2O_3: 0.269

تمّ أخذ النماذج أو الموديلات الترموديناميكية الرياضية للمحاليل الصلبة ضمن الجملة أو النظام: $Na_2O–CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–Cr_2O_3–O$ والذي يرمز له اختصاراً بـ NCFMASCrO.

تمّ بحسب الطريقة المشار إليها في "طريقة البحث ومواده" ومن خلال اتباعنا للخطوات المذكورة هناك وبالاعتماد على برنامج ثيرموكالك إنشاء مقطع ظاهري بدلالة الضغط والحرارة يوافق التركيب الكيميائي لصخر البيريدوتيت الحامل للسبينيل والذي تمّ حسابه (الشكل 2).

يُشير نموذج المقطع الظاهري المنجز (الشكل 2) إلى أن حقل الثباتية للمجموع الفلزي cpx, ol, opx, sp هو المجال الواقع فيما بين درجتي الحرارة 700 و 1100 درجة مئوية، والضغط الواقع بين 8 و 15 كيلوبار. وتجدر الملاحظة هنا إلى أنه وبحسب المقطع الظاهري المنجز (الشكل 2) فإنّ التسلسل أو التتابع في التغير السحني للبيريدوتيت من بيردوتيت ذو بلاجيوكلاز (ضغط منخفض) مروراً بالبيريدوتيت ذي السبينيل (ضغط متوسط) وصولاً للبيريدوتيت ذو الغارنت (ضغط مرتفع) وذلك تبعاً لارتفاع الضغط أي عملياً تبعاً لازدياد العمق ينسجم مع التتابع الطبيعي أو النموذجي للتغير السحني للبيريدوتيت (الشكل 3). ومن خلال مقارنة المقطع الظاهري (الشكل 2) مع الشكل 3 يمكن الاستنتاج أن مجال البيريدوتيت ذو السبينيل في حالة (تل الأشاعر) يقع ضمن حقل ثباتية البيريدوتيت ذو سبينيل النموذجي ما يدل على صوابية وانسجام الحسابات الترموديناميكية التي نقوم بها باستخدام ثيرموكالك.

نلاحظ من المقطع ظاهري (الشكل 2) أن الحد الأدنى للضغط الموافق لثبات المجموع الفلزي ol, opx, cpx, sp ثابت تقريباً عند القيمة حوالي 8 كيلوبار مع تغير درجة الحرارة من 700 إلى حوالي 1000 درجة مئوية، بمعنى أنه مهما تغيرت درجة الحرارة عند ضغط ثابت قيمته حوالي 8 كيلوبار فإن المجموع الفلزي المذكور يبقى ثابتاً دون أن يختفي منه أي طور و دون أن يظهر فيه طور جديد. بالمقابل فإن الحد الأعلى من الضغط لحقل ثبات نفس المجموع الفلزي يتغير بحيث يزداد الضغط بزيادة درجة الحرارة، أي أن زيادة العمق يتبعها ارتفاع في درجة الحرارة اعتباراً من 700 وصولاً إلى 1100 درجة مئوية مع ارتفاع بالضغط من 8 إلى حوالي 15 كيلوبار.

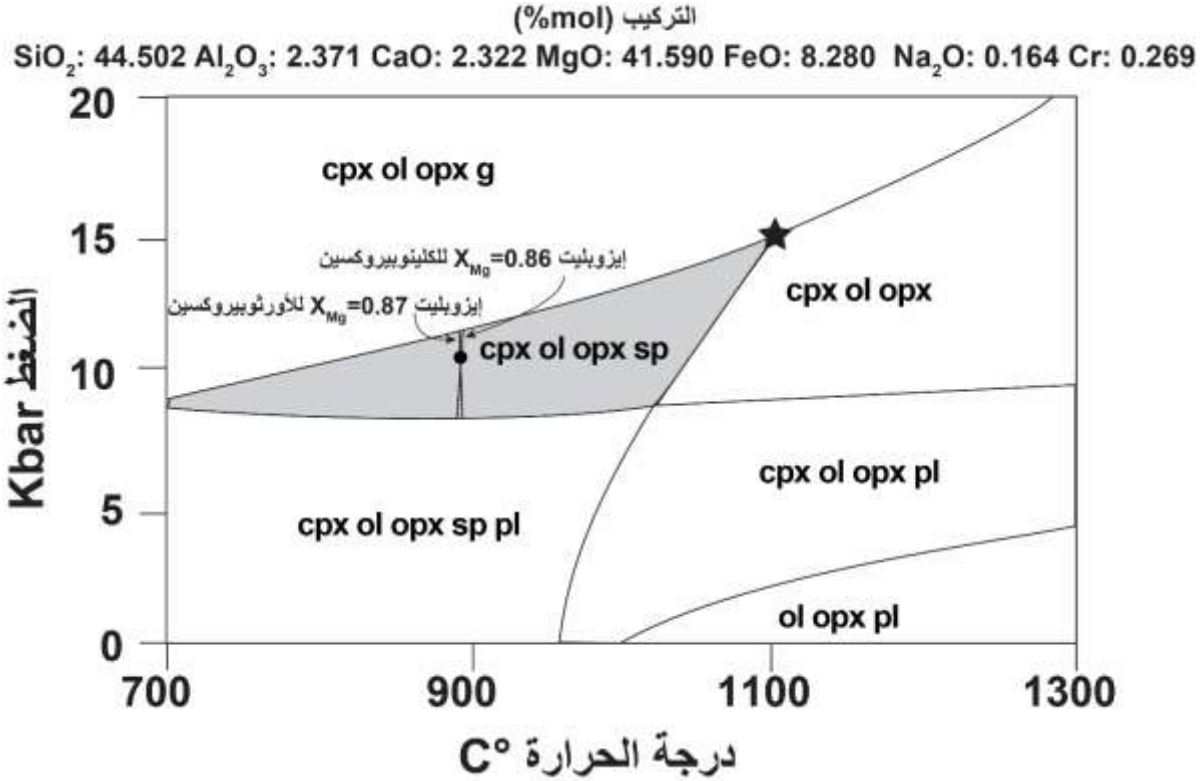
بالمقارنة مع نتائج الحسابات الجيو ضغط–حرارية المنجزة من قبل (Medaris & Syada، 1998) لنفس المجموع الفلزي نجد أن درجات حرارة التشكل التي تم حسابها لنفس العينات كانت بين 1000 و 1100 درجة مئوية مع تثبيت الضغط عند القيمة 15 كيلوبار، وهذه القيم إذا ما تم إسقاطها ضمن المقطع الظاهري الحالي (الشكل 2) المنجز في هذه الورقة الحالية فإنها ستقع في الزاوية العلوية اليمنى من حقل ثباتية المجموع الفلزي ol, opx, cpx, sp، أي تماماً عند الحدود التي تفصل هذا المجموع الفلزي عن مجموعين فلزيين مختلفين، أحدهما يحتوي على الغارنت والآخر يختفي فيه السبينيل (انظر الشكل 2). إلا أن حسابات الحد الأعلى للضغط في تلك الدراسة (Medaris & ، 1998 Syada) أظهرت أن القيمة المتوقعة للضغط الذي تشكل عنده الصخر هي حوالي 19 كيلوبار، وهذا يتجاوز حتى الحد الأعظمي للضغط الذي يحدد حقل ثباتية المجموع الفلزي لنفس الصخر بحسب الشكل 2 المنجز في دراستنا الحالية، بل إنه يوافق حقل ثباتية البيريدوتيت ذو الغارنت بحسب الشكل 2.

بشكل عام فإن البيريدوتيت ذو سبينيل في بركنة حارات الشام (الذي تمثل العينات المدروسة هنا جزء منها) تم تحديد درجات حرارة تشكله بين 755 و 1080 (الجدول 3)، (Nasir، 1992)، (Snyder et al.، 1993) وهي قيم جداً قريبة من القيم التي يقدمها المقطع الظاهري المنجز في الدراسة الحالية (الشكل 2)، كما تم تحديد قيم الضغط التي تنسجم والبيريدوتيت ذو سبينيل في بركنة حارات الشام واقترح أنها تتراوح بين 10 و 20 كيلوبار (الجدول 3)، و هي بدورها أيضاً تمثل قيماً قابلة للمقارنة مع القيم التي يزودنا بها المقطع الظاهري الحالي (الشكل 2) وهي بين حوالي 8 و 15 كيلوبار (الجدول 3).

الجدول 3. مقارنة قيم مجالات الحرارة والضغط المحسوبة لصخور البيريدوتيت ذو سبينيل في السطيحة العربية والتي تشكل بركنة جنوب سورية (بما فيها تل الأشاعر) جزءاً منها.

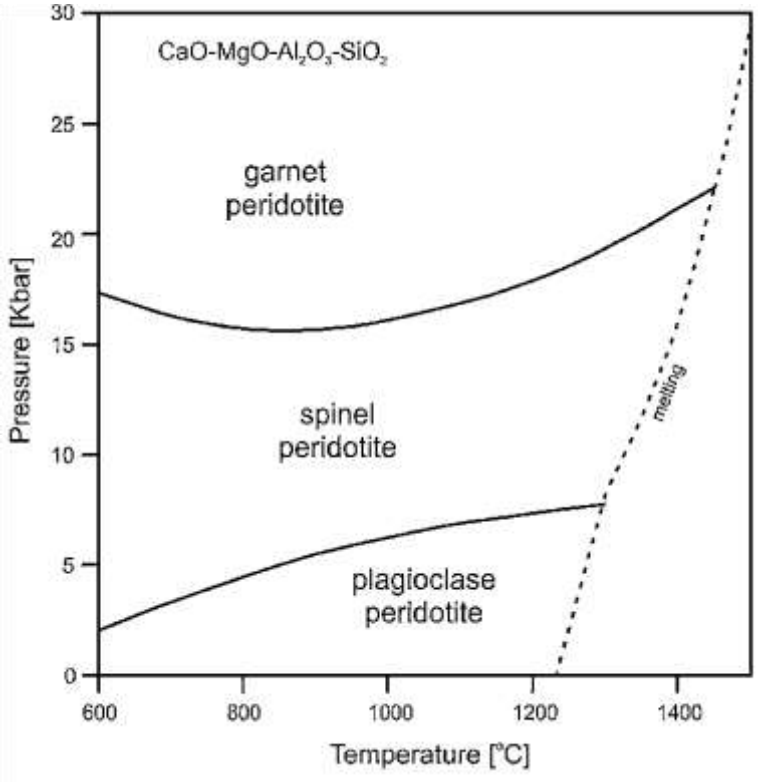
	الدراسة الحالية	Medaris & Syada 1998	أعمال سابقة*
درجة الحرارة (C°)	1100 – 700	1100 – 1000	1080 – 755
الضغط (كيلوبار)	15 – 8	< 18 كيلوبار	20 – 10

***أعمال سابقة: (Nasir، 1992)، (Snyder et al.، 1993).**



الشكل 2. مقطع ظاهري بدلالة الضغط والحرارة للبيريدوتيت ذو سبينيل في تل الأشاعر (بركنة جنوب سورية) منجز باستخدام ثيرموكالك tc340 في هذا البحث. تمت نمذجة هذا المخطط من أجل التركيب الكيميائي المجمل لصخور البيريدوتيت ذو سبينيل (52 ليرزوليت و 14 ليرزوليت) والمحسوب اعتباراً من التراكيب الفلزية للعينات المذكورة والمنشورة في Medaris & Syada 1998. يُظهر المخطط أن حقل ثباتية المجموع الفلزي المطابق للصخر المدروس والمؤلف من: ol, opx, cpx, , sp يتحدد ضمن مجال من درجات الحرارة تتراوح بين 700 و 1100 درجة مئوية و يقابلها ضغط يتراوح بين 8 و 15 كيلوبار (هذا الحقل تم تمييزه باللون الرمادي). النجمة تشير إلى القيمة التقريبية للحرارة المحسوبة من قبل (Medaris & Syada، 1998) من أجل نفس العينات (حوالي 1100 درجة مئوية عند ضغط 15 كيلوبار)، لاحظ وقوع هذه القيمة عند الحدود بين حقل ثباتية فلزات الصخر المدروس و كل من الحقلين الذي يظهر في أحدهما الغارنت وفي الآخر يختفي السبينيل.

الخطوط المنقطة تمثل الإيزوبليت لقيم X_{Mg} في كل من الفلزين المتوازنين في الصخر المدروس الأورثوبيروكسين والكلينوبيروكسين. علماً أن $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$. إن نقطة تقاطع خطوط الإيزوبليت تمثل شروط توازن الصخر المدروس وهذه النقطة توافق ضغط يعادل حوالي 10.5 كيلوبار ودرجة حرارة تعادل 892 درجة مئوية.



الشكل 3. الحدود الكلاسيكية فيما بين مجالات البيريدوتيت ذو البلاجيوكلاز، البيريدوتيت ذو السبينيل، والبيريدوتيت ذو الغارنت (O'Neill، 1981)، (Gasparic، 1984)، (Milholland & Presnal، 1998)

يُظهر الخط المنقط درجة حرارة الانصهار الدنيا. لاحظ الانتقال من بيريدوتيت ذو بلاجيوكلاز إلى بيريدوتيت ذو غارنت مروراً ببيريدوتيت ذو سبينيل تبعاً لزيادة العمق (الضغط).

تمّ هنا، وبهدف الحصول على تحديد أدق لشروط الضغط والحرارة التي توازن عندها المجموع الفلزي للعينات المدروسة، اعتماد عملية حساب لعدد من الإيزوبليت (انظر "طريقة البحث ومواده") والمقترحة والمعتمدة من قبل (Powell & Holland، 1994)، حيث أنه، عند التوازن فإن العناصر القابلة للتبادل فيما بينها (substitution) ضمن الفلزات المتوازنة تحقق ذلك التبادل وفق نسب تخضع لشروط الضغط والحرارة، وإن نقطة تقاطع خطين أو ثلاثة من الإيزوبليت لعنصر ما في فلز أو اثنين من الفلزات المتوازنة مع بعضها ستشير إلى نقطة التوازن وبالتالي فإن شروط الضغط والحرارة الموافقين لهذه النقطة ضمن المقطع الظاهري تدل على الضغط والحرارة التي تشكل عندها الصخر و توازن فيها المجموع الفلزي المكون له مع بعضه البعض.

بالمختصر، فإن طريقة إيزوبليت تعنى بحساب الخطوط ذات التركيب الثابت لعنصر معين ضمن فلز يقع ضمن حقل الثباتية الذي يعنينا. في هذه الدراسة تم حساب الإيزوبليت للمغنيزيوم (X_{Mg}) ضمن الأورثوبيروكسين وكذلك الإيزوبليت لنفس العنصر ضمن الكلينوبيروكسين. الخطوط المنقطة في الشكل 2 تمثل الإيزوبليت للنسبة X_{Mg} في كل من الأورثو والكلينوبيروكسين (X_{Mg}=0.87) للأورثوبيروكسين و X_{Mg}=0.86 للكلينوبيروكسين علماً أنها قيم وسطية للعينات المدروسة). إن كلا الخطين (إيزوبليت) يجب أن يتقاطعان في نقطة، هذه النقطة تتحقق فيها حالة التوازن بين كلا الفلزين في الصخر وتمثل النسب التبادلية (substitions) للمغنيزيوم بين الفلزين عند اللحظة التي تشكل فيها الصخر وإن كلاً من الحرارة والضغط الموافقان لهذه النقطة يمثلان الشروط الجيو ضغط–حرارية للحظة التي تبرد فيها الصخر.

كما يظهر من المقطع الظاهري فإن نقطة تقاطع خطي الإيزوبليت توافق درجة حرارة 892 درجة مئوية وضغط يعادل 10.5 كيلوبار وهي ببساطة تمثل الشروط الجيو ضغط–حرارية التي تشكل عندها الصخر المدروس هنا.

يجدر التأكيد هنا إلى أن هذه النتيجة القيّمة ليس من السهل التوصل إليها باستخدام الطرق الجيو ضغط–حرارية الكلاسيكية كما أظهرت المقارنة مع الدراسات السابقة. وخصوصاً عندما يتعلق الأمر بعينات من البيريدوتيت ذو سبينيل حيث ليس من مقياس جيو ضغطي حاسم يسمح بإعطاء قيم دقيقة للضغط. وإن هذه النتيجة تمثل واحدةً من أهم نقاط القوة والفعالية التي يوفرها برنامجاً كالثيرموكالك.

إن هذا الضغط الذي تم حسابه والذي يعادل 10.5 كيلوبار يقابله عمق يقدر بحوالي 36 كم (Nasir، 1992)، (Medaris & Syada، 1998) وهو ما يشير إلى أن الحدود بين القشرة الأرضية والمعطف الأرضي تتواجد عند ذلك العمق، بمعنى آخر فإن العينات المدروسة في تل الأشاعر قد تشكلت على الحدود بين القشرة والمعطف العلوي. علماً أن السماكة الأعظمية للقشرة في السطيحة العربية التي يقع ضمنها تل الأشاعر تقدر بحوالي 40 كم (Seber ، 1997 .et al). يمكننا القول إذاً أن عينات البيريدوتيت ذو سبينيل المدروسة هنا قد صعدت إلى السطح عن عمق يقدر بحوالي 36 كم وهو العمق المقابل إذاً لأسفل القشرة وأعلى المعطف العلوي في الصفيحة العربية.

الاستنتاجات والتوصيات

تمّ في هذه الورقة استعراض الطرائق التقليدية المتبعة في القياسات الجيو ضغط–حرارية، كما استعرضت كذلك الطرائق الحديثة في هذا المجال. الهدف من هذا العمل بصورة رئيسة هو إظهار أهمية التطورات والتحديثات التي طرأت في هذا المجال من الحسابات وخصوصاً لجهة استخدام البرامج الحاسوبية الحديثة والتي أصبحت متبعة من قبل الباحثين عالمياً. لهذه الغاية تمّ اختيار أحد هذه البرامج الحاسوبية والمسمى ثيرموكالك، تمّ تقديمه والتعريف به وبمبدأ عمله والنتائج التي يمكن أن يزود الباحث بها. الميزات التي يوفرها البرنامج لجهة حل بعض الإشكاليات التي تواجه الباحث أثناء دراسة عدد من المسائل أو العمليات الجيولوجية تم إظهارها من خلال القيام بتطبيق عملي على حالة مدروسة سابقاً بالطرائق الجيو ضغط–حرارية التقليدية وقد وقع الاختيار على دراسة لبركنة جنوب سورية (تل الأشاعر) قام بها (Medaris & Syada، 1998)، وكان الدافع وراء هذا الاختيار هو المعطيات التي توفرها الدراسة والتي تلبي المتطلبات الأساسية التي يحتاجها ثيرموكالك من أجل أن ينجز الحسابات. أُجريت عمليات حساب للتركيب الكيميائي المجمل لصخر البيريدوتيت ذو سبينيل اعتباراً من التراكيب الفلزية وكميتها النسبية والمنشورين في الدراسة المذكورة، وبناءاً عليه:

1– تمّ إنشاء مقطع ظاهري بدلالة الضغط والحرارة للأطوار الفلزية الممكن لها أن تتواجد بشكل ثابت معاً، ومن ثم طبقنا طريقة الإيزوبليت التي يوفرها برنامج ثيرموكالك بهدف الحصول على أفضل تحديد لشروط الضغط والحرارة التي تشكل عندها المجموع الفلزي المشاهد في الصخر المدروس.

2– بنتيجة هذا العمل فقد تم وبشكل أولي تحديد حقل ثباتية المجموع الفلزي المتواجد في الصخر المدروس والذي انحصر في مجال من الحرارة يتراوح بين 700 و 1100 درجة مئوية مع مجال من الضغط يتراوح بين 8 و 15 كيلوبار.

3– بفضل القدرات المعززة لبرنامج ثيرموكالك قياساً بالطرق الجيو ضغط–حرارية التقليدية فقد أمكن حصر شروط تشكل الصخر بقيمة للضغط تعادل حوالي 10.5 كيلوبار ودرجة حرارة حوالي 892 درجة مئوية، بينما في دراسة

(Medaris & Syada، 1998) فقد تم تحديد مجال تجريبي من درجات الحرارة يتراوح بين 1000 إلى 1100 درجة مئوية (عند ضغط ثابت يعادل 15 كيلوبار)، أما الضغط فتم توقع الحد الأعلى له فقط وتقديره بحوالي 19 كيلوبار.

3- تم مناقشة النتائج الجديدة وتفسيرها. حيث تم توقع العمق الذي تشكل عنده الصخر المدروس وتقديره بحوالي 36 كم وهو ما يشير إلى أن الحدود بين القشرة الأرضية والمعطف الأرضي تتواجد عند ذلك العمق في منطقة الدراسة، أي تم الاستنتاج أن عينات البيريدوتيت ذو سبينيل المدروسة هنا قد صعدت على السطح عن عمق يقدر بحوالي 36 كم وهو العمق المقابل لأسفل القشرة وأعلى المعطف العلوي في الصفيحة العربية.

تجدر الإشارة إلى أنه قد يؤخذ على برنامج مثل ثيرموكالك، برغم فعالية ودقة النتائج التي يقدمها، الوقت اللازم من أجل مخطط مثل المقطع الظاهري بدلالة الضغط والحرارة، حيث أنه على الباحث أن يقوم بحساب مواقع خطوط حدود حقول الثباتية للمجموعات الفلزية كل على حدى وبشكل منفرد، وهذا يأخذ وقتاً لا بأس به من أجل إنشاء مقطع ظاهري لتركيب كيميائي ما. إلا أن مدى دقة النتائج التي يوفرها وما لها من دور بتفسير أفضل للمسألة الجيولوجية المدروسة يجعل من التغاضي عن مسالة الوقت أمراً مقبولاً. وقد يؤخذ أيضاً على برنامج مثل الثيرموكالك أنها تتطلب معرفة و مهارة في الحسابات الثيرموديناميكية و هو ما قد لا يتوفر لدى الكثير من الباحثين بحكم طبيعة اختصاص الباحث، إلا أنه يجدر بالذكر هنا أن طريقة بناء برنامج كالثيرموكالك قد صممت بحيث يمكن للباحثين والمهتمين التعامل معه من خلال إتقان بعض التعليمات المبسطة سواء عند قيام الباحث بإنشاء قاعدة بيانات للصخر الذي يقوم بدراسته أو عندما يقوم بالتعامل مع واجهة البرنامج أثناء عمليات الحسابات علماً ان البرنامج مزود بملفات تحوي شروحات مفصلة و خطوات العمل الضرورية مصنفة بحسب الهدف والغاية التي يريد الباحث من البرنامج أن يوفرهما له. من ناحية أخرى فإن جودة النتائج التي يمكن أن يزودنا بها مثل هكذا برنامج تستحق حتى المشاركة مع باحثين أو خبراء في مجال هكذا برامج في حال اقتضى الأمر ذلك.

أياً تكن مآخذ أو قيود برنامج ثيرموكالك، إلا أنّ هذه الورقة تظهر أفضلية وتفوق برامج الحسابات الترموديناميكية الحديثة في قدرتها على توفير معطيات ونتائج أدق قابلة للتفسير بشكل أفضل إذا ما قورنت بالطرق التقليدية في القياسات الجيو ضغط-حرارية. بالتالي، وبناءاً على هذا المثال التطبيقي العملي المقدّم في هذه الورقة وما أظهره استخدام تقنية ثيرموكالك من نتائج دقيقة وذات دلالات مفيدة توفر فهم أعمق وأدق للحالة المدروسة مقارنةً بالطرق التقليدية، فإننا ننصح بزيادة التركيز في الأبحاث البترولوجية والجيوكيميائية على استخدام هذه التقنيات الترموديناميكية المتقدمة، خصوصاً وأنّ والدراسات العالمية الحديثة أصبحت تعتمد وبصورة رئيسة على هذ التقنيات. علاوةً على ذلك، فقد تكون إعادة دراسة العديد من الحالات أو العمليات الجيولوجية (المدروسة مسبقاً) والتي كانت ذات نتائج غير حاسمة أو يشوبها شيء من عدم الوضوح، قد تكون إعادة دراستها عن طريق هذه التقنيات مفيدةً جداً في حسم الجدل حولها أو إعادة النظر في تفسيرها. مع العلم أنّ اكتساب الخبرة والمهارة في استخدام هذه التقنيات لا يتطلب سوى معرفة بسيطة في مبادئ الترموديناميك، وإتقان لخطوات العمل والتعليمات التي يقوم البرنامج بالعمل على أساسها وهذا يتأتى تدريجياً بالممارسة.

المراجع

BAGHDADI B., GODARD G., & JAMBON A. *Evolution of the Angrite Parent Body: Implications of Metamorphic Coronas in NWA 3164*. Meteoritics and Planetary Science, 2013, 48, 1873-1893.

BAKER, J., HOLLAND, T. J. B., & POWELL, R. *The Effect of Tschermak Solid Solutions on Assemblages in Aluminous Calc-Pelites*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 118, 48–59.

BINA, C. R., & WOOD, B. J. *Olivine-Spinel Transitions - Experimental and Thermodynamic Constraints and Implications fortThe 400-Km Seismic Discontinuity*. Journal of geophysic Researches, 1987, 4, 853-866.

CAVRETTA G., GIANELLI G. & PUXEDDU M. *Formation of Authigenic Minerals and Their Use as Indicators of the Chemico-Physical Parameters of the Fluid in the Larderello-Travele Geothermal Field*. Economic Geology, 1982, 77, 1071-1084.

CLARKE, G. L., WHITE, R. W., LUI, S., FITZHERBERT, J. A., & PEARSON, N. J. *Contrasting Behaviour of Rare Earth And Major Elements During Partial Melting In Granulite Facies Migmatites, Wuluma Hills, Arunta Block, Central Australia.* Journal of Metamorphic Geology, 2007, 25, 1–18.

CONNOLLY, J. A. D. *Multivariable Phase Diagrams: An Algorithm Based On Generalized Thermodynamics*. American Journal of Science 1990, 290, 666–718.

DE CAPITANI, C., & BROWN, T. H. *The Computation of Chemical Equilibria In Complex Systems Containing Non-Ideal Solutions*. Geochimica Cosmochimica Acta, 1987, 51, 2639–2652.

DUNOYER De SEGONZAC G. *The Transformation of Clay Minerals During Diagenesis and Low-Grade Metamorphism*. *A Review*. Sedimentology, 1970, 15, 281-346.

GAIDIES F., De CAPITANI C., ABART R., & SCHUSTER R. *Prograde Garnet Growth Along Complex P–T–t Paths: Results From Numerical Experiments on Polyphase Garnet fom The Wolz Complex (Austroalpine Basement).* Contributions to Mineralogy and Petrology, 2008, 155, 673–688.

GASPARIC, T. *Two - Pyroxene Thermobarometry with New Experimental Data in the System CaO-MgO- Al2O3 - SiO2*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 87, 87-97.

GOTTSCHALK, M. *Internally Consistent Thermodynamic Data For Rock Forming Minerals*. European Journal of Mineralogy, 1997, 9, 175–223.

GUIRAUD, M., HOLLAND, T. J. B., & POWELL, R. *Calculated Mineral Equilibria in the Greenschist — Blueschist — Eclogite Facies in Na2O–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O: Methods, Results and Geological Applications.* Contributions to Mineralogy and Petrology, 1990, 104, 85–98.

GUIRAUD, M., HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. *Calculated Mineral Equilibria in the Greenschist-Blueschist-Eclogite Facies in Na2O-Fe0-Mg0-AI2O3-SiO2-H2O*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1990, 104, 85-98.

HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. *An Internally Consistent Thermodynamic Dataset for Phases of Petrological Interest*. Journal of Metamorphic Geology, 1998, 3, 309-343.

HOLLAND, T. J. B., & POWELL, R. *An Enlarged and Updated Internally Consistent Thermodynamic Dataset With Uncertainties And Correlations: The System K2O–Na2O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe2O3–Al2O3–TiO2–SiO2–C–H2–O2*. Journal of Metamorphic Geology, 1990, 8, 89-124.

HOLLAND, T. J. B., & POWELL, R. *An Internally Consistenr Thermodynamic Dataset With Uncertainties and Correlations: 2, Data and Results*. Journal of Metamorphic Geology, 1985, 3, 232-370.

KELSEY, D. E., WHITE, R. W. & POWELL, R. *Orthopyroxene – Sillimanite – Quartz Assemblages: Distribution, Petrology, Quantitative P–T–X Constraints and P–T Paths*. Journal of Metamorphic Geology, 2003, 21, 439-453

MAHAR, E. M., BAKER, J. M., POWELL, R., HOLLAND, T. J. B., & HOWELL, N. *The Effect of Mn on Mineral Stability in Metapelites.* Journal of Metamorphic Geology, 1997, 15, 223-238.

MEDARIS Jr., L. G., & SYADA, A. G. *Spinel Peridotite Xenoliths from the Al Ashaer Volcano, Syria: A Contribution to the Elemental Composition and Thermal State of Subcontinental Arabian Lithosphere*. International Geology Review, 1998, 40, 305–324.

MILHOLLAND C. S. & PRESNAL D. C. *Liquidus Phase Relations in the CaO – MgO – Al2O3 – SiO2 System at 3.0 GPa: The Aluminous Pyroxene Thermal Divide and High Pressure Fractionation of Picritic and Komatiitic Magmas*. Journal of Petrology, 1998, 39 (1), 3–27.

NASIR, S. *The Lithosphere Beneath the Northwestern Part of the Arabian Plate (Jordan): Evidence from Xenoliths and Geophysics.* Tectonophysics, 1992, 201, 357-370.

O'NEILL, H. S. *The Transition Between Spinel Lherzolite and Garnet Iherzolite*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1981, 77, 185-194.

POWELL R., & HOLLAND. T. *Using Equlibrium Thermodynamics to Understand Metamorphism and Metamorphic Rocks*. Elements, 2010, 6, 309-314.

POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. *Course Notes for Thermocalc Workshop 2001: Calculating Metamorphic Phase Equilibria (on CD-ROM*), 2001.

POWELL, R., HOLLAND, T., & WORLEY, B. *Calculating Phase Diagrams Involving Solid Solutions Via Nonlinear Equations, with Examples Using THERMOCALC*. Journal of Metamorphic Geology, 1998, 16, 577-588.

POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. *Optimal Geothermometry and Geobarometry*. American Mineralogist, 1994, 27, 120-133.

POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B., X. *Calculated Mineral Equilibria in the Pelite System KFMASH (K2O-FeO-MgO-AI2O3-SiO2-H2O).* American Mineralogist, 1990, 75, 367-380.

POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. *An Internally Consistent Thermodynamic Dataset with Uncertainties and Correlations: 3. Applications to Geobarometry, Worked Examples and a Computer Program*. Journal of Metamorphic Geology, 1988, 6, 173-204.

POWELL, R. *Equilibrium Thermodynamics in Petrology*. Harper and Row, London, 1978, 117, 87-88.

SEBER, D., VALLVE, M., SANDVOL, E., STEER, D., & BARAZANGI, M. *Middle East tectonics: Applications of geographic information systems (GIS).* GSA Today, 1997, v. 7, p. 1-6.

SNYDER, G. A., Taylor, L. A., Jerde, E. A., Sharkov, Y., Laz'ko, Y., & Hanna, S. *Petrogenesis of Garnet Pyroxenite and Spinel Peridotite Xenoliths of the Tell-Danun Alkali Basalt Volcano, Harrat As Shamah, Syria*. International Geology Review, 1993, 35, 1104-1120.

SPEAR, F. S. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths.* Mineralogical Society of America Monograph 1: Washington, D.C., 1993, 799p .

SPEAR, F.S., & CHENEY, J. T. *A Petrogenetic Grid for Pelitic Schists in the System SiO_2–Al_2O_3–FeO–MgO–K_2O–H_2O*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1989, 101, 149–164.

SPEAR, F. S., & MENARD, T. *Program GIBBS: a Generalized Gibbs Method Algorithm*. American Mineralogist, 1989. vol. 74, nos. 7-8, 942-943.

SPEAR, F. S. & SELVERSTONE, J. *Quantitative P-T Paths from Zoned Minerals: Theory and Tectonic Applications*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1983, 83, 348-357.

PEARCE M. A., & WHEELER j. *Microstructural and Metamorphic Constraints on the Thermal Evolution of The Southern Region of the Lewisian Gneiss Copmplex, NW Scotland.* Journal of Petrology, 2014, 55(10), 2043-2066.

SYMMES, G. H., & FERRY, J. M. *The Effect of Whole-Rock MnO Content on the Stability of Garnet in Pelitic Schists During Metamorphism*. Journal of Metamorphic Geology, 1992, 10, 221-237.

THOMPSON, J. B. Jr. *The Graphical Analysis of Mineral Assemblages in Pelitic Schists.* American Mineralogist, 1957, 42, 842-858.

VAN ZEGGEREN, F., & STOREY, S. H. *The Computation of Chemical Equilibria* (1 ed.). New York, Cambridge University Press, 1970.

WHITE R.W., POWELL R., and BALDWIN J.A. *Calculated Phase Equilibria Involving Chemical Potentials Toinvestigate the Textural Evolution of Metamorphic Rocks*. Journal of Metamorphic Geology, 2008, 26, 181-198.

Winkler H.G.F. *The Barrovian-Type Facies Series. In: Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg. 1967.

WINTER, J. D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology,* Prentice Hall, 2011, pp. 541–548. ISBN 978-0-321-59257-6.

WOOD, B., & FRASER, D. G. *Elementary Thermodynamics for Geologists*. Oxford University Press, 1976, 303p.

WORLEY, B., & POWELL, R. *Singularities in NCKFMASH (Na_2O–CaO–K_2O–MgO–FeO–Al_2O_3 –SiO_2–H_2O)*. Journal of Metamorphic Geology, 1998, 16, 169–188.

XU, G., WILL, T. M., & POWELL, R. *A Calculated Petrogenetic Grid for Rocks in The System K2O–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O, With Particular Reference to Contact Metamor- Phosed Pelites.* Journal of Metamorphic Geology, 1994, 12, 99–119.