

جيوكيميائية ونشئية الصخور البركانية في معقد
اوفيولايت ماوات ، شمال شرق العراق

رسالة تقدم بها
سامر فؤاد يونان فرجو

إلى
مجلس كلية العلوم في جامعة الموصل وهي جزء من متطلبات نيل شهادة
الماجستير في علوم الأرض

بإشراف
الدكتور الياس محمد الياس
أستاذ مساعد

الإهداء

إلى والديَّ العزيزين ...

وخالفة أباي ...

سامر

شكر وتقدير

وأنا انهي رسالتي هذه بتوفيق من الله يسرني أن أتقدم بخالص الشكر والتقدير لأستاذي العزيز الدكتور الياس محمد الياس لما أبداه من ملاحظات وإرشادات قيمة في إنجاز البحث. كما أتوجه بجزيل الشكر والامتنان إلى كل من الدكتور خالد جلال اسود والدكتور عزام هشام السمان والدكتور رافد محمود عزيز لتوجيهاتهم العلمية القيمة طيلة مدة البحث . وأتقدم بالشكر الجزيل إلى الدكتور احمد محمد عقراوي رئيس قسم علوم الارض-جامعة صلاح الدين ، والأستاذ فتاح رحمن حمه صالح مدير عام المسح الجيولوجي والتحري المعدني/السليمانية لمساعدتهما في تسهيل مجريات العمل الحقلية . وأوجه شكري واعتزازي إلى الدكتور بيتر كلفت (Dr. Peter Clift) لمساعدته في التحليل الالكتروني الدقيق للمعادن وتحليل العناصر الأرضية النادرة والعناصر الأثرية ولملاحظاته المهمة أثناء مدة البحث . واشكر كذلك الدكتور جون دونوفان (Dr. John Donovan) لمساعدته في التحليل الالكتروني الدقيق للمعادن . كما أتقدم بجزيل الامتنان إلى الدكتورة ديان جونسون (Dr. Diane Johnson) والدكتور ريك كونري (Dr. Rick Conrey) لمساعدتهما في تحليل الأشعة السينية الوميضية . كما ويشرفني أن أتقدم بخالص شكري وامتناني إلى رئاسة جامعة الموصل وعمادة كلية العلوم لتسهيل متطلبات البحث ، وأوجه شكري واعتزازي إلى جميع أساتذة قسم علوم الأرض-جامعة الموصل وخص بالذكر الدكتور ذنون عبد الرحمن- رئيس القسم والدكتور عامر داوود نادر والدكتور فاروق صنع الله العمري والدكتور محسن غزال والدكتور حكمت الداغستاني والدكتور زكي الجبوري والدكتور عبد العزيز الحمداني . كما اشكر الأستاذ ياسين خليل لدعمه ومساهمته في توفير البرامج الضرورية لإنجاز البحث ، واشكر السيد ياسر حسن لمساعدته في إخراج بعض الأشكال والرسوم . وأقدم شكري كذلك إلى الدكتور فرج حبيب طوبيا من دائرة المسح الجيولوجي والتعدين والسيد محمد فوزي في مركز التحسس النائي لما قدمه من مساعدة في مجال العمل المختبري. ويسرني أن اشكر زملائي طلبة الدراسات العليا ثالان محمد وعمر خلوق وهشام خليل وأمير حيدر والإخوة محمد علي ومحمد اسود ومحمد وليد لتعاونهم المستمر طيلة مدة البحث. وأتوجه بالشكر إلى السيد عمار شبيب لمساهمته في إيصال النماذج إلى خارج القطر . وأخيرا أقدم لأهلي جميعا كل الامتنان والحب لتحملهم همومي ولدعمهم لي طيلة مدة الدراسة والبحث .

المستخلص

يمثل معقد اوفيولايت ماوات الواقع في الجزء الشمالي الشرقي من العراق والمكون في الكريتاسي الأعلى بقايا لغلاف صخري محيطي وهو يغطي مساحة بحدود 200 كم². وقد ركز البحث الحالي على دراسة الجزء العلوي البركاني من معقد اوفيولايت ماوات والجزء البركاني من تتابع كيمو في ثلاثة مقاطع مختارة هي كنارو وواراز وكيمو .

تعرضت النماذج الصخرية المتمثلة بالبازلت أساسا إلى درجات متباينة من عمليات تحول قاع المحيط والتغير ضمن سحنة النضيد الأخضر - بداية الامفيولايت. ونتج عن التحول الأول (M₁) من نوع قاع المحيط (الالبان - سينومينيان) إعادة تبلور للمعادن الأولية اذ استبدل البلاجيوكليس بآخر فيه زيادة بالصوديوم واستبدل الكلاينوبايروكسين بالهورنبلند. وارتبط هذا التحول لاحقا بآخر تراجعي أدى إلى تحول الهورنبلند إلى الاكتينولايت والبلاجيوكليس الى الالبات وظهر الابدوت. وخلال التصادم (المايوسين) طبع التحول الأول بتحول ثاني محدود (M₂) صاحب اندفاع وتموضع الاوفيولايت . كما يستدل على عمليات التحول من المحتوى المتباين للعناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (LILE) وحركتها ، في حين اتسمت العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) والأرضية النادرة (REE) نسبيا بانعدام الحركة وعكست تراكيزها في الصخور تواجدتها الحقيقي في الصهير .

يحتوي البعض من الصخور الحالية على محتوى تيتانيوم واطىء مُمثلةً صخور الجزر القوسية الثولييتية بينما احتوى غالبيتها على محتوى تيتانيوم واطىء جدا مُمثلةً صخور البونينايت. كما امتازت هذه الصخور باغتنائها النسبي بالعناصر الليثوفيلية وافتقارها للعناصر ذات مجال الجهد العالي (نسبة الى صخور بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي) والعناصر الأرضية النادرة وهذه السمات تعكس تكون هذه الصخور في بيئة مرتبطة بعملية الغوران .

يدل النمط المتوازي-شبه المتوازي للعناصر الأرضية النادرة في صخور المقاطع الثلاثة انها تكونت من صهير جبي واحد يمثل البيرودوتايت الغني بالهارزبركايت والدنايت مع تواجد محدود لليرزولايت ، وبذلك يمكن اعتبار تتابع كيمو جزءاً من الاوفيولايت وليس غطاء له كما أشارت دراسات سابقة. وقد نتجت الصخور الحالية من عملية تبلور تجزئي لصهير بازلتي تكون بواسطة انصهار جزئي بنسبة 20-35% تقريبا لمصدر جبي ناضب .

يتبين من الأدلة الجيوكيميائية تكون معقد اوفيولايت ماوات فوق نطاق غوران فتي (ضمن محيط التيشس) عند محور الحافة القديمة أو بالقرب منه ونتج عن ذلك تدفقات متزامنة لصخور بازلت الجزر القوسية الثولييتية والبونينايت في بيئة مقدمة الجزر القوسية. وخلال فترة التصادم في المايوسين اندفعت كتلة ماوات فوق صخور كلكلة ، ومع نهاية المايوسين استقرت هذه الكتلة فوق غطاء العصر الثلاثي بتأثير الانزلاق الجذبي .

قائمة المحتويات

الصفحة	الموضوع	التسلسل
الفصل الأول:- المقدمة		
1	تمهيد	1-1
1	الموقع الجغرافي	2-1
4	تكتونية منطقة جوارته - ماوات	3-1
4	جيولوجية منطقة جوارته - ماوات	4-1
7	مجموعة كلكلة	1-4-1
7	الوحدات الصخرية للكريتاسي الاعلى	2-4-1
8	مجموعة الطبقات الحمراء للعصر الثلاثي	3-4-1
8	ناب والاش - ناويردان	4-4-1
9	ناب ماوات	5-4-1
9	معقد اوفيولايت ماوات	1-5-4-1
13	تتابع كيمو	2-5-4-1
15	التقسيم الجيولوجي الجديد للمنطقة	5-1
15	الترسبات الموازية للموضعية	1-5-1
15	الترسبات الموضعية الجديدة	2-5-1
16	الغطاء الرسوبي التابع للعصر الثلاثي	3-5-1
16	ناب والاش- ناويردان المنقول	4-5-1
16	ناب ماوات المنقول	5-5-1
16	الدراسات السابقة	6-1
21	هدف الدراسة الحالية	7-1
الفصل الثاني:- تقنيات التحليل		
22	تهيئة النماذج للتحاليل	1-2
22	التحليل باستخدام تقنية الأشعة السينية الوميضية	2-2
22	مقدمة	1-2-2
22	تحضير الأقراص	2-2-2
23	ظروف التشغيل المستقرة	3-2-2
23	طريقة القياس	4-2-2
25	الدقة التحليلية	5-2-2
25	الصحة التحليلية	6-2-2
28	تحليل اوكسيد الحديدوز بطريقة القياس اللوني	3-2
28	مقدمة	1-3-2
28	هضم النماذج	2-3-2
29	طريقة القياس	3-3-2

الصفحة	الموضوع	التسلسل
29	ملاحظات	4-3-2
29	قياس فقدان بالحرق	4-2
30	التحليل باستخدام تقنية البلازما مزدوجة الحث - قياس الطيف الكتلي	5-2
30	مقدمة	1-5-2
31	مبدأ العمل	2-5-2
31	هضم النماذج	3-5-2
31	التصحيح	4-5-2
31	فوائد الطريقة	5-5-2
32	التحليل المعدني باستخدام تقنية التحليل الالكتروني الدقيق	6-2
32	مقدمة	1-6-2
32	مبدأ العمل	2-6-2
32	تحضير النماذج	3-6-2
33	أنواع الأجهزة المستعملة	4-6-2
33	جهاز CAMECA SX50 Electron Microprobe	1-4-6-2
35	جهاز MICROSCAN MK5 Electron Microprobe	2-4-6-2
الفصل الثالث:- البتروغرافية وكيمياء المعادن		
36	البتروغرافية	1-3
36	تمهيد	1-1-3
36	الأنسجة	2-1-3
36	النسيج البورفيرويلاستي	1-2-1-3
37	النسيج التجمعي البورفير الكاذب	2-2-1-3
37	النسيج اللوزي	3-2-1-3
37	النسيج البورفيروكلاستي	4-2-1-3
42	المعدنية	3-1-3
42	الامقيبول	1-3-1-3
42	البلاجيوكليس	2-3-1-3
45	الكلورايت	3-3-1-3
45	الكوارتز	4-3-1-3
50	الابيدوت والكلابنوزوسايت	5-3-1-3
50	الكلابنوبايروكسين	6-3-1-3
55	الاورثوبايروكسين	7-3-1-3
55	الاباتايت	8-3-1-3

الصفحة	الموضوع	التسلسل
55	المعادن المعتمدة	9-3-1-3
55	السيريمايت	10-3-1-3
58	الكالسايت	11-3-1-3
58	التجمعات المعدنية	4-1-3
60	كيمياء المعادن	2-3
60	تمهيد	1-2-3
60	الامفيبول	2-2-3
68	البلاجيوكليس	3-2-3
73	الكلورايت	4-2-3
76	الايبيدوت	5-2-3
77	المعادن المعتمدة	6-2-3
78	الاباتايت	7-2-3
الفصل الرابع:- الجيوكيميائية		
79	تمهيد	1-4
79	التغيرات في العناصر الكيميائية	2-4
79	التغيرات في العناصر الرئيسية	1-2-4
85	التغيرات في العناصر الأثرية	2-2-4
91	العناصر الأرضية النادرة	3-2-4
92	نوعية الصخور	3-4
93	مخطط Zr/TiO ₂ - Nb/Y	1-3-4
93	مخطط Zr/TiO ₂ - Ga	2-3-4
96	مخطط Zr/Ti - Nb/Y	3-3-4
97	نوعية الصهير	4-4
97	مخطط TiO ₂ - Zr/P ₂ O ₅	1-4-4
97	مخطط Nb/Y - Zr/P ₂ O ₅	2-4-4
99	الصلة التكتونية	5-4
99	مخطط Ti - Cr	1-5-4
101	مخطط Nb - Y	2-5-4
101	مخطط Ti - Zr	3-5-4
101	مخطط Ti/Cr - Ni	4-5-4
101	مخطط TiO ₂ - MgO	5-5-4
104	مخطط Ti-V	6-5-4

الصفحة	الموضوع	التسلسل
106	مخطط TiO ₂ - Zr	7-5-4
106	مخطط Cr - Y	8-5-4
106	مخطط Al ₂ O ₃ - TiO ₂	9-5-4
108	مخطط Zr - Ti/Zr	10-5-4
108	مخطط Zr - Zr/Y	11-5-4
110	المخططات متعددة العناصر	6-4
117	مخطط العناصر الأرضية النادرة	7-4
120	صخور البونينايت	8-4
121	جيوكيميائية البونينايت	1-8-4
122	معدنية البونينايت	2-8-4
الفصل الخامس:- عمليات التحول والتغير		
123	تمهيد	1-5
123	التغيرات المعدنية الأساسية	2-5
124	التغيرات الكيميائية	3-5
131	العلاقة ما بين التغيرات الكيميائية والمعدنية	4-5
131	ظروف التحول ومراحله	5-5
الفصل السادس:- النشوئية		
137	المصدر الجبي	1-6
137	التبلور التجزئي	2-6
140	الانصهار الجزئي	3-6
147	معدل سرعة الانتشار	4-6
148	الموديل التكتوني	5-6
الفصل السابع:- الاستنتاجات والتوصيات		
152	الاستنتاجات	1-7
156	التوصيات	2-7
157	المصادر العربية	
158	المصادر الأجنبية	
177	المستخلص باللغة الإنكليزية	

قائمة الجداول

رقم الجدول	العنوان	الصفحة
(1-2)	ظروف تشغيل جهاز Rigaku 3370 XRF Spectrometer	25
(2-2)	حدود التحسس الدنيا لجهاز الأشعة السينية الوميضية للعناصر الرئيسية والأثرية في هذه الدراسة بعد إجراء 15 تحليلاً للنموذجين القياسيين (BCR-2 ، GSP-2)	26
(3-2)	الدقة التحليلية الناتجة من (a) تحليل قرص نموذج قياسي واحد (GSP-1) في فترة ثمانية أشهر . (b) تحليل عشرة أقراص مختلفة مصنوعة من مسحوق النموذج القياسي نفسه (UMAT-1) خلال التشغيل الواحد للجهاز	26
(4-2)	الصحة التحليلية لتراكيز العناصر الرئيسية والأثرية	27
(5-2)	ظروف تشغيل جهاز التحليل الإلكتروني الدقيق في جامعة أوريكون	33
(6-2)	البورلات المحللة والعناصر التي يمكن تحليلها بكل بلورة	34
(7-2)	النماذج القياسية المستعملة لقياس معظم العناصر	34
(8-2)	زمن العد (القياس) لكل عنصر	35
(9-2)	ظروف تشغيل جهاز التحليل الإلكتروني الدقيق في جامعة أوريكون	35
(1-3)	التركيب الكيميائي والصبغة الكيميائية للامفيبول على أساس 23 ذرة اوكسجين	61
(2-3)	التركيب الكيميائي والصبغة الكيميائية للبلاجيوكليس على أساس 32 ذرة اوكسجين	69
(3-3)	التركيب الكيميائي والصبغة الكيميائية للكلورايت على أساس 28 ذرة اوكسجين	74
(4-3)	التركيب الكيميائي والصبغة الكيميائية للابيدوت على أساس 25 ذرة اوكسجين	76
(5-3)	التركيب الكيميائي للمعادن المعتمدة	77
(6-3)	التركيب الكيميائي والصبغة الكيميائية للاباتاييت على أساس 25 ذرة اوكسجين	78
(1-4)	تحاليل العناصر الرئيسية والأثرية والأرضية النادرة لنماذج مختارة من الصخور البركانية المتحولة في مقاطع كنارو وواراز وكيمو	80
(2-4)	توزيع العناصر الأرضية النادرة وصفاتها	92
(3-4)	نسب العناصر المعتمدة في الدراسة الحالية	94
(4-4)	تراكيز العناصر لصخور الكوندرابيت وصخور بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي وصخور الجبة الابتدائية، عن صن ومكدونوف (Sun & McDonough, 1989)	111
(5-4)	قيم العناصر الناتجة عن المعايرة بالاعتماد على تراكيزها في صخور بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي	112
(6-4)	قيم العناصر الناتجة عن المعايرة بالاعتماد على تراكيزها في صخور الجبة الابتدائية	112
(7-4)	قيم العناصر الأرضية النادرة الناتجة عن المعايرة بالاعتماد على تراكيزها في صخور الكوندرابيت	119
(1-5)	قيم الجزء المولي لعنصر الالمنيوم في معدني الامفيبول والبلاجيوكليس	134
(2-5)	قيم الجزء المولي لعنصر الكالسيوم في معدني الامفيبول والبلاجيوكليس	135
(3-5)	قيم الجزء المولي لعنصري الالمنيوم والكالسيوم في معدني الامفيبول والبلاجيوكليس للصخور التحت بركانية (Aswad & Elias, 1988)	135

قائمة الأشكال

الصفحة	العنوان	رقم الشكل
2	خارطة العراق موضحا عليها منطقة الدراسة	(1-1)
2	خارطة توزيع بعض معقدات الاوفيولايت التابعة لبحر التيثس (Tethyan Ophiolites) ، محورة عن روبرتسون (Robertson, 2002)	(2-1)
3	خارطة كونتورية لمنطقة الدراسة توضح مقاطع جمع النماذج	(3-1)
5	خارطة التقسيمات التكتونية للعراق حسب بودي وجاسم (Buday & Jassim, 1987) ونعمان (Numan, 1997) ، موضحا عليها منطقة الدراسة	(4-1)
6	خارطة جيولوجية مبسطة لمنطقة جوارثة - ماوات عن (a) المهدي (Al-Mehaidi, 1975) (b) اسود (Aswad, 1999)	(5-1)
66	مخطط تصنيف الامفيبول في صخور الدراسة الحالية	(1-3)
67	مخطط $Ti - Al^{IV}$ لتحديد الامفيبول الأولي والثانوي	(2-3)
67	مخطط $(Na+K)_A - Al^{IV}$ يوضح الاتجاه الواضح لنوع الهورنبلند في صخور الدراسة	(3-3)
72	مثلث Or - Ab - An لتصنيف البلاجوكليس في صخور الدراسة الحالية	(4-3)
75	مخطط تصنيف الكلورايت في صخور الدراسة الحالية	(5-3)
75	مخطط لتبيان نوعية الكلورايت الغني بالمغنيسيوم	(6-3)
82	مخطط العلاقة ما بين السليكا واوكسيد الصوديوم	(1-4)
82	مخطط العلاقة ما بين السليكا واوكسيد الكالسيوم	(2-4)
82	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الحديدوز واوكسيد المغنسيوم	(3-4)
84	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الحديدوز واوكسيد المنغنيز	(4-4)
84	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد المغنسيوم وعنصر النيكل	(5-4)
84	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد المغنسيوم وعنصر الكروميوم	(6-4)
86	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الكالسيوم واوكسيد الصوديوم	(7-4)
86	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد البوتاسيوم وعنصر الروبيديوم	(8-4)
86	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد البوتاسيوم وعنصر الباريوم	(9-4)
88	مخطط العلاقة ما بين السليكا واوكسيد الفوسفور	(10-4)
88	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الكالسيوم وعنصر الستروننتيوم	(11-4)
88	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد المغنسيوم وعنصر الفناديوم	(12-4)
90	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الحديديك وعنصر الكالسيوم	(13-4)
90	مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الالمنيوم وعنصر الكالسيوم	(14-4)
95	مخطط $(Zr/TiO_2 - Nb/Y)$ لتحديد نوعية الصخور	(15-4)
95	مخطط $(Zr/TiO_2 - Ga)$ لتحديد نوعية الصخور	(16-4)
96	مخطط $(Zr/Ti - Nb/Y)$ لتحديد نوعية الصخور	(17-4)

الصفحة	العنوان	رقم الشكل
98	مخطط $(\text{TiO}_2 - \text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5)$ لتحديد نوعية الصهير	(18-4)
100	مخطط $(\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5)$ لتحديد نوعية الصهير	(19-4)
100	مخطط توضيحي لتصنيف البازلت تكتونيا	(20-4)
102	مخطط $(\text{Ti} - \text{Cr})$ لتحديد الصلة التكتونية	(21-4)
102	مخطط $(\text{Nb} - \text{Y})$ لتحديد الصلة التكتونية	(22-4)
103	مخطط $(\text{Ti} - \text{Zr})$ لتحديد الصلة التكتونية	(23-4)
103	مخطط $(\text{Ti}/\text{Cr} - \text{Ni})$ لتحديد الصلة التكتونية	(24-4)
105	مخطط $(\text{TiO}_2 - \text{MgO})$ لتحديد الصلة التكتونية	(25-4)
105	مخطط $(\text{Ti} - \text{V})$ لتحديد الصلة التكتونية	(26-4)
107	مخطط $(\text{TiO}_2 - \text{Zr})$ لتحديد الصلة التكتونية	(27-4)
107	مخطط $(\text{Cr} - \text{Y})$ لتحديد الصلة التكتونية	(28-4)
109	مخطط $(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2)$ لتحديد الصلة التكتونية	(29-4)
109	مخطط $(\text{Ti}/\text{Zr} - \text{Zr})$ لتحديد الصلة التكتونية	(30-4)
110	مخطط $\text{Zr} - \text{Zr}/\text{Y}$ لتحديد الصلة التكتونية	(31-4)
113	مخطط العناصر المتعددة ، اعتمدت قيم المعايير (N-MORB)	(32-4)
114	مخطط العناصر المتعددة ، اعتمدت قيم المعايير (Primitive Mantle)	(33-4)
118	مخطط العناصر الأرضية النادرة، اعتمدت قيم المعايير (Chondrite)	(34-4)
125	العلاقة ما بين عناصر رئيسة وأثرية مختارة مع ماء التبلور (H_2O^+)	(1-5)
127	العلاقة ما بين عناصر رئيسة وأثرية مختارة مع عنصر الزركونيوم	(2-5)
128	العلاقة ما بين عناصر رئيسة وأثرية مختارة مع اوكسيد المغنسيوم	(3-5)
129	مخطط $(\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO})$	(4-5)
132	مخطط ACF لتوضيح العلاقة ما بين التركيب الكيميائي والمعدني	(5-5)
136	علاقة الالمنيوم ما بين معدني الامفيبول والبلاجيوكليس	(6-5)
136	علاقة الكالسيوم ما بين معدني الامفيبول والبلاجيوكليس	(7-5)
139	مخطط العلاقة اللوغارتمية ما بين الزركونيوم والتيتانيوم لتوضيح المعادن المتبلورة	(1-6)
141	مخطط العلاقة ما بين الزركونيوم واليبتيريوم موضحا صفة النضوب	(2-6)
141	مخطط العلاقة ما بين الزركونيوم والنايبيوم موضحا صفة النضوب	(3-6)
143	مخطط العلاقة ما بين اليبتيريوم والكروميوم لتحديد نسبة الانصهار الجزئي	(4-6)
144	مخطط $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ لتبيان تأثير الانصهار الجزئي	(5-6)
146	مخطط $\text{Ba}/\text{Th} - \text{Th}$ لتوضيح نوع صهارة الجزر القوسية	(6-6)
146	مخطط $\text{Ba}/\text{La} - \text{La}/\text{Yb}$ لتوضيح نوع صهارة الجزر القوسية	(7-6)
149	الموديل التكتوني لنشوء وتموضع معقد اوفيولايت ماوات	(8-6)

قائمة اللوحات

الصفحة	العنوان	رقم اللوحة
12	الطبيعة الكتلنية والتركيب الوسادي للصخور البركانية	(1-1)
12	نطاق الفالق الموجود في مقطع كنارو	(2-1)
14	منطقة جبل كيمو	(3-1)
14	الصخور البركانية في أسفل جبل كيمو	(4-1)
24	مراحل تحضير الأقراص الزجاجية للقياس بجهاز الأشعة السينية الوميضية	(1-2)
30	جهاز PERKIN ELMER DRC II	(2-2)
34	جهاز التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق (CAMECA SX50)	(3-2)
35	جهاز التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق (MICROSCAN MK5)	(4-2)
39		(1-3)
41		(2-3)
44		(3-3)
47		(4-3)
49		(5-3)
52		(6-3)
54		(7-3)
57		(8-3)

إقرار المشرف

اشهد بان إعداد هذه الرسالة الموسومة " جيوكيميائية ونشوائية الصخور البركانية في معقد اوفيولايت ماوات ، شمال شرق العراق " جرى تحت إشرافي في كلية العلوم / جامعة الموصل ، وهي جزء من متطلبات نيل شهادة الماجستير في اختصاص علوم الأرض .

التوقيع :

المشرف: د. الياس محمد الياس الزبيدي

التاريخ : / / 2006

إقرار المقوم اللغوي

اشهد بان هذه الرسالة الموسومة " جيوكيميائية ونشوائية الصخور البركانية في معقد اوفيولايت ماوات ، شمال شرق العراق " تمت مراجعتها من الناحية اللغوية وتصحيح ما ورد فيها من أخطاء لغوية وتعبيرية ، وبذلك أصبحت الرسالة مؤهلة للمناقشة بقدر تعلق الأمر بسلامة الأسلوب وصحة التعبير .

التوقيع :

الاسم : د. فيصل غازي محمد

التاريخ : / / 2006

إقرار رئيس لجنة الدراسات العليا

بناءً على التوصيات التي تقدم بها المشرف والمقوم اللغوي والعلمي أُرشح هذه الرسالة للمناقشة .

التوقيع :

الاسم : أ. د. فاروق صنع الله العمري

التاريخ : / / 2006

إقرار رئيس القسم

بناءً على التوصيات التي تقدم بها المشرف والمقوم اللغوي ورئيس لجنة الدراسات العليا أُرشح هذه الرسالة للمناقشة .

التوقيع :

الاسم : أ. د. ذنون عبد الرحمن الطائي

التاريخ : / / 2006

قرار لجنة المناقشة

نشهد بأننا أعضاء لجنة المناقشة قد اطلعنا على هذه الرسالة وناقشنا الطالب في محتوياتها وفيما له علاقة بها بتاريخ 2006/3/9 وإنها جديرة لنيل شهادة الماجستير في اختصاص علوم الأرض .

التوقيع :	التوقيع :
أ. د. هشام يحيى نون الدباغ	د. رافد محمود عزيز
كلية العلوم / جامعة الموصل	كلية العلوم / جامعة الموصل
رئيساً	عضواً
التاريخ : 2006/ /	التاريخ : 2006/ /

التوقيع :	التوقيع :
د. احمد محمد احمد عقراوي	د. الياس محمد الياس الزبيدي
كلية العلوم / جامعة صلاح الدين	كلية العلوم / جامعة الموصل
عضواً	عضواً ومشرفاً
التاريخ : 2006/ /	التاريخ : 2006/ /

قرار مجلس الكلية

اجتمع مجلس كلية العلوم في جامعة الموصل بجلسته المنعقدة بتاريخ / / 2006 وقرر التوصية بمنح شهادة الماجستير في اختصاص علوم الأرض .

التوقيع :	التوقيع :
مقرر مجلس كلية العلوم	عميد كلية العلوم
الاسم : أ. د. عبد الهادي يحيى الصائغ	الاسم : أ. د. إحسان عبد الغني مصطفى
التاريخ : 2006 / /	التاريخ : 2006 / /

الفصل الأول المقدمة (Introduction)

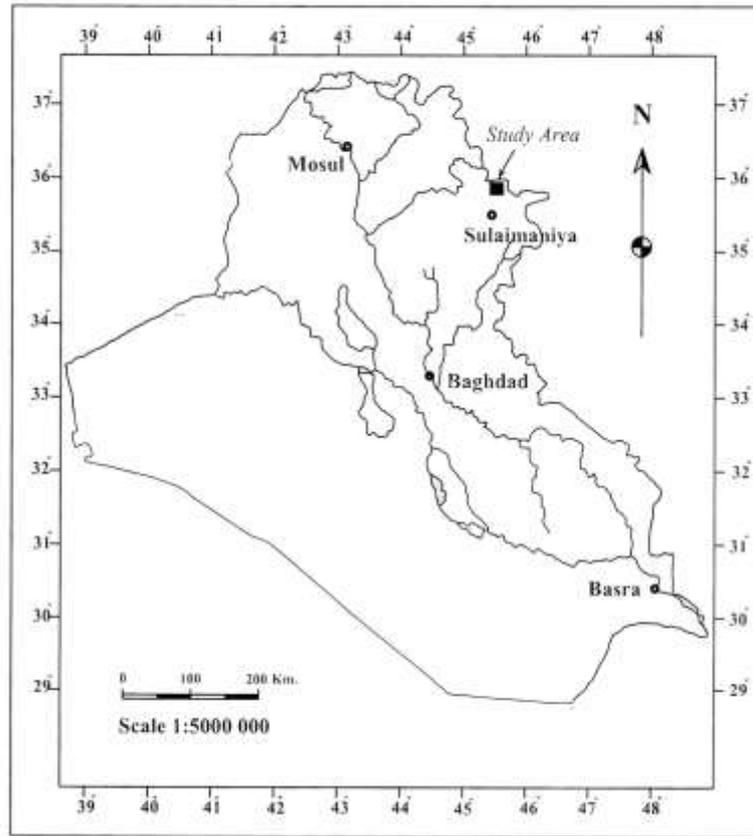
1-1 تمهيد Preface

حظيت معقدات الاوفيولايت بكثير من الاهتمام لما تحمله من أدلة حول نشأتها وعلاقتها مع الأحزمة الاوروجينية وتكتونية الصفيح وانغلاق المحيطات القديمة . ومن هنا جاءت أهمية معقد اوفيولايت ماوات (Mawat Ophiolite Complex) كونه يمثل احد أهم واكبر المعقدات المتواجدة في شمال شرق العراق . ويتكون هذا المعقد من الأسفل إلى الأعلى من صخور فوق قاعدية تليها صخور الكابرو ثم الصخور تحت البركانية ومن بعدها الصخور البركانية التي تغطي بصخور تتابع كيمو .

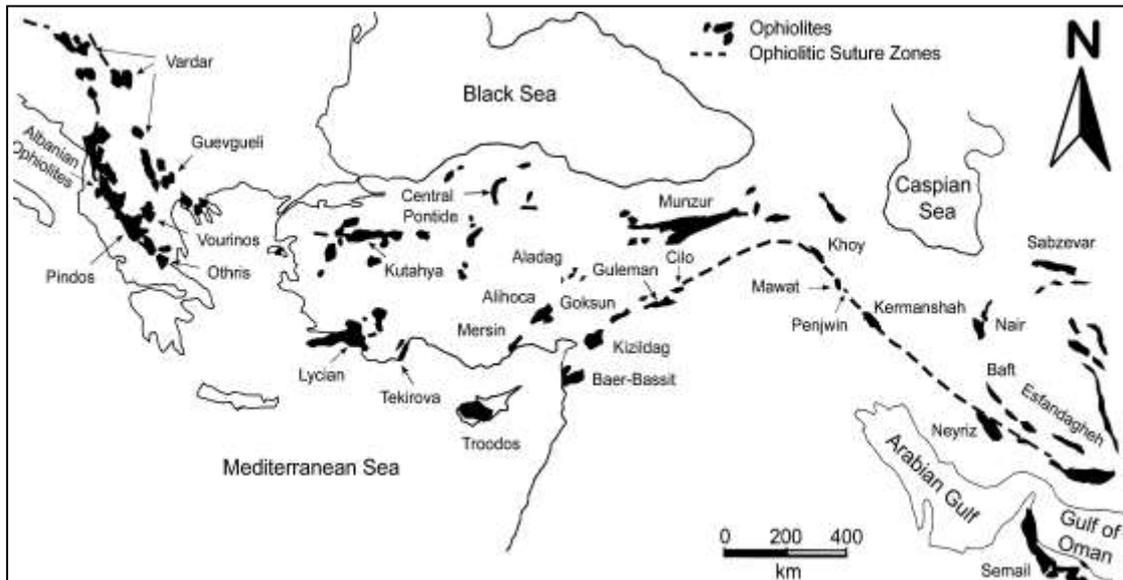
2-1 الموقع الجغرافي Geographic Location

يقع معقد اوفيولايت ماوات في الجزء الشمالي الشرقي من العراق على بعد 30 كم شمال شرق مدينة السليمانية وبضعة كيلومترات شمال قرية جوارثة (شكل 1-1) . وهو يمثل احد معقدات اوفيولايت بحر التيثس (Tethyan Ophiolites) وجزء من الهلال الاوفيولايتي حول الدرع العربي (Le Croissant Ophiolitique Peri-Arabe) (Ricou, 1971) الممتد من معقد اوفيولايت سيميل (Semail) في عمان إلى معقد اوفيولايت ترودوس (Troodos) في قبرص مروراً بإيران والعراق وتركيا وسوريا وكما هو واضح في الشكل (2-1) . يمتد المعقد لمسافة 25 كم طولاً و 7-12 كم عرضاً مغطياً مساحة تقدر بحدود 200 كم مربع (Al-Hashimi & Al-Mehaidi, 1975) .

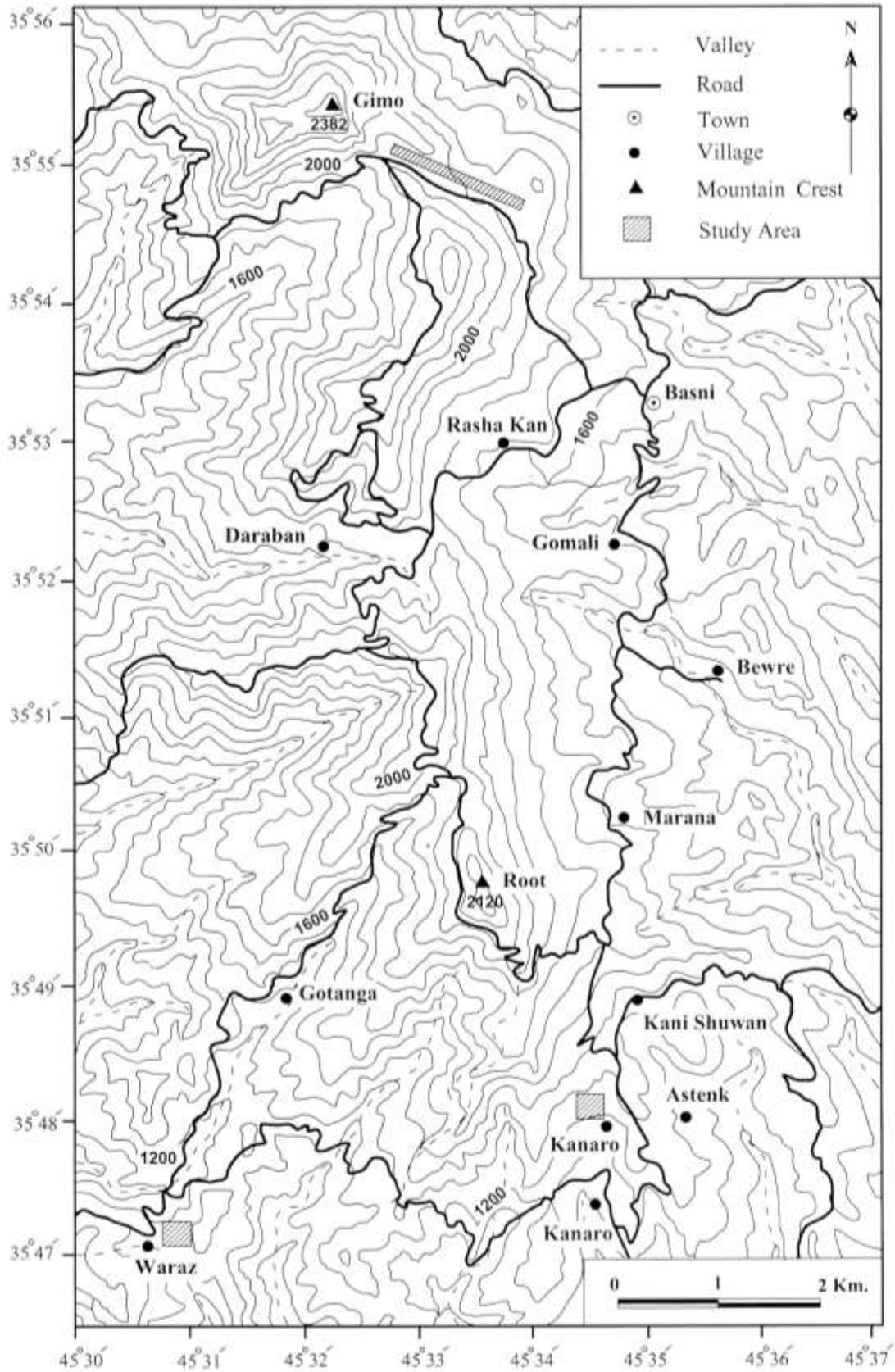
في الحقل تم جمع النماذج الصخرية التي تمثل الصخور البركانية من ثلاث مقاطع (شكل 3-1) ، يقع الأول باتجاه الشمال الغربي من قرية كনারو العليا ما بين خطي طول (34° 25' 45" و 38° 34' 45") وخطي عرض (02° 48' 35" و 17° 48' 48") . أما المقطع الثاني فيقع في الاتجاه الشرقي من قرية وراز ويمتد بين خطي طول (30° 44' 45" و 31° 00' 45") وخطي عرض (05° 47' 35" و 20° 47' 47") . أما المقطع الثالث فيمثل الصخور البركانية التي تقع ضمن تتابع كيمو وقد جمعت من مقطع جبل كيمو بمسافة حوالي 1.5 كم ما بين خطي طول (45° 32' 45" و 55° 33' 45") وخطي عرض (42° 54' 35" و 09° 55' 35") .



شكل (1-1) : خارطة العراق موضحا عليها منطقة الدراسة .



شكل (1-2) : خارطة توزيع بعض معقدات الاوفيولايت التابعة لبحر التيثس (Tethyan Ophiolites) ، محورة عن روبرتسون (Robertson, 2002) .



شكل (3-1) : خارطة كونتورية لمنطقة الدراسة توضح مقاطع جمع النماذج .

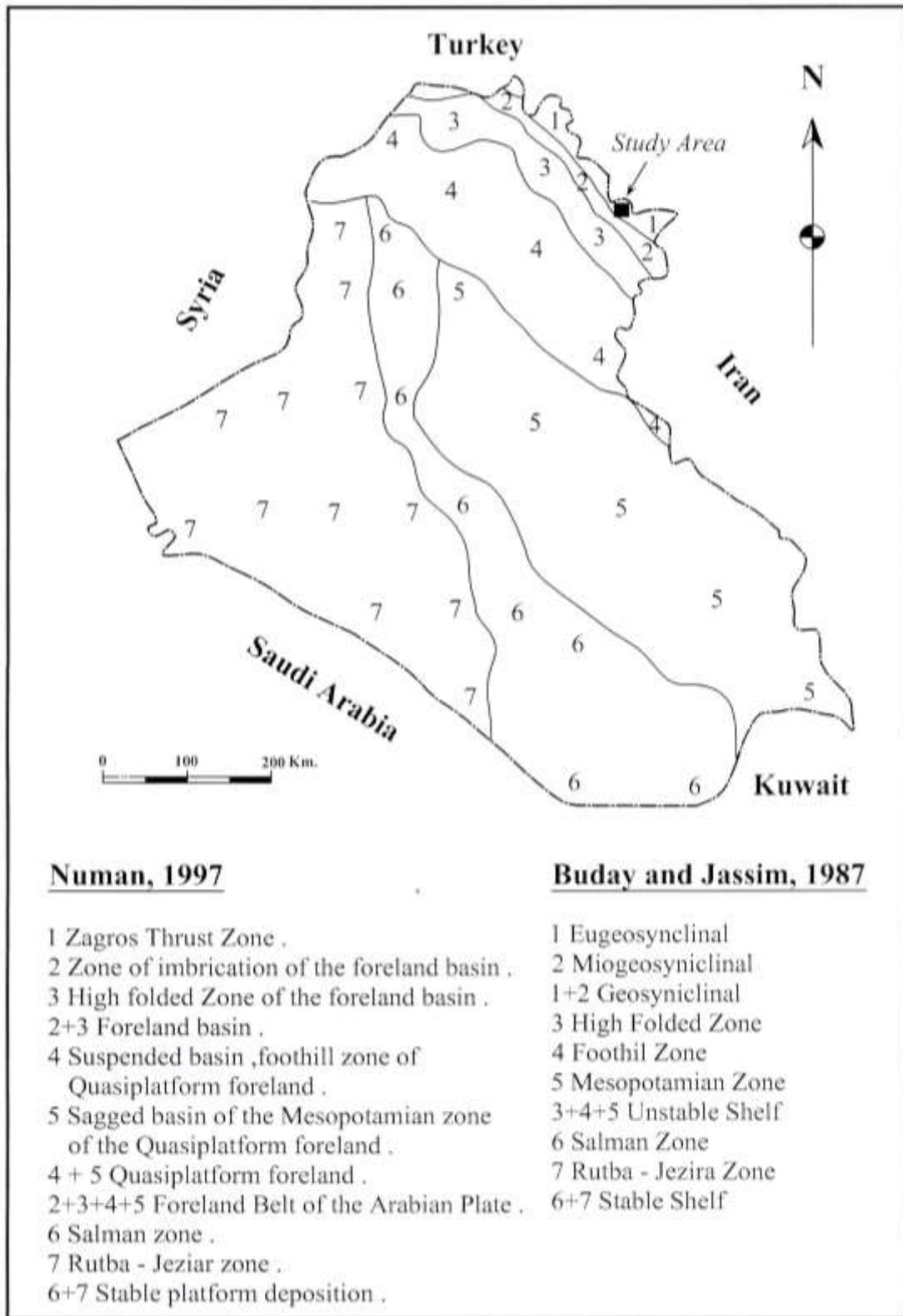
3-1 تكتونية منطقة جوارثة - ماوات Tectonics of Chowarta –Mawat Area

قام العديد من الباحثين بدراسة وتقسيم العراق تكتونياً ، إذ قسم دنينكتون (Dunnington, 1958) العراق إلى ثلاثة قطاعات تتمثل بقطاع الفوالق الزاحفة (Thrust Zone) وقطاع الطيات (Folded Zone) والقطاع المستوي (Unfolded Zone). وقام بولتن (Bolton, 1958) بتقسيم قطاع الطيات إلى كل من الطيات العالية (High Folds) والطيات الواطئة (Low Folds) اعتماداً على الصفات الجيومورفولوجية. أما بوداي وجاسم (Buday & Jassim, 1987) فقد قسما العراق إلى الرف المستقر (Stable Shelf) والرف غير المستقر (Unstable Shelf) ووحدات الجيوسنكلالين (Geosynclinal Units). بينما أعطى نعمان (Numan, 1997) سيناريو للحركات التكتونية في العراق من الكامبري (Cambrian) حتى العصر الحديث (Recent) ، ووضع تقسيماً للعراق اعتماداً على أسس تكتونية الصفيح (Plate Tectonics) ومحوراً عن دنينكتون (Dunnington, 1958) وبولتن (Bolton, 1958) .

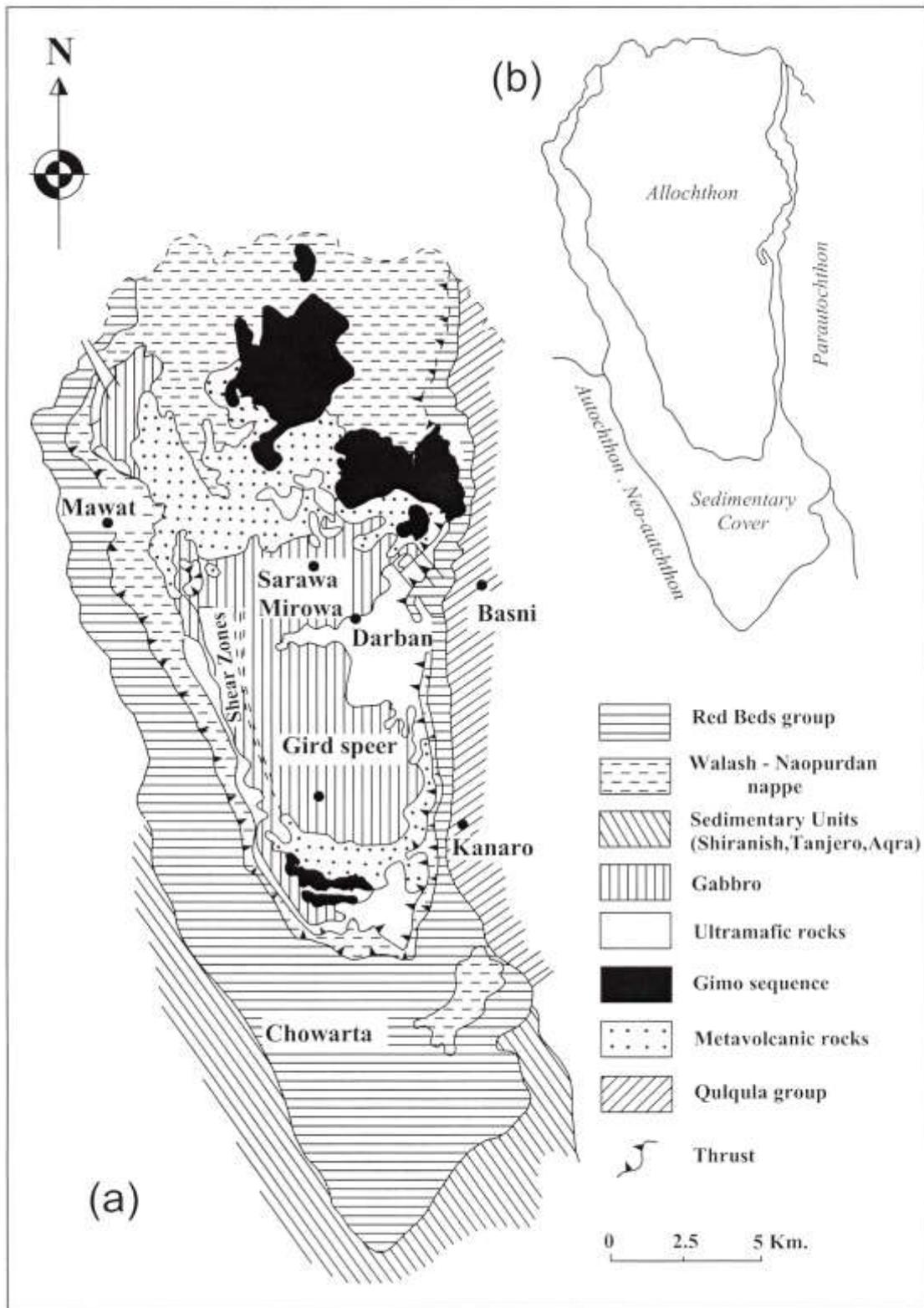
تمثل منطقة جوارثة - ماوات (شكل 1-4) جزءاً من نطاق الإيجيوسنكلالين (Eugeosynclinal Zone) على وفق بوداي وجاسم (Buday & Jassim, 1987) ، وجزءاً من نطاق الزحف الزاكروسي (Zagros Thrust Zone) وفق تقسيم نعمان (Numan, 1997) والذي يمتاز بوجود مجموعة من المعقدات المتمثلة بشلير (Shalair) وخواكورك (Khwakurk) إضافة إلى المعقدات المتكونة لاحقاً وهي كَنَرَش (Katarash) مع معقدات اوفيلولاييت ماوات وبنجوين (Penjwin) ومجموعة والاش (Walash) وناوبردان (Naopurdan) البركانية - الرسوبية إضافة إلى تكوين كلقلة (Qulqula) الراديولاري الذي ترسب نتيجة الارتفاع الحاصل في المنطقة . وقد تراكمت هذه المعقدات مع بعضها كمزيج (Melange) وانتقلت وتجمعت في هذه النطاق (Numan, 1997) .

4-1 جيولوجية منطقة جوارثة - ماوات Geology of Chowarta-Mawat Area

تقسم منطقة جوارثة - ماوات على وفق المهدي (Al-Mehaidi, 1975) إلى خمس مجاميع ووحدات تركيبية وطباقية وكما يظهر في الشكل (1-5 a) وهي :



شكل (1-4) : خارطة التقسيمات التكتونية للعراق وفق بودي وجاسم (Buday & Jassim, 1987) و نعمان (Numan, 1997) ، موضعا عليها منطقة الدراسة .



(a) شكل (1-5) : خارطة جيولوجية مبسطة لمنطقة جوارنة - مawat عن المهدي (Al-Mehaidi, 1975) (b) اسود (Aswad, 1999) .

1-4-1 مجموعة كلكة Qulqula Group

تمتد هذه الوحدة إلى الجهة الشرقية والجنوبية الشرقية من امتداد معقد ماوات . وتتألف من تعاقب لصخور الطين الراديولاري (Radiolarian Mudstone) مع صخور الطفل (Shale) والصوان (Chert) والحجر الجيري الحاوي على متحجرات الفورامنيفرا الطافية (Planktonic Foraminifera Limestone) والمدملكات الحصوية (Pebbly Conglomerate) . إن عمر هذه المجموعة بالاعتماد على الفورامنيفرا الطافية هو الالبيان - سينوميانيان (Albian-Cenomanian) (Al-Mehaidi, 1975) ويمكن أن يكون أقدم في مناطق أخرى ويمكن اعتبار هذه المجموعة غير منقولة (; Smirnov & Nelidov, 1962 Bolton, 1957) وهي تعد معقدة التركيب إذ أن أهم المظاهر التركيبية فيها هي الطيات الصغيرة وعدم التوافق الزاوي (Angular Unconformity) مع الوحدات الواقعة فوقها .

2-4-1 الوحدات الصخرية للكريتاسي الأعلى Upper Cretaceous Rock Units

صنفت هذه الوحدات تركيبياً من قبل بولتن (Bolton, 1958) والمهيدي (Al-Mehaidi, 1975) بوصفها جزءاً من نطاق الطيات (Folded Zone) ، بينما صنفت من قبل بوداي (Buday, 1973) بوصفها جزءاً من النطاق المتداخل (Imbricated Zone). وتتمثل هذه الوحدة بنطاق بالمبو - تانجيرو الواقع ضمن النطاق الخارجي (External Zone) من تقسيمات بودي وجاسم (Buday & Jassim, 1987) لمنطقة الجيوسنكلين . في منطقة ماوات - جوارته فان هذه الصخور يمكن أن تتميز بشكل طيات كبيرة غالباً . وتتمثل هذه الوحدات الصخرية بتكاوين شرانش وتانجيرو وعقرة .

يمثل تكوين شرانش (Shiranish Formation) الجزء السفلي من هذه الوحدات وينكشف على طول الحدود الغربية من منطقة ماوات . وهو يتألف من صخور المارل (Marl) والحجر الجيري المارلي (Marly Limestone) الحاوي على حشود حياتية (الفورامنيفرا الطافية) التي يستدل منها على البيئة البحرية العميقة . ويتراوح عمر هذا التكوين ما بين الكامبانيان المتأخر-الماسترختيان (Late Campanian - Maastrichtian) (Bellen et al., 1959) .

يحد تكوين شرانش في الأعلى تكوين تانجيرو (Tanjero Formation) بشكل متوافق طباقياً . ويتكون هذا التكوين من فتاتيات البيئة البحرية (الفلش Flysch) . يتراوح عمر تكوين تانجيرو ما بين الكامبانيان المتأخر-الماسترختيان (Late Campanian-Maastrichtian) (Bellen et al., 1959) .

يمثل تكوين عقرة (Aqra Formation) التكوين الأحدث عمرا ويقدر عمره بالماسترختيان ، ويتكون من الحجر الجيري الفتاتي والحجر الرملي الجيري ويقع فوق التكوينين السابقين (Al-Mehaidi, 1975) .

3-4-1 مجموعة الطبقات الحمراء للعصر الثلاثي (وحدة المولاس الموضوعية)

Tertiary Red Beds Group (Autochthonous Mollasse Unit)

تتفصل هذه المجموعة عن صخور الكريتاسي الأعلى بعدم توافق كبير ، وتضم هذه المجموعة كل من وحدة الطبقات الحمراء السفلى ووحدة الحجر الرملي ووحدة المدملكات ووحدة الطبقات الحمراء العليا (Al-Mehaidi, 1975) .

تتألف وحدة الطبقات الحمراء السفلى (Lower Red Beds Unit) من تداخل لطبقات من صخور الطفل الغريني الكلسي والحجر الجيري الطيني والصوان الراديولاري والحجر الجيري الفتاتي مع طبقات رقيقة من المدملكات الحصوية .

تقع وحدة الحجر الرملي (Sandstone Unit) فوق الوحدة السابقة مع وجود عدم توافق بين هاتين الوحدتين. وتتمثل بترسبات بحرية ضحلة من الحجر الجيري الرملي والحجر الطيني الغريني ، كما تحتوي أيضا على قطع من صخور نارية وصخور متحولة فضلا عن الصوان الراديولاري. ولم يتم تحديد عمر لهذه الوحدة لعدم تواجد المتحجرات فيها .

تضم وحدة المدملكات (Conglomerate Unit) كلا من الحصى (Pebbles) والجلاميد (Boulders) وتحتوي بصورة كبيرة على الحجر الجيري والصخور النارية والمتحولة . وتكون بعمر يتراوح ما بين الاوليكوسين والمايوسين (Al-Mehaidi, 1975) .

تغطي وحدة الطبقات الحمراء العليا (Upper Red Beds Unit) الوحدات السابقة بتماس حاد وغير متوافق وتدل على البيئة البحرية الضحلة ، وهي تتألف من تعاقب لصخور الحجر الرملي مع صخور الطفل الغريني والمارل وصخور المدملكات وطبقات نحيفة من الحجر الجيري المرجاني . وعمر هذه الوحدة يتراوح ما بين المايوسين الأسفل والمتوسط.

يتبين من الملاحظات السابقة أن مجموعة الطبقات الحمراء تمثل ترسبات المولاس ذات البيئة البحرية الضحلة إلى البيئة القارية . ويعود مصدر الفتاتيات (المنقولة إلى حوض المولاس) إلى مجموعة كلكلة المرتفعة ومنطقة الناب .

4-4-1 ناب والاش - ناوبردان Nappe Walash - Naopurdan

يتكون من تتابع والاش وتتابع ناوبردان ذات الصخور المحدودة التحول .

يتألف تتابع والاش (Walash Sequence) من صخور وطفوح بركانية قاعدية ومتوسطة التركيب وصخور الطفل والكريواكي والصوان الراديولاري ، كما يظهر في الجزء العلوي منه صخور الحجر الجيري . وتقطع صخور الديابيس هذا التتابع عمودياً وأفقياً .

يتدرج تتابع والاش جانبياً إلى تتابع ناوبردان (Naopurdan Sequence) الذي قسم من قبل المهيدي (Al-Mehaidi, 1975) على وحدتين ثانويتين هما : وحدة الفلش التي تتألف من صخور الطفل السلتي والكريواكي (Greywacke) والحجر الجيري الرملي والمدممات الحصىية وصخور بركانية مشابهة لتلك الموجودة في تتابع والاش ، ووحدة الحجر الجيري النيوميليتي (Nummulitic Limestone) التي تكافئ صخور الحجر الجيري في تتابع والاش وتكون غنية بمتحجرات الفورامينيفرا القاعية (Benthonic Foraminifera) .

ذكر بولتن (Bolton, 1958) أن تتابع والاش يعود إلى عمر الايوسين بينما يعود تتابع ناوبردان الى عمر الايوسين - الاوليكوسين . بينما عدّ سميرنوف ونيليدوف (Smirnov & Nelidov, 1962) الاثنان بعمر الباليوسين - الايوسين .

5-4-1 ناب ماوات Mawat Nappe

يضم هذا الناب معقد اوفيولايت ماوات وتتابع كيمو (Al-Mehaidi, 1975) . ويتكون من الوحدات الصخرية التالية :

1-5-4-1 معقد اوفيولايت ماوات Mawat Ophiolite Complex

تُعد صخور هذا المعقد منقولة (Aswad, 1999 ; Bolton, 1957) ومحددة بفوالق وهي بسمك يقدر بحوالي 3000 م. يتكون المعقد من الأسفل إلى الأعلى من الوحدات الآتية :

أولاً : الصخور فوق القاعدية Ultramafic Rocks

تشكل الصخور فوق القاعدية الجزء السفلي من معقد اوفيولايت ماوات ويتواجد الجزء الرئيس منها في الجهة الشرقية من هذا المعقد (منطقة سرشيو - داربان) (Al-Mehaidi, 1975) ، وتظهر بصورة واضحة وغير متعرضة للتشويه على مسافة 1 كم قرب قرية ميروى (Aswad et al., 1993) . تتفصل هذه الصخور عن صخور تتابع والاش - ناوبردان الواقعة تحتها بسطح تماس تكتوني يميل 20-40 درجة باتجاه الغرب (Jassim, 1972) ، بينما تتفصل عن صخور الكابرو والبازلت المتحولة الواقعة فوقها بسطح تماس تكتوني . تسيطر الفوالق الكبيرة على تموضع الصخور فوق القاعدية في موقعها الحالي لذلك أطلق

عليها اسم صخور التكتوناييت (Tectonite rocks) (عقراوي، 1990) . وتنقسم هذه الصخور على قسمين :

(A) صخور البيروودوتايت Peridotite

تتألف صخور البيروودوتايت بصورة رئيسة من صخور الهارزبركايت (Harzburgite) المتبقي وصخور الدنايت (Dunite) مع تواجدات ثانوية لصخور الليروزولايت (Lherzolite) (Aswad et al., 1993) . وتتميز صخور الهارزبركايت والليروزولايت بأنها ذات طبيعة كتلية وتحتوي على حبيبات خشنة من البايروكسين وبذلك يمكن تمييزها عن صخور الدنايت ، وتظهر الصخور القريبة من نطاق القص متعرضة إلى درجة أكبر من التشويه والتغير إلى السرينتين والصلابة القليلة (عقراوي، 1990) .

(B) صخور البايروكسينايت Pyroxenite

تمتاز باللون الداكن والحبيبات الخشنة إلى متوسطة الحجم وهي تكون حزاماً طويلاً يفصل ما بين صخور البيروودوتايت وصخور الكابرو وتتواجد كذلك بشكل قواطع داخل هذه الصخور . كما تظهر هذه الصخور بشكل جيوب وعدسات داخل صخور الهارزبركايت وبصورة اقل في الليروزولايت (Buda & Al-Hashimi, 1977 ; عقراوي، 1990) .

ثانيا : الصخور القاعدية Mafic Rocks

(A) صخور الكابرو Gabbro

تحتل صخور الكابرو الجزء المركزي الأعظم من معقد اوفيلولايت ماوات ، وتمتاز بالحبيبات المختلفة الحجم التي تتباين من الناعمة إلى الشمال من قرية كنارو العليا إلى المتوسطة الحجم بالقرب من قمة جبل روت (زكريا، 1992) . وتضم هذه الصخور كلاً من الكابرو المتطبق والكابرو خشن الحبيبات .

تشكل صخور الكابرو المتطبق (Layered Gabbro) الجزء الأكبر من صخور الكابرو ، ويمكن تمييز ثلاثة أنواع من التحزم فيها هي تحزم التناغم (Rhythmic Banding) وتحزم الحقن (Injection Banding) وتحزم التغير (Alteration Banding) . ويعدّ النوع الأول أكثر الأنواع شيوعاً في هذه الصخور (Jassim, 1972) .

تحاط صخور الكابرو خشن الحبيبات (Coarse Gabbro) بصخور الكابرو المتطبق من الجهات الشمالية والجنوبية والغربية بينما تحاط بالصخور فوق القاعدية من الجهة الشرقية

. ويطلق بعض الجيولوجيين على هذه الصخور تسمية بايروكسين كابرو (Pyroxene) .
(Gabbro) لاحتوائها على حبيبات كبيرة الحجم من معادن البايروكسين (Mashek & Etabi, 1973 ; Etabi, 1972) .

(B) الصخور تحت البركانية (الديابيس) (Subvolcanic Rocks (Diabase))

تقطع صخور الديابيس صخور معقد اوفيولايت ماوات وتحتل الجزء الانتقالي بين صخور الكابرو والبازلت ، تتواجد هذه الصخور في المعقد إما بالقرب من صخور الكابرو المجاورة لها مع تناقص في الحجم الحبيبي للمعادن أو بشكل قواطع أو بشكل عقد في الصخور فوق القاعدية وصخور الكابرو ، وتكون ذات حبيبات خشنة مقارنة مع الصخور البركانية الناعمة الحبيبات ، وتمتاز بالنسيج الديابيسي والطبيعة السيليتية (Aswad & Ojha, 1984) .

(C) الصخور البركانية (Volcanic Rocks)

تتكشف الصخور البركانية في الجزء الشمالي والجنوبي من معقد اوفيولايت ماوات ويقدر سمكها بحوالي 400 م. ويظهر نوعين من الصخور البركانية يتمثل الأول بصخور دقيقة الحبيبات ذات صفة بركانية تمتاز بالنسيج اللوزي (Amygdaloidal) والنسيج الفقاعي (Vesicular) والتركيب الوسادي (Pillow Structure) ، في حين تتمثل الثانية بصخور خشنة الحبيبات ذات نسيج ديابيسي (Diabasic Texture) (Aswad & Ojha, 1984) . وتضم هذه الصخور كلا من صخور البازلت المتحول (Metabasalt) وصخور البازلت المتعرض لعملية السبلتة (Spilitized basalt) (Al-Mehaidi, 1975) حيث تعرضت هذه الصخور إلى التحول والتغير والتشويه ولكن بقيت محتفظة ببعض من صفاتها الأصلية. تنفصل هذه الصخور عن الصخور المجاورة بسطح تماس تكتوني ويلاحظ بالقرب من قرية كناو العليا أنها تمتزج مع الصخور فوق القاعدية . تتصف الصخور البركانية في الحقل باللون الأخضر الغامق إلى الأخضر الرصاصي اعتمادا على شدة التغير . وتمتاز بكونها ذات طبيعة كتلية (لوحة 1-1) لكنها تبدو متجهة في المناطق القريبة من الفوالق وانطقة الزحف (لوحة 1-2) .

ثالثا : المتداخلات الثانوية (Minor Inclusions)

تتواجد ضمن صخور المعقد وتشمل صخور الدايوريت الخشنة (Coarse Diorite) التي تظهر بشكل قواطع كبيرة بالقرب من نطاق القص (Shear Zone) . كما تضم صخور



لوحة (1-1) : الطبيعة الكتلية والتركيب الوسادي للصخور البركانية .



لوحة (2-1) : نطاق الفالق الموجود في مقطع كنارو .

الكوارتز دولورايت (Quartz Dolorite) التي تتواجد كذلك في النطاق نفسه وتقطع كل من صخور الكابرو وصخور الدايبورايت (Jassim, 1972). وتظهر صخور البلاجيوكرانيت

(Plagiogranite) مشكلة عقد صغيرة منحصرة بشكل كبير ضمن صخور الكابرو وتحوي على عدد كبير من الفواصل (Jassim & Al-Hassan, 1977). فضلا عن ذلك تظهر صخور الكيراتوفايير (Keratophyre) ضمن الصخور البازلتية المتحولة إذ لا يوجد تماس واضح بينهما وتمتاز بالحبيبات الناعمة (Buda & Al-Hashimi, 1977). كما سجل وجود صخور اليبيدوسايت (Epidosite) التي تقطع صخور الكابرو في نطاق القص وتظهر بشكل يقع داخلها (Jassim & Al-Hassan, 1977). وكذلك صخور الابلايت كراناييت (Aplite Granite) التي ينحصر تواجدها في انطقة الزحف وتحتوي على قطع كبيرة من صخور الكابرو والدايوراييت والكوارتز دولوراييت (Jassim, 1972). يتبين مما ذكر أن تموضع المتداخلات الثانوية ينحصر في انطقة القص الموجودة في المنطقة وبذلك يمكن عدها نواتج لآخر الفعاليات النارية في معقد اوفيولايت ماوات .

2-5-4-1 تتابع كيمو Gimo Sequence

يتألف هذا التتابع من تعاقب وتداخل بين صخور الماريل (Marble) وصخور الشست الكلسي (Calc-schist) مع طبقات من صخور البازلت المتحول (Metabasalt). ويقع في أعلى معقد اوفيولايت ماوات مع وجود حد تماس رسوبي بينهما (Al-Mehaidi, 1975). وفي السياق نفسه ذكر بوداي (Buday, 1973) أن العلاقة بين الصخور البركانية المتحولة لمعقد اوفيولايت ماوات وبين صخور تتابع كيمو معقدة نوعا ما ، ويمكن أن يكون سطح التماس بين الاثنين ذو صفة صهارية او تكتونية . ويعد مقطع جبل كيمو الموقع المثالي لهذا التتابع (الوحة 3-1).

تمتد صخور الماريل من أسفل جبل كيمو إلى الأعلى وتمتاز بالصفة الكتلية والبلورات الكبيرة وتنقسم على نوعين ، يتمثل الأول بصخور الماريل النقية التي تتكون فقط من معدن الكالسايت (Calcite) وتكون بلون ابيض ويظهر السطح المتعرض للتجوية ابيضا يميل إلى البني . أما النوع الثاني فيتمثل بصخور الماريل غير النقية الحاوية على نسبة عالية من معدن الكالسايت وتتخللها معادن أخرى ، وهي تظهر بلون رصاصي فاتح أما لون السطح المتعرض للتجوية فيكون بنياً فاتحاً .

تمتد صخور الشست الكلسي كذلك من أسفل جبل كيمو إلى أعلاه ، وتمتاز باللون الرصاصي الغامق أما لون السطح المتعرض للتجوية فهو بني إلى رصاصي . تتميز هذه



لوحة (3-1) : منطقة جبل كيمو .



لوحة (4-1) : الصخور البركانية في أسفل جبل كيمو .

الصخور بالتباين في حجم حبيباتها وتحتوي على حزم فاتحة وأخرى غامقة ، ويحد هذه الصخور من الأعلى والأسفل صخور الماريل وينتادل الاثنين في معظم الأحيان .
 أما الجزء الأخير فيمثل صخور البازلت المتحول التي تظهر بشكل طبقات أفقية أسفل جبل كيمو وتمتاز باللون الرصاصي المخضر ويتباين لون السطح المتعرض للتجوية من اللون الأخضر الغامق إلى اللون الرصاصي (لوحة 1-4) . كما تمتاز بالتباين في حجم الحبيبات والصفة الكتلية لكنها تظهر على هيئة حزم متتالية من المعادن الفاتحة والغامقة بالقرب من انطقة الزحف ، ويظهر في البعض منها فواصل كثيرة تتخللها عروق من معدن الكالساييت . قدر بولتن (Bolton, 1957) عمر صخور تتابع كيمو بالايوسين ، بينما قدره سميرنوف ونيليدوف (Smirnov & Nelidov, 1962) ما بين الكريتاسي الاعلى - الباليوسين ، ويعتقد أن هذا التتابع يمثل امتداد لمجموعة قنديل ذات الصخور المتحولة .

5-1 التقسيم الجيولوجي الجديد للمنطقة New Geologic Subdivision of the Area

أعطى اسود (Aswad, 1999) تقسيماً جيولوجياً جديداً لمنطقة جوارته - ماوات (شكل b 5-1) مقارياً للتقسيم السابق مع تغيير للتسميات التكتونية للوحدات الصخرية ويتمثل بخمسة تعاقبات من الأسفل إلى الأعلى وهي :

1-5-1 الترسبات الموازية للموضعية Parautochthon

تمثل ترسبات كلكلة الراديولارية على وفق تصنيف المهيدي (Al-Mehaidi, 1975) وتمتد في العمر ما بين الالبيان والسينوميان وترسبت على حدود الرصيف العربي مع بحر التيثس (Tethys Sea) . وتتألف من حجر الطين الراديولاري والطين الصفحي وحجر الصوان وكذلك الحجر الجيري الحاوي على متحجرات الفورامنيفرا . لقد اندفعت هذه الصخور نحو الأعلى وتموضعت فوق الترسبات الكاربوناتية الموضعية لتكوين بالمبو (Balambo) المماثل لكلكلة في العمر ثم استقرت فوق الترسبات الموضعية للحافة القارية العربية في نهاية فترة السينوميان أو خلال فترة التورونيان (؟) .

2-5-1 الترسبات الموضعية الجديدة Neo-autochthon

تمتد في العمر ما بين الكامبانيان المتأخر - الماسترختيان وتمثل الوحدات الصخرية للكريتاسي الأعلى وفق المهيدي (Al-Mehaidi, 1975) ، وتغطي هذه الصخور الترسبات الموضعية للحافة القارية العربية وكذلك الترسبات الراديولارية الموضعية الموازية التابعة لترسبات

كلكلة . وتتألف من ترسبات الفلش التابعة لتكوين تانجيرو وان مصدر معظم الفتاتيات المكونة لها هو من الحزام الاوروجيني العلوي (مرتفع كلكلة) .

3-5-1 الغطاء الرسوبي التابع للعصر الثلاثي Tertiary Sedimentary Cover

يتألف من ترسبات بعمر المايوسين (Miocene) متمثلة بترسبات وحدة المولاس الموضوعية (Al-Mehaidi, 1975) ، وان المصدر الرئيس للفتاتيات الموجودة فيها هو صخور الناب المجاورة .

4-5-1 ناب والاش- ناويردان المنقول Allochthon Walsh-Naopurdan Nappe

يتألف من ترسبات الفلش والصخور البركانية وصخور الحجر الجيري النيوميلايتي ، ويمثل هذا الناب قوس جزري (Island Arc) والترسبات التابعة له .

5-5-1 ناب ماوات المنقول Allochthon Mawat Nappe

يضم كلا من معقد الاوفيولايت الذي يتألف من الأسفل إلى الأعلى من صخور فوق قاعدية وصخور الكابرو وصخور الديابيس وصخور البازلت والذي يبلغ سمكه حوالي 3000 م ، وكذلك تتابع كيمو الذي يتألف من صخور البازلت المتحول وترسبات بحرية عميقة منقولة بسمك حوالي 600 م .

6-1 الدراسات السابقة Previous Studies

ذكر هيرون وليس (Heron & Less, 1943) أن منطقة الزحف الزاكروسي في الجزء الشمالي الشرقي من العراق تمثل منطقة ناب (Nappe) ، وتم تقسيمها على ثلاث وحدات تركيبية ثانوية هي : ناب الصخور النارية وناب الصخور المتحولة وناب الصخور الراديولاريا .
قسم لينر (Lehner, 1954) منطقة الناب على ثلاث تقسيمات ثانوية هي : كتلة التهضب الراديولاري ذات العمر الجوراسي (Jurassic) وناب الصخور النارية والمتحولة والترسبات بعمر الترشري (Tertiary) ، كما قام بوضع أول خارطة جيولوجية لكتلة ماوات .
عدّ بولتن (Bolton, 1957) كتلة ماوات مع الصخور النارية التابعة لها كتلة منقولة (Allochthonous) وذكر أنها تتألف من صفيحتين زاحفتين على شكل ناب ، تتكون الصفيحة السفلى من تعاقب رسوبي من مواد فتاتية مطبقة مع حجر جيرى كتلي نيوميلايتي . أما الصفيحة العليا فتتألف من تعاقب معقد من صخور الطفل الحمراء مع حجر جيرى ذات تحول إقليمى

مترافقة مع صخور بركانية وجوفية قاعدية متحولة . هاتان الصفيحتان تغطيان صخور رسوبية غير متجانسة تمتد في العمر من الكريتاسي الأوسط إلى الباليوسين (Middle Cretaceous – Paleocene) .

ذكر سميرنوف ونيليدوف (Smirnov & Nelidov, 1962) انه على الرغم من كون كتلة ماوات منقولة فان الصخور النارية فيها بصورة خاصة قد أقحمت في موضعها الحالي . وان معقد ماوات يتألف من صخور البيرودوتايت والكابرو والكرانودايورايت والصخور البركانية . درس عاكف وآخرون (Akif et al., 1972) جيولوجية ومعدنية الصخور فوق القاعدية في منطقة سرشيو ، وقسموا هذه الصخور إلى كل من صخور الدنايت والكرومايت دنائيت والبيرودوتايت والبايروكسينايت والهورنبلندايت . كما وصفوا أيضا بعض التواجدات لصخور البازلت المتحول وصخور الكابرو المترافقة للصخور فوق القاعدية .

قام عتابي (Etabi, 1972) بدراسة الصخور القاعدية (الكابرو) والصخور فوق القاعدية (الدنايت، البيرودوتايت، البايروكسينايت) لمعقد اوفيولايت ماوات من الناحية البتروغرافية وقسمها إلى عدة تقسيمات اعتمادا على مكوناتها المعدنية والنسيجية .

بين جاسم (Jassim, 1972) عند دراسته للجزء المركزي من معقد اوفيولايت ماوات أن هذا الجزء يتكون من صخور نارية قاعدية وفوق قاعدية مع تداخلات من صخور حامضية ومتوسطة وقاعدية . وأوضح أن الصخور النارية التابعة لهذا المعقد لم تتداخل مع بعضها البعض في موقعها الحالي بل انتقلت عن طريق الفوالق الزاحفة (Thrust Faults) . كما درس كذلك التراكيب الداخلية للأجسام النارية وذكر أنها قد تأثرت بعوامل التحول الديناميكية والتي من الأرجح أن يكون مصدرها هو عملية الزحف الناتجة عن الحركات الأرضية .

استنتج ماسك وعتابي (Mashek & Etabi, 1973) من دراسة بتروغرافية صخور معقد اوفيولايت ماوات أن العلاقة غير واضحة ما بين الصخور فوق القاعدية والصخور القاعدية . وبيننا أن صخور البايروكسينايت هي أحدث عمرا من صخور الكابرو ، وان العمر المحتمل لتموضع صخور المعقد هو الميسوزويك (Mesozoic) .

وضع المهيدي (Al-Mehaidi, 1975) تقريرا حقليا غنياً عن منطقة جوارته - ماوات مرفقا بخريطة جيولوجية لهذه المنطقة مع وصف كامل لكافة الوحدات الصخرية . وذكر بان ناب ماوات يتألف من معقد اوفيولايت ماوات وتتابع كيمو ، وقسم المعقد من الأسفل إلى الأعلى على ثلاث وحدات صخرية هي وحدة الصخور فوق القاعدية المتأثرة بعملية السرينتنة ووحدة الكابرو المتحول ووحدة الصخور البركانية المتحولة . كما ناقش كذلك التحول والتشوه والتطور التكتوني في ناب ماوات لكنه لم يعط عمراً مؤكداً لهذه الصخور .

درس الهاشمي والمهيدي (Al-Hashimi & Al-Mehaidi, 1975) انتشار عناصر الكروميوم (Cr) والنيكل (Ni) والنحاس (Cu) في معقد اوفيولايت ماوات وعلاقتها مع جيولوجية المنطقة ، وبيننا أن هناك تشابه بين الانتشار الأولي والانتشار الثانوي (ضمن الكسور) لهذه العناصر في معقد ماوات مع انتشار نفس العناصر في معقدات عالمية مشابهة. وان انتشار هذه العناصر ضمن كل نوع صخري مستقل يكون متجانس نظرا لكون هذه الصخور لا تظهر تغيراً كبيراً في محتواها المعدني . كما أشارا كذلك إلى أن عنصر النحاس يمتلك محتوى أولياً قليلاً في صخور البازلت والكابرو ومحتوى ثانوياً عالياً نسبياً على طول الكسور ومناطق الزحف في هذه الصخور .

قارن الحسن (Al-Hassan, 1975) بين الطبيعة الكيميائية للصخور الجوفية التابعة لمعقدي اوفيولايت ماوات وبنجوين في شمال شرق العراق ووجد أنها مشابهة للصخور النارية التابعة لنوع الالبين (Alpine type) . أما الصخور البركانية المتحولة في معقد ماوات وكذلك صخور والاش البركانية فقد عدها ذات طبيعة قلوية كلسية (Calc-alkaline) ولها اتجاه تقاضل صهيري مقارب لتلك الموجودة في الصخور النارية من نوع الالبين على الرغم من وجود فارق زمني بينهم .

ناقش جاسم والحسن (Jassim & Al-Hassan, 1977) بترغرافية وجيوكيميائية وتغيرات ما بعد التبلور التي عانت منها الصخور الجوفية من معقدي اوفيولايت ماوات وبنجوين . وذكرنا أن هناك تشابه كبير بين معقدي ماوات وبنجوين من حيث تاريخ التبلور وما بعد التبلور . كما بينا حصول التحول إلى اليورلايت في صخور الكابرو والى السرينتين في الصخور فوق القاعدية خلال اندساس المعقدين على شكل شبه صلب ، صاحبهما كذلك حدوث تحول حركي وظهور بعض المتداخلات الثانوية . وأن كلاً من معقدي ماوات وبنجوين قد تموضعا في مواقعهما خلال الايوسين (Eocene) والتي تمثل مدة تكون تتابع والاش .

درس بودا والهاشمي (Buda & Al-Hashimi, 1977) صخرية وجيوكيميائية معقد اوفيولايت ماوات في محاولة لتفسير اصل صخور هذا المعقد ، وذكرنا أنه يتكون من صخور فوق قاعدية (الهارزيركايت ، الدنيايت) وصخور قاعدية (الكابرو ، الديابيس ، البازلت) وكمية محدودة من الصخور الحامضية (البلاجيوكرانيت ، الكراتوفير) . وقاما بمقارنة هذه الأنواع الصخرية مع مثيلاتها من معقدات الاوفيولايت الواقعة إلى الجهة الشرقية من البحر المتوسط والهلال الاوفيوليتية . كما ميزا ثلاثة أنواع من التحول في المعقد وهي التحول الانطماري ذو المدى الواطئ والتحول الحراري الاتجاهي والتحول التماسي .

ذكر اسود و أوجا (Aswad & Ojha, 1984) أن معقد اوفيولايت ماوات يحتوي في الجزء الجنوبي منه على مجموعة من الصخور البازلتية المتحولة والسيليتية ، وهي تنقسم على

مجموعتين هما : صخور دقيقة الحبيبات بركانية النسيج تمثل المجموعة الأولى وصخور خشنة الحبيبات تحت بركانية ذات نسيج ديابيسي تمثل المجموعة الثانية . وذكرنا أن هذه الصخور قد عانت من درجات متفاوتة من التحول تتفاوت بين سحنة النضيد الأخضر وسحنة الالمفيولايت . صنف بوداي وجاسم (Buday & Jassim, 1987) كتلة ماوات ضمن صفيحة بنجوين - قنديل العليا التي تقع ضمن نطاق بنجوين - والاش الثانوي والذي يمثل احد تقسيمات النطاق الوسطي من منطقة الجيوسنكلالين في العراق . وعدا كتلة ماوات من أكثر الكتل تحركا نحو الغرب ، ولها شكل يشبه القبة ومحور يمتد باتجاه شمال - جنوب . وواضحا وجود فائق زحف منبسط يفصل هذه الكتلة عن الوحدات المجاورة .

درس اسود والياس (Aswad & Elias, 1988) الجزء تحت البركاني (Subvolcanic) من معقد اوفيولايت ماوات . وتبين من دراستهما للتجمعة المعدنية لهذه الصخور أنها تعرضت إلى تحول من نوع قاع المحيط (Ocean Floor Metamorphism) أدى إلى تكوين صخور متحولة واقعة في النطاق الانتقالي ما بين سحنتي النضيد الأخضر والالمفيولايت ، ويمتاز هذا التحول بالضغط الواطئ والحرارة المتوسطة والتدرج الحراري الشديد الانحدار . وذكرنا أن هذه الصخور تقع ضمن بازلت حدبة وسط المحيط (MORB) وجزئيا ضمن بازلت ضمن الصفيح (WPB) . وقد تم تحديد عمر تحول هذه الصخور في دراسة أولى من نوعها بزمن مقداره 105 مليون سنة أي انه ذو عمر يتراوح ما بين الالبان والسينوميان (Albian-Cenomanian) وهو العمر القريب جدا من زمن تبلور صخور الديابيس في بيئة وسط المحيط .

درس (عقراوي ، 1990) بتروغرافية وجيوكيميائية ونشوائية الصخور فوق القاعدية وصخور الكابرو لمعقد اوفيولايت ماوات وذكر أن هذه الصخور تعكس صفات التشويه التكتوني . وقام بتحديد درجة حرارة تكون الصخور فوق القاعدية بالاعتماد على بعض المعادن المعزولة . كما بين أن ظهور صخور الليروزولايت في أسفل صخور الدنايت والهارزبركايت ممكن أن يدل على أن سرعة الانتشار كانت بطيئة نسبيا .

ذكر (السعدي، 1990) أن الصخور البركانية في معقد اوفيولايت ماوات تحوي نسبة عالية من معادن الالمفيول الناتج من تغير معادن الكلاينوبايروكسين مقارنة مع باقي المكونات المعدنية . وأشار إلى أن هذه الصخور تمتاز بمحتوى عالي من اكاسيد المغنيسيوم والكالسيوم ومحتوى واطئ من اكاسيد البوتاسيوم والتيتانيوم والفسفور وهي ذات طبيعة ثولييتية .

قام (زكريا، 1992) بدراسة صخرية وجيوكيميائية الجزء الجنوبي من معقد اوفيولايت ماوات الذي يشمل كلا من صخور التكتونايت والصخور القاعدية . وذكر أن معظم الصخور القاعدية تصنف على أنها بازلت ثولييتي ذات بيئة تكتونية تشمل بيئتي حدبة وسط المحيط

والجزر القوسية الثوليبتية . واقترح موديلاً لحجرة الصهير يشبه القمع تحت حدة انتشار بطيء إلى متوسط .

بين اسود وآخرون (Aswad *et al.*, 1993) من خلال دراستهم لنشوءية واصل صخور التكتونيات فوق القاعدية من معقد اوفيولايت ماوات أن الأدلة على تموضع صخور التكتونيات إلى مناسيب القشرة الأرضية تتمثل بالنسيج البورفيروفتاتي (Porphyroclastic) ونسيج المايلونيات (Mylonite) ، كما أشاروا إلى أن صخور التكتونيات هي بالأساس صخور جبة عليا مستنزفة مع اغتائها ببعض جيوب البايروكسينيات .

درس اسود (Aswad, 1995) معدنية وجيوكيميائية والتموضع التكتوني لصخور الديابيس (Diabase) الواقعة في الجزء العلوي من معقد اوفيولايت ماوات . وأظهرت هذه الدراسة التشابه الكبير في الموقع والنشوء مع مواقع مراكز الانتشار (Spreading Centers) ، وبين أن هذه الصخور التي تمتاز بالصفة السبيليتية تكون منفتحة على مياه البحر الساخنة خلال ظروف حرارة تتراوح ما بين 400-525 درجة مئوية وقد تصل إلى 700 درجة مئوية وضغط اقل من 0.1 كيكاسكال (GPa) . وذكر أن التدرج الحراري الأرضي الشديد الانحدار في القشرة المحيطية المتنامية قد استمر لمدة أكثر من 10 مليون سنة .

ناقش السمان وآخرون (Al-Samman *et al.*, 1996) التغيرات الجيوكيميائية المصاحبة لعمليات التغير الثانوية التي أثرت في الصخور البركانية من معقد اوفيولايت بالقرب من قرية وراز ، وبينوا أن هناك تناقص في محتويات السليكا واكاسيد الالمنيوم والكالسيوم والصوديوم والبوتاسيوم وعنصر الروبيديوم في حين هناك زيادة في اوكسيد المغنيسيوم وعنصر السترونشيوم مع زيادة التميؤ . كما اظهروا وجود إعادة توزيع في اوكسيدي المغنيسيوم والكالسيوم أدى إلى تكوين بقع من الكلورايت والابيدوت .

جمع اسود (Aswad, 1999) المعطيات التكتونية والجيوكيميائية والزمنية واستنتج أن منطقة ماوات-بنجوين نتجت من تصادم قوس جزري مع قارة (Arc-Continent Collision) وبين أن هذه المنطقة قد مرت بثلاث مراحل أساسية مهمة هي :

1. صعود الصهير من نطاق الاستينوسفير إلى الأعلى خلال حدة وسط المحيط (MOR) داخل البحر يتبعه تأثير عمليات التحول .
2. انغلاق بحر التيش (Tethys) باقتراب الحافة القارية العربية من الحافة القارية الإيرانية وتكوين سلسلة أقواس جزرية من نوع الجزر القوسية الثوليبتية (IAT) والبازلت القلوي الكلسي (CAB) .
3. تصادم ما بين الصفيحة العربية والصفيحة الإيرانية امتاز بالميلان في الاتجاه الشمالي الشرقي على طول فالق النطاق الزاكروسي ، صاحب ذلك حدوث انزلاق جذبي على

طول نطاق الزحف . وتبين أن هاتين الحركتين قد أدتا إلى عزل ناب ماوات إلى الغرب في المايوسين (Miocene) معتليا فوق الصفيحة العربية المتحركة ومن ثم تموضع هذا الناب إلى الأعلى خلال المايوسين المتأخر (Late Miocene) .

7-1 هدف الدراسة الحالية Aim of the Present Study

حظيت الصخور البركانية في معقدات الأوفيولايت وكذلك في قاع المحيط اهتماماً كبيراً لدى الباحثين كونها ترتبط بالتطور التكتوني واسع النطاق . لذلك ولقلة الدراسات في هذا الخصوص فقد تم التركيز على دراسة الصخور البركانية من معقد أوفيولايت ماوات فضلا عن تتابع كيمو من الناحية الجيوكيميائية والنشئية لما توفره هذه الصخور من معلومات قيمة عن الواقع التكتوني للمنطقة . وشملت أهداف الدراسة ما يلي :

1. إيجاد نوعية الصخور ونوعية الصهير بالاعتماد على المعطيات الجيوكيميائية .
2. دراسة ظروف التحول في المنطقة بالاعتماد على التجمعات المعدنية والتحاليل الجيوكيميائية الصخرية والمعدنية .
3. تحديد نشئية الصخور من حيث الأصل الصهيري وعمليات الانصهار الجزئي والتبلور التجزئي المؤثرة فيها .
4. وضع موديل تكتوني بالاعتماد على النتائج المستحصلة يوضح نشوء وتحول وتموضع صخور معقد أوفيولايت ماوات .

ولتحقيق هذه الأهداف تم الاعتماد على دراسة معمقة للصخور المعنية بحيث توازي من ناحية تقنيات التحليل المستخدمة وكيفية التعامل مع نتائجها لما هو معمول به حاليا في مناطق أخرى من العالم .

الفصل الثاني

تقنيات التحليل

(Analytical Techniques)

1-2 تهيئة النماذج للتحاليل Samples Preparation for the Analyses

بعد جمع النماذج الصخرية من مقاطع الدراسة تم تنظيفها بإزالة أجزائها السطحية المتأثرة بعمليات التجوية ، ثم جرت عملية طحن هذه النماذج بأخذ جزء من كل نموذج وتكسيه إلى قطع صغيرة (تهمل القطع الملوثة) يتم وضعها لاحقاً في جهاز الطحن (Tima Swing Mill) الموجود في الورشة الفنية في قسم علوم الأرض/جامعة الموصل ، إذ يتم تحويلها إلى مسحوق ناعم دقيق الحبيبات يتم بعدها غربلته ويؤخذ المسحوق ذو الحجم الأقل من 63 مايكرون أو 230 مش وهو المسحوق المناسب للاستخدام في التحاليل الكيميائية المختلفة .

2-2 التحليل باستخدام تقنية الأشعة السينية الوميضية

X-ray Fluorescence (XRF) Analysis

1-2-2 مقدمة Introduction

تم قياس تراكيز العناصر الرئيسية والأثرية لصخور الدراسة الحالية باستخدام جهاز الأشعة السينية الوميضية من نوع (Rigaku 3370 XRF Spectrometer) الموجود في مختبر التحليلات الجيولوجية في جامعة ولاية واشنطن . واستعملت لقياس العناصر الرئيسية والأثرية في النماذج أقراص صهر زجاجية محضرة بنسبة (2 : 1) من مادة رباعي بورات ثنائي الليثيوم إلى النموذج (Sample : Di Li-tetraborate) على وفق جونسون وآخرون (Johnson *et al.*, 1999) والتي توفر أقصى درجات الكفاءة وأقل فقدان للصحة التحليلية. وبذلك تختلف الطريقة الحالية عن التقنيات التي تعتمد على طريقة نورش وهتن (Norrish & Hutton, 1969) في تحضير الأقراص للنماذج .

2-2-2 تحضير الأقراص Pellets Preparation

تتضمن الطريقة وزن 3.5 غم من مسحوق النموذج المطحون سابقاً مع 7.0 غم من مادة رباعي بورات ثنائي الليثيوم النقي ($Li_2B_4O_7$) ، ويُمزجان بصورة متجانسة في وعاء مزج بلاستيكي لمدة عشر دقائق يتم بعدها تفريغ المسحوق الممتزج في بودقة من مادة الكرافيت

(Graphite Crucible) معدة للإدخال في فرن الصهر . توضع البودقات الكرافيتية في الفرن لمدة 5 دقائق بدءاً من اللحظة التي تصل فيها حرارة الفرن إلى 1000 درجة مئوية يتم بعدها إزالتها من الفرن وتترك لكي تبرد ، وكمرحلة ثانية يعاد سحق كل قرص في جهاز الطحن لمدة 35 دقيقة يتم بعدها وضع المسحوق الناتج في البودقات الكرافيتية مرة أخرى ليتم صهرها لمدة 5 دقائق أيضاً ثم تترك لتبرد . وبهذا يتم الحصول على أقراص زجاجية يتم صقلها وتنظيفها لاحقاً ثم تجفف لتكون جاهزة للتحليل ، وتظهر بعض من مراحل تحضير الأقراص الزجاجية في اللوحة (1-2) .

3-2-2 ظروف التشغيل المستقرة Stable Operating Conditions

يستخدم في هذه التقنية هدف الروديوم (Rhodium Target – Rh) فقط والذي يعمل بفولتية 50 كيلوفولت (Kv) وتيار 50 ملي امبير (mA) مع تفريغ تام للهواء . وتعد هذه الظروف المستقرة لتشغيل الجهاز ولكل العناصر ذات فوائد عديدة ، فضلاً عن الكفاءة العالية التي تنتج عنها فهي توفر الاستقرار العالية ومن ثم القدرة على إعادة تكوين شدات متماثلة لنفس النموذج المحلل عند تحليله بعد مدة زمنية طويلة . فضلاً عن ذلك فإن الأقراص المحضرة للنماذج في هذه الطريقة ممكن أن تخزن لمدة ثلاثين سنة بدون أن يصبها أي تحلل أو تكسر ويمكن إعادة تحليلها في أي وقت على وفق الرغبة . أما مساوئ استخدام ظروف التشغيل الثابتة فهي تتمثل بعدم ملائمة هذه الظروف لقياس بعض العناصر مثل السكندنيوم (Sc) والفناديوم (V) والنايوبيوم (Nb) بصورة مثالية . وتظهر ظروف تشغيل الجهاز لتحليل كل عنصر في الجدول (1-2) .

4-2-2 طريقة القياس Measurement Procedure

يتم قياس تراكيز جميع العناصر الرئيسية والأثرية في النماذج المجهولة عن طريق مقارنة شدة الأشعة السينية لكل عنصر مع شدته لقرصين مصنوعين لكل نموذج من النماذج القياسية الثمانية الآتية :

BCR-1 , BIR-1 , DNC-1 , W-2 , AGV-1 , GSP-1 , G-2 , STM-1

باستخدام القيم الموضوعية من قبل كوفينداراجو (Govindaraju, 1994) . وتظهر الحدود

الدنيا لتحسس الجهاز للعناصر في الجدول (2-2) .



- (1) مزج مساحيق النماذج مع مادة رباعي بورات ثنائي الليثيوم .
- (2) تفريغ مساحيق النماذج الممزوجة في بودقات كرافيتية .
- (3) اخراج البودقات الكرافيتية من الفرن بعد وضعها لمدة معينة .
- (4) صقل الاقراص بعد ان تبرد .
- (5) الاقراص النهائية الجاهزة .
- (6) ادخال الاقراص في الجهاز للقياس .
- لوحة (1-2) : مراحل تحضير الأقراص الزجاجية للقياس بجهاز الأشعة السينية الوميضية .

جدول (1-2) : ظروف تشغيل جهاز Rigaku 3370 XRF Spectrometer .

Element	Line	Slit	Crystal	Counter	PHA Window	Peak (2 θ)	Count (secs)	Bgd 1 (2 θ)	Count (secs)	Bgd 2 (2 θ)	Count (secs)	Corrected For
Si	K α	C	PET	FPC	100-300	109.040	40	104.140	5	114.630	5	-
Al	K α	C	PET	FPC	110-310	144.730	40	136.500	20	-	-	-
Ti	K α	F	LiF200	FPC	110-290	86.205	40	85.000	20	-	-	-
Fe	K α	F	LiF200	FPC	50-280	57.525	40	54.760	5	61.000	5	-
Mn	K α	F	LiF200	FPC	130-270	63.000	40	61.000	20	63.800	20	-
Ca	K α	F	LiF200	FPC	110-290	113.160	40	106.000	5	109.200	5	-
Mg	K α	F	RX35	FPC	120-320	19.760	40	22.000	20	-	-	-
K	K α	C	LiF200	FPC	110-290	136.730	40	-	-	138.300	20	-
Na	K α	C	RX35	FPC	120-300	24.060	40	25.700	20	-	-	-
P	K α	C	GE	FPC	125-290	141.000	40	143.000	20	-	-	-
Ni	K α	F	LiF200	FPC	142-270	48.650	160	46.720	80	49.570	80	Ba,Y,Rb
Cr	K α	F	LiF200	FPC	135-277	69.390	160	68.400	40	70.790	40	V,La
Sc	K α	C	LiF200	FPC	140-280	97.790	160	95.740	80	97.080	80	Ca
V	K α	F	LiF200	Sc	100-300	76.880	160	76.070	80	78.180	80	Ti
Ba	L α	F	LiF200	FPC	120-270	87.240	320	84.650	160	88.060	160	Ti,Zr,Rb
Rb	K α	F	LiF220	Sc	100-300	37.920	80	36.880	40	38.720	40	-
Sr	K α	F	LiF220	Sc	100-300	35.785	80	35.260	40	36.880	40	-
Zr	K α	F	LiF220	Sc	100-300	32.030	80	29.870	40	33.030	40	Sr,Th,Nb
Y	K α	F	LiF220	Sc	100-300	33.825	160	33.030	80	35.260	80	Rb,Th
Nb	K α	F	LiF220	Sc	100-300	30.370	160	29.870	80	33.030	80	Y
Ga	K α	F	LiF220	Sc	100-300	56.130	80	55.805	40	56.880	40	-
Cu	K α	F	LiF200	FPC	140-270	45.005	80	40.960	40	46.720	40	Ba,Sr
Zn	K α	F	LiF220	Sc	100-300	60.520	80	60.000	40	61.100	40	-

. Bgd : تمثل الخلفية Background .

5-2-2 الدقة التحليلية Precision

هي القابلية على تكرار القراءات نفسها للنموذج نفسه خلال فترات زمنية مختلفة وتحت ظروف متشابهة تقريبا (Rose *et al.*, 1981) ، وكما يتضح من الجدول (3-2 a) . وهي كذلك تعني القابلية على إعطاء القراءات نفسها لعدة أقراص محضرة من النموذج نفسه خلال التشغيل الواحد للجهاز ، وكما هو واضح في الجدول (3-2 b) .

6-2-2 الصحة التحليلية Accuracy

تمثل الفرق بين القراءات الناتجة من التحليل والقيم الحقيقية المنشورة للنماذج العالمية (Bertin, 1978) . وكما يظهر في الجدول (4-2) الذي يمثل مقارنة ما بين القيم المستحصلة من هذه التقنية والقيم المنشورة من قبل كوفينداراجو (Govindaraju, 1994) للنماذج القياسية العالمية .

جدول (2-2) : حدود التحسس الدنيا لجهاز الأشعة السينية الوميضية للعناصر الرئيسية والأثرية في هذه الدراسة بعد إجراء 15 تحليلاً للنموذجين القياسيين (BCR-2 ، GSP-2).

Major Elements (Wt.%):	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			
BCR2 basalt	0.159	0.006	0.060	0.040	0.001	0.038	0.024	0.031	0.008	0.002			
GSP2 granodiorite	0.209	0.002	0.068	0.011	0.000	0.016	0.010	0.024	0.020	0.002			
Trace Elements (ppm):	Ni	Cr	Sc	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Ga	Cu	Zn
BCR2 basalt	1.7	1.0	1.4	3.6	6.2	0.9	0.9	0.9	1.4	0.5	2.5	1.6	2.3
GSP2 granodiorite	1.1	0.9	1.1	2.5	9.5	1.3	0.9	1.7	1.1	0.5	2.3	1.3	2.0

جدول (3-2) : الدقة التحليلية الناتجة من (a) تحليل قرص نموذج قياسي واحد (GSP-1) في مدة ثمانية اشهر. (b) تحليل عشرة أقراص مختلفة مصنوعة من مسحوق النموذج القياسي نفسه (UMAT-1) خلال التشغيل الواحد للجهاز.

	(a)		(b)		
	GSP-1		UMAT-1		
	Average	StDev	Average	StDev	Range
	N=98		N=10 different beads		
Unnormalized Results (Weight %):					
SiO ₂	68.45	0.18	53.57	0.10	0.31
Al ₂ O ₃	15.35	0.11	13.48	0.03	0.12
TiO ₂	0.667	0.004	2.787	0.007	0.019
FeO	3.86	0.01	12.54	0.10	0.38
MnO	0.038	0.001	0.208	0.001	0.003
CaO	2.02	0.01	6.39	0.02	0.06
MgO	1.10	0.10	2.87	0.02	0.06
K ₂ O	5.56	0.09	2.60	0.01	0.02
Na ₂ O	2.91	0.05	3.25	0.02	0.08
P ₂ O ₅	0.287	0.003	0.885	0.002	0.008
Total	100.24	0.36	98.58	0.19	0.60
Trace Elements (ppm):					
Ni	16	1	0	0	0
Cr	16	2	1	1	3
Sc	4	2	28	3	11
V	54	5	194	4	13
Ba	1294	9	3081	16	51
Rb	253	1	45	1	2
Sr	233	1	275	1	5
Zr	527	1	424	1	3
Y	30	1	47	1	3
Nb	27.4	0.5	26.2	0.8	2.2
Ga	23	1	21	2	6
Cu	31	2	2	2	8
Zn	103	2	123	2	4

N : عدد مرات القياس .

StDev : الانحراف المعياري .

جدول (4-2) : الصحة التحليلية لتراكيز العناصر الرئيسية والأثرية .

	BCR-1 Basalt			AGV-1 Andesite			GSP-1 Granodiorite			G-2 Granite		
	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94
SiO ₂ (%)	55.54	55.63	55.22	60.66	60.58	60.43	68.36	68.31	68.25	69.98	69.87	69.95
Al ₂ O ₃	13.76	13.80	13.92	17.58	17.57	17.61	15.33	15.37	15.33	15.60	15.57	15.57
TiO ₂	2.29	2.27	2.296	1.07	1.10	1.078	0.67	0.67	0.660	0.48	0.48	0.486
FeO*	12.16	12.02	12.32	6.18	6.19	6.26	3.93	3.86	3.92	2.42	2.40	2.42
MnO	0.19	0.18	0.184	0.10	0.10	0.092	0.04	0.04	0.041	0.03	0.03	0.030
CaO	7.12	7.09	7.09	5.05	5.03	5.07	2.01	2.01	2.10	1.95	1.93	1.98
MgO	3.49	3.53	3.55	1.47	1.60	1.57	0.95	1.03	0.97	0.74	0.92	0.76
K ₂ O	1.75	1.75	1.72	3.00	2.97	3.00	5.59	5.59	5.59	4.53	4.52	4.53
Na ₂ O	3.34	3.36	3.34	4.39	4.37	4.38	2.84	2.82	2.84	4.13	4.14	4.13
P ₂ O ₅	0.37	0.37	0.367	0.50	0.50	0.503	0.28	0.28	0.284	0.14	0.14	0.142
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
N(ppm)	0	0	13	13	13	16	12	16	9	6	18	5
Cr	27	27	16	10	12	10	9	15	13	6	23	9
Sc	29	32	33	10	17	12	4	8	6	3	4	4
V	405	415	407	123	123	121	58	55	53	47	40	36
Ba	727	726	681	1229	1217	1226	1282	1308	1310	1867	1861	1882
Rb	45	45	47	67	66	67	255	254	254	169	170	170
Sr	328	324	330	661	655	662	235	234	234	478	478	478
Zr	176	175	190	223	222	227	530	527	530	309	314	309
Y	36	34	38	20	21	20	29	30	26	13	13	11
Nb	13	12	14.0	15	15	15.0	27	27	27.9	13	12	12.0
Ga	21	25	22	22	18	20	23	21	23	23	24	23
Cu	16	9	19	54	54	60	30	34	33	8	10	11
Zn	128	125	130	91	88	88	101	104	104	84	87	86

	BIR-1 Basalt			DNC-1 Diabase			W-2 Diabase			STM-1 Syenite		
	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94	XRF WSU1	XRF WSU2	Gov. 94
SiO ₂ (%)	47.79	48.12	48.19	47.70	47.64	47.80	52.95	52.97	53.07	60.78	60.82	61.07
Al ₂ O ₃	15.39	15.63	15.48	18.63	18.80	18.60	15.47	15.52	15.53	18.83	18.84	18.83
TiO ₂	0.96	0.97	0.968	0.48	0.49	0.488	1.08	1.07	1.073	0.13	0.13	0.138
FeO*	10.74	10.15	10.22	9.20	8.96	9.08	9.92	9.85	9.78	4.91	4.98	4.81
MnO	0.18	0.17	0.173	0.15	0.15	0.151	0.17	0.17	0.165	0.23	0.23	0.225
CaO	13.40	13.32	13.36	11.42	11.43	11.45	11.03	10.96	11.00	1.18	1.15	1.12
MgO	9.75	9.74	9.77	10.22	10.28	10.21	6.42	6.46	6.46	0.22	0.05	0.10
K ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.23	0.23	0.23	0.62	0.63	0.63	4.35	4.37	4.38
Na ₂ O	1.73	1.94	1.77	1.89	1.95	1.90	2.21	2.24	2.17	9.21	9.27	9.15
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.046	0.08	0.08	0.085	0.13	0.13	0.133	0.16	0.17	0.162
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
N(ppm)	161	153	166	243	248	247	57	58	70	14	5	3
Cr	373	368	382	262	269	285	93	90	93	14	5	4
Sc	49	36	44	34	34	31	35	34	35	4	2	1
V	309	313	313	139	141	148	264	254	262	2	0	9
Ba	21	22	7	96	97	114	193	199	182	543	579	560
Rb	1	0	0	4	3	5	20	17	20	116	113	118
Sr	108	108	108	141	141	146	193	193	194	698	707	700
Zr	24	24	16	41	43	41	92	92	94	1133	1144	1210
Y	15	15	16	17	17	18	20	22	24	44	46	46
Nb	1	1	0.6	3	2	3.0	8	8	7.9	268	270	268.0
Ga	19	17	16	15	14	15	19	21	20	35	34	36
Cu	126	123	126	98	96	96	100	106	103	0	0	5
Zn	70	67	71	65	64	66	72	76	77	233	238	235

. Govindaraju, 1994 = Gov. 94

3-2 تحليل اوكسيد الحديدوز (FeO) بطريقة القياس اللوني**Ferrous Iron Analysis by Spectrophotometer****1-3-2 مقدمة Introduction**

تم تحليل اوكسيد الحديدوز بالاعتماد على الطريقة اللونية لجيفري وهاجيسون (Jeffery & Hutchison, 1981) التي تعتمد على قياس الامتصاص (Absorption) ، إذ تم استعمال كاشف الفينانثرولين (1,10-Phenanthroline) الذي يتحد مع ايون الحديدوز ويعطي معقداً ذا لون احمر وتزداد حدة هذا اللون مع زيادة تركيز ايون الحديدوز في النموذج ، وتم القياس باستعمال جهاز مقياس الطيف (Spectrophotometer) من نوع (APEL PD-303) الموجود في قسم علوم الأرض/جامعة الموصل ، واستخدمت أربعة نماذج قياسية عالمية هي (BCR-1 ، SY-3 ، SY-2 ، GSP-1) ذات التراكيز (، 2.32% ، 3.58% ، 3.62%) على التوالي في القياس والتي تغطي تقريباً مدى تراكيز هذا الاوكسيد في نماذج الدراسة الحالية .

2-3-2 هضم النماذج Samples Digestion

- 1- يوزن 10 ملغم من مسحوق كل نموذج بما فيها النماذج القياسية ثم توضع كل منها في حاوية جافة من التفلون .
- 2- يضاف 20 ملغم من كاشف الفينانثرولين إلى كل نموذج في حاوية التفلون .
- 3- يضاف 3 مل من حامض الكبريتيك (4N) لكل نموذج .
- 4- يضاف 0.5 مل من حامض الهيدروفلوريك المركز لكل نموذج لإحداث إذابة جيدة.
- 5- تسخن النماذج لمدة نصف ساعة في حمام بخاري وخلال هذه المدة يتم تجهيز قنينة حجمية بسعة 100 مل لكل نموذج ويوضع فيها 5 مل من حامض البوريك.
- 6- تزال النماذج عن الحمام البخاري بعد انتهاء مدة النصف ساعة ثم يضاف وبسرعة 20 مل من محلول سترات الصوديوم لكل نموذج ثم توضع على الحمام البخاري لمدة نصف ساعة أخرى .
- 7- تزال الحاويات عن الحمام البخاري وتنقل محتويات كل حاوية إلى القنينة الحجمية (الحاوية على 5 مل من حامض البوريك) ويجب نقل هذه المحتويات بصورة كاملة.
- 8- يكمل حجم المحلول في كل قنينة إلى حد العلامة بواسطة الماء المقطر وبذلك يتم الحصول على المحلول الجاهز للقراءة .

- 9- يتم تحضير محلول لتصفير الجهاز (Blank) إذ يؤخذ 20 ملغم من الكاشف السابق ويطبق عليه الخطوات السابقة نفسها .

3-3-2 طريقة القياس Measurement Procedure

- 1- يثبت الجهاز على طول موجي مقداره 555 نانوميتر (nm).
- 2- تتم عملية تصفير الجهاز باستخدام المحلول الخاص بذلك .
- 3- توضع محاليل النماذج داخل خلية كوارتز (Quartz Cell) وتوضع الأخيرة في المكان المخصص لمرار حزمة الضوء عليها في الجهاز ثم يغلق غطاء الجهاز منعاً لدخول أي ضوء خارجي إلى داخل الجهاز .
- 4- تتم قراءة الامتصاص لمحلول كل نموذج موجود في الخلية .
- 5- يتم إسقاط قيم امتصاص محاليل النماذج القياسية مع تراكيزها المعلومة للحصول على مرتسم العلاقة بين النفاذية والتركيز .
- 6- يتم إسقاط قيم امتصاص محاليل النماذج المجهولة التركيز على هذا المرتسم لإيجاد تراكيز اوكسيد الحديدوز في هذه النماذج .

4-3-2 ملاحظات Notes

1. يحضر محلول حامض البوريك من إذابة 5 غم من البلورات الصلبة في 100 مل من الماء المقطر الساخن ثم تترك لتبرد . بينما يحضر محلول سترات الصوديوم من إذابة 50 غم من البلورات الصلبة في 500 مل من الماء المقطر .
2. يجب أن تتم عملية قياس محاليل النماذج مباشرة بعد عملية تحضير هذه المحاليل حيث انه بزيادة المدة الزمنية بين عملية التحضير وعملية القياس سوف يزداد مجال الخطأ بسبب تأثر هذه المحاليل بالضوء بدرجة عالية .

4-2 قياس الفقدان بالحرق Loss on Ignition Measurement

يتم إيجاده بالاعتماد على الطريقة الآتية (Hutchison, 1974) :

- 1- يوزن 1غم من النموذج المجفف سابقا بحرارة 100-110 درجة مئوية ويوضع داخل بودقة جافة من البورسيلين ثم توزن (W_1) .
- 2- توضع البودقة داخل فرن الحرق وتحرق لمدة ساعتين أو أكثر بحرارة 1000 درجة مئوية ثم تبرد في وعاء التجفيف (Desiccator) وتوزن (W_2) .

3- يحسب الفقدان بالحرق من الفرق بالوزنين مع الأخذ بنظر الاعتبار تحول الحديدوز إلى الحديدك أثناء الحرق كما يأتي :

$$\%H_2O^+ = (W_1 - W_2) \times 100$$

5-2 التحليل باستخدام تقنية البلازما مزدوجة الحث - قياس الطيف الكتلي Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer (ICP-MS) Analysis

1-5-2 مقدمة Introduction

تعد هذه التقنية التحليلية ومنذ ابتكارها وحتى الآن من أفضل التقنيات المستخدمة في إيجاد تراكيز العديد من العناصر الرئيسية والأثرية وبخاصة العناصر الأرضية النادرة (REE) (Jarvis, 1988 ; Jarvis & Williams, 1989 ; Verma *et al.*, 2002) . إذ تعد هذه التقنية حساسة جدا وقادرة على قياس تراكيز معظم العناصر الموجودة في الجدول الدوري في وقت واحد ما عدا الغازات النبيلة (F , O , N , C , H) . وإن نوع الجهاز الذي تم استخدامه في تحليل نماذج الدراسة الحالية هو (PERKIN ELMER DRC II) الموجود في جامعة ابيردين (Aberdeen University) والذي يظهر في اللوحة (2-2) .



لوحة (2-2) : جهاز PERKIN ELMER DRC II .

2-5-2 مبدأ العمل Principle of Working

يقوم هذا الجهاز بقياس كتلة الأيونات المتولدة من تسخين بلازما غاز الأركون إلى حرارة 10000 درجة مئوية والممررة من خلال مقياس مغناطيسي رباعي مزدوج مجهز بخلية تفاعل ديناميكية تسمى (DRC) يستعمل فيها غاز الامونيا ، يتم في الربع الأول من الجهاز إزالة تداخلات الأيونات الثنائية الشحنة من مجرى النموذج ، بينما تتم عملية الترشيح الكتلي خلال الربع الثاني منه .

3-5-2 هضم النماذج Samples Digestion

تتطلب هذه التقنية كمية قليلة جداً من مساحيق النماذج لغرض الإذابة تتراوح من 0.1 إلى 20 ملغم اعتماداً على تجانس النموذج وطريقة الهضم (Thomas, 2001) . ويتم إضافة مادة مُصهرة (Flux) من كاربونات الصوديوم (Na_2CO_3) إلى النموذج المراد تحليله بنسبة (4:1) (Flux : Sample) ، ويسخن هذا المزيج لمدة ساعتين بحرارة 1050 درجة مئوية في بودقات من مادة البلاتين ليظهر بعدها المزيج بشكل كعكة ، هذه الكعكة يتم إذابتها في حامض النترريك بتركيز 1% ويضاف لها 50 ppb (جزء لكل بليون) من عنصري الرينيوم (Re) والسيزيوم (Cs) كعناصر قياسية وتخفف من بعدها بالماء المقطر الساخن (100 درجة مئوية) ليصبح المحلول مخففاً بمعامل تخفيف 1:1000 وهو المحلول الجاهز للقياس . تحتاج هذه الطريقة إلى محلول نموذج مذاب قليل جداً إذ تعتمد كميته على عدد العناصر المراد قياسها فيه وتركيزها ، وعادة يؤخذ 10 مل من المحلول المذاب لغرض إجراء التحليل .

4-5-2 التصحيح Correction

أجريت عملية التصحيح باستخدام النموذج القياسي العالمي BCR-2 وكانت جميع التصحيحات بدقة 99.95 أو أفضل من ذلك . كما تم استعمال النموذج القياسي العالمي In-115 بوصفه نموذجاً قياسيياً داخلياً .

5-5-2 فوائد الطريقة Advantages

- 1- القابلية على قياس عناصر عديدة بسرعة عالية .
 - 2- القدرة على إزالة التداخل الممكن حدوثه ما بين العناصر لإعطاء الدقة العالية .
 - 3- الحساسية المفرطة في القياس والتي تنتج من حدود التحسس الواطئة جداً للجهاز .
- لذلك فقد أصبحت تقنية البلازما مزدوجة الحث الأكثر استعمالاً في معظم المختبرات التحليلية لتوفيرها القياسات الدقيقة المطلوبة في معظم التطبيقات الحديثة .

6-2 التحليل المعدني باستخدام تقنية التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق**Electron Microprobe Analysis (EMPA)****1-6-2 مقدمة Introduction**

تعمل هذه التقنية على قياس التركيب الكيميائي لمواقع صغيرة جداً ضمن المواد الصلبة إذ تظهر البيانات الناتجة بشكل قيم عددية للاكاسيد المكونة لهذه المواد . وتعد تقنية حساسة وغير هدامة للنموذج ويتم تحسس وقياس أي تغير في التركيب الكيميائي في النموذج بشكل مباشر . يستعمل في تحديد مواقع إجراء التحاليل مجهر بصري متطور ودقيق جداً بحيث يسمح بتحديد مواقع صحيحة إلى حد 1 مايكروميتر وهي صفة مميزة لهذه التقنية. ويتم التعامل مع نتائج التحليل بواسطة برنامج حاسوبي يسمى (ZAF4/FLS Program) .

2-6-2 مبدأ العمل Principle of Working

يتم توجيه حزمة الكترونية عالية الطاقة على سطح النموذج المراد تحليله باستخدام مجموعة من العدسات والبلورات المحللة (LIF , PET , TAP) لتولد أشعة سينية مميزة للعناصر الموجودة في الموقع الصغير (بحدود 3 مايكرون) الذي يتم تحليله . يتم تحسس هذه الأشعة من قبل الجهاز بطول موجي معين باستعمال كواشف غازية (Gas-Flow Detectors) ومن ثم يتم قياس شدتها . ولغرض تحديد التركيب الكيميائي تتم مقارنة شدة الأشعة السينية في النماذج المراد قياس تركيبها الكيميائي مع الشدة في النماذج القياسية المعلومة المحتوى الكيميائي . ويستعمل في هذا الجهاز تيار عالي للحزمة الالكترونية يتراوح ما بين 10-200 نانو أمبير لكي يتم توليد مزيد من الأشعة السينية في النموذج وبذلك فهو يزيد حدود التحسس والصحة التحليلية للقياس (Donovan et al., 1993) .

3-6-2 تحضير النماذج Samples Preparation

إن النماذج المراد تحليلها بواسطة تقنية التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق يجب أن يتم تحضيرها بطريقة خاصة ، إذ يتوجب صقل هذه النماذج بصورة جيدة لأنه من دون الصقل الجيد فسوف يحدث تشويه للأشعة السينية ويكون من غير الممكن الحصول على تحاليل كمية جيدة . كما يجب أيضا تنظيف سطوح النماذج المحللة لتكون خالية من أي آثار للغبار أو الزيوت أو مواد الصقل . ومن ثم يتم طلاء هذه النماذج التي تعد غير موصلة للتيار الكهربائي بطبقات من مادة الكاربون الموصلة بسمك حوالي 20-25 نانومليتر قبل أن تتم عملية التحليل .

فضلاً عن ذلك فإن تقنية التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق يمكن أن تستعمل مثل
المجهر الالكتروني الماسح (SEM) Scanning Electron Microscope للحصول على
صور دقيقة للنماذج بعد أن يتم تغليف النماذج بطلاء من الذهب .

4-6-2 أنواع الأجهزة المستعملة Types of the Applied Equipments

استعمل في التحليل نوعين من الأجهزة هما:

1-4-6-2 جهاز CAMECA SX50 Electron Microprobe

تم إرسال قسم من نماذج الدراسة الحالية إلى جامعة أوريكون (Oregon University) لغرض تحليلها ، وقد حللت باستعمال هذا الجهاز الذي يظهر في اللوحة (2-3) ، اذ يحتوي على أربعة مقاييس للتشتت الطيفي ذات أطوال موجية قابلة للتوليف . وتظهر ظروف تشغيل هذا الجهاز في الجدول (2-5) ، وتظهر البلورات المحللة المستعملة فيه والعناصر التي يمكن تحليلها لكل بلورة في الجدول (2-6) ، بينما تظهر في الجدول (2-7) النماذج القياسية المستعملة لقياس كل عنصر بهذه التقنية ، ويظهر في الجدول (2-8) زمن العد (القياس) (Counting Time) لكل عنصر . إن نتائج التحليل في هذه التقنية تمثل بالحقيقة معدل تحليلات لأربع نقاط وقد تراوحت حدود التحسس من 0.007 % لعنصر الالمنيوم (Al) إلى 0.009 % لعنصر البوتاسيوم (K) إلى 0.012 % لعنصر الكالسيوم (Ca) إلى 0.028 % لعنصر الحديد (Fe) إلى 0.047 % لعنصر النيكل (Ni) . ويظهر أن مجموع تراكيز اكاسيد العناصر في بعض الحبيبات يكون اقل من 100% وهذا يعود بصورة رئيسة إلى عدم إمكانية قياس تركيز الماء (H₂O) وبعض العناصر مثل الباريوم والسترونتيوم.... الخ بواسطة تقنية التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق .

جدول (2-5) : ظروف تشغيل جهاز التحليل الالكتروني الدقيق في جامعة أوريكون .

Takeoff angle	40 degree
Beam energy	15 Kv
Beam current	20 nA
Beam diameter	5 microns



لوحة (3-2) : جهاز التحليل الالكتروني المجهري الدقيق (CAMECA SX50) .

جدول (6-2) : البلورات المحللة والعناصر التي يمكن تحليلها بكل بلورة .

Analyzing Crystals	Elements
LIF	Fe , Ti , Mn , Ni
PET	Si , Ca , P , K
TAP	Mg , Na , Al

جدول (7-2) : النماذج القياسية المستعملة لقياس معظم العناصر .

Standards	Elements
SiO ₂ synthetic	Si
TiO ₂ synthetic	Ti
MnO synthetic	Mn
NiO synthetic	Ni
Albite (cazadero)	Al , Na
Diopside (chesterman)	Mg , Ca
Orthoclase MAD-10	K
Magnetite U.C.#3380	Fe

جدول (8-2) : زمن العد (القياس) لكل عنصر .

Elements	Counting Time (seconds)
Mn , Ni	20

Ca , Fe , Ti	40
Na , Al , K , Si , Mg	60

2-4-6-2 جهاز MICROSCAN MK5 Electron Microprobe

تم إرسال القسم الآخر من نماذج الدراسة الحالية إلى جامعة أبردلين (Aberdeen University) إذ حلت باستعمال هذا الجهاز الذي يلاحظ في اللوحة (4-2) . وتظهر ظروف تشغيل الجهاز في الجدول (9-2) . وكان زمن العد (القياس) 200 ثانية لمعدني البايروكسين والامفيبول بينما كان الزمن 150 ثانية لمعادن الفلدسبار .

جدول (9-2) : ظروف تشغيل جهاز التحليل الالكتروني الدقيق في جامعة ابردين .

Takeoff angle	75 degrees
Beam energy	15 Kv
Beam current	3.0 nA
Beam diameter	5 microns



لوحة (4-2) : جهاز التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق (MICROSCAN MK5) .

الفصل الثالث

البتروغرافية وكيمياء المعادن

(Petrography and Mineral Chemistry)

1-3 البتروغرافية Petrography**1-1-3 تمهيد Preface**

تمت دراسة 70 شريحة دقيقة باستخدام المجهر المستقطب (Polarized Microscope) لتحديد المكونات المعدنية والأنسجة الصخرية في الصخور قيد الدراسة ولتبيان تأثير التشويه التكتوني عليها ، إذ عانت هذه الصخور من تأثيرات عملية تحول قاع المحيط وعمليات التشويه المرافقة لتموضع هذه الصخور . ونظراً لكون هذه الصخور بركانية ذات بلورات صغيرة الحجم وبسبب تأثر هذه الصخور بدرجة عالية بالعمليات أعلاه فقد كان من الصعب حساب النسب الحجمية للمعادن المكونة لهذه الصخور . وفيما يلي شرح مفصل عن الأنسجة والمعادن والتجمعات المعدنية التي لوحظت في صخور الدراسة الحالية .

2-1-3 الأنسجة Textures

تحتوي صخور الدراسة الحالية على القليل من الأنسجة النارية الموروثة ، إذ اختفى الجزء الأكبر منها بسبب تأثر هذه الصخور بعمليات التحول والتشويه . وفيما يأتي استعراض لأهم الأنسجة الصخرية الملحوظة :

1-2-1-3 النسيج البورفيروبلاستي Porphyroblastic Texture

يتكون هذا النسيج من بلورات كبيرة (Porphyroblast) من معادن الامفيبول والبلاجيوكليس بدرجة أساسية موجودة داخل أرضية ناعمة (Matrix) تتكون غالباً من المعادن نفسها مع معادن أخرى (لوحة 1-3 a) وهو من الأنسجة الموروثة عن الصخرة الأصلية. يعد النسيج البورفيريتي شائع الوجود في الصخور البركانية وبضمنها صخور العديد من معقدات الاوفيولايت اذ لوحظ في معقد خوي (Khoy) في إيران (Hassanipak & Ghazi, 2000) ومعقد كوكسن (Goksun) في تركيا (Parlak et al., 2004) .

2-2-1-3 النسيج التجمعي البورفيريتي الكاذب Pseudoglomeroporphyritic Texture

يعد هذا النسيج مماثلاً للنسيج البورفييري اذ يتكون عند تجمع بلورات كبيرة من معادن الامفيبول او البلاجيوكليس مع بعضها على شكل عناقيد في داخل الأرضية الناعمة (لوحة b 1-3) . ويدل هذا النسيج على تبلور معادن الكلاينوبايروكسين والبلاجيوكليس الأصلية في الحجره الصهيرية قبل خروج الحمم إلى السطح ويمثل بداية تكون النسيج التراكمي في الصخور الجوفية لولا خروج هذه الحمم نحو الأعلى (Wilson, 1989)، وينحصر تواجد هذا النسيج في نماذج مقطع وراز . وقد وجد هذا النسيج كذلك في معقدات اوفيولايت البانيا (Albanian Ophiolites) (Bortolotti et al., 2002) ، وفي معقد اوفيولايت خوي (Khoy) في إيران (Hassanipak & Ghazi, 2000) .

3-2-1-3 Amygdaloidal Texture النسيج اللوزي

يظهر النسيج اللوزي على شكل فقاعات نتجت عن تطاير الغازات من الحمم البركانية عند وصولها إلى السطح وامتلأت لاحقا بمعادن الكوارتز الثانوية المتكونة في المراحل المتأخرة من عمليات التغيير (Alteration) (لوحة 1-3 c) ، ويظهر كذلك في صخور مقطع وراز . ينتشر هذا النسيج بشكل كبير في الصخور البركانية وفي العديد من صخور معقدات الاوفيولايت إذ لوحظ في معقد ميتجوسين (Metchosin) (Constantin, 2001) في كندا ومعقد دينارايد (Dinaride) في كرواتيا (Pamic et al., 2002) . ويملاً معدن الكوارتز الفجوات في الصخور ذات التغيير العالي نسبياً (Humphris & Thompson, 1978b) .

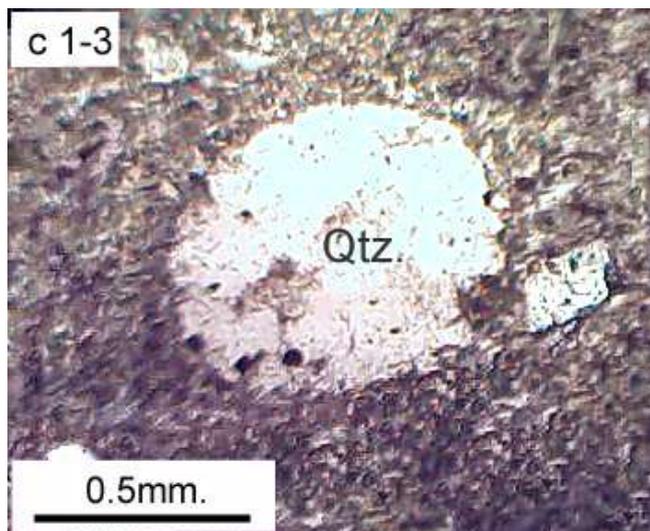
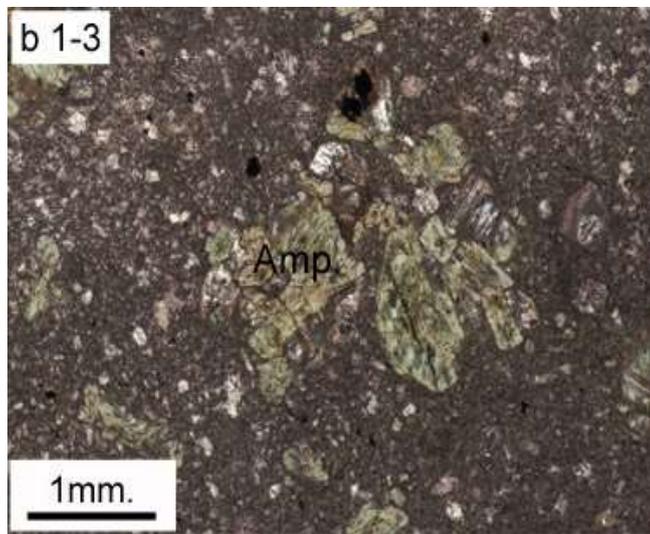
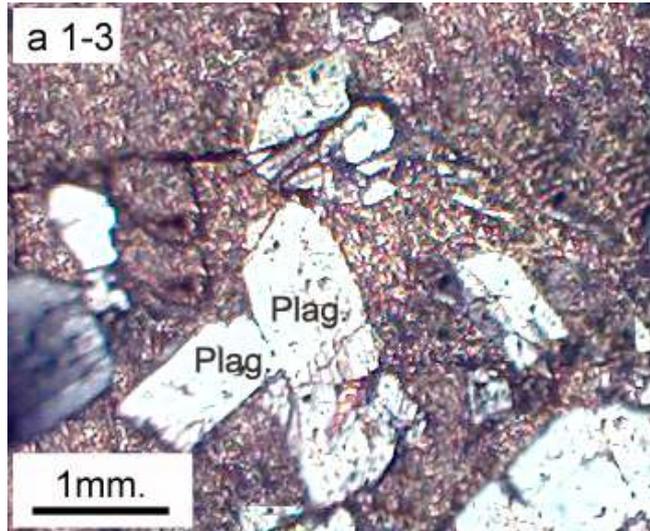
4-2-1-3 Porphyroclastic Texture النسيج البورفييروكلاستي

هو نسيج تشوهي ينتج عن التحول الحركي (Dynamic Metamorphism) الذي يحدث في مناطق محددة بالقرب من أسطح الفوالق (Faults) والانزلاقات (Thrusts). ويتكون هذا النسيج من بلورات كبيرة (Porphyroclast) من معادن الامفيبول والبلاجيوكليس التي تظهر فيها علامات التشويه مثل الشكل المغزلي والانطفاء المتموج والتطوي وتحيط بها بلورات ناعمة من نفس المعادن ناتجة عن تكسرها مع وجود معادن أخرى (لوحة 2-3 a) . وقد تترتب هذه المعادن في انطقة معطية بذلك مظهراً حزمياً (Banding) (لوحة 2-3 b) . ويلاحظ في هذا النسيج أيضاً حدوث عملية إعادة تبلور في البلورات الناعمة نتيجة لتأثير الحرارة والضغط المصاحبين لحركة هذه الصخور وبذلك ممكن أن تسمى هذه الصخور بالبلاستومايلونايت (Blastomylonite) . ينتشر هذا النسيج في أغلب صخور معقدات الاوفيولايت في العالم حيث يصاحب عملية تموضع هذه المعقدات والتشويه المرافق لها .

لوحة (a 1-3) : النسيج البورفيرى الذي تظهر فيه بلورات من البلاجيوكليس داخل الأرضية الناعمة ، نموذج SW6 (P.P.L.) ، (Plag.=Plagioclase) .

لوحة (b 1-3) : النسيج التجمعي البورفيرى لبلورات الامفيبول ، نموذج SW2 (P.P.L.) ، (Amp.=Amphibole) .

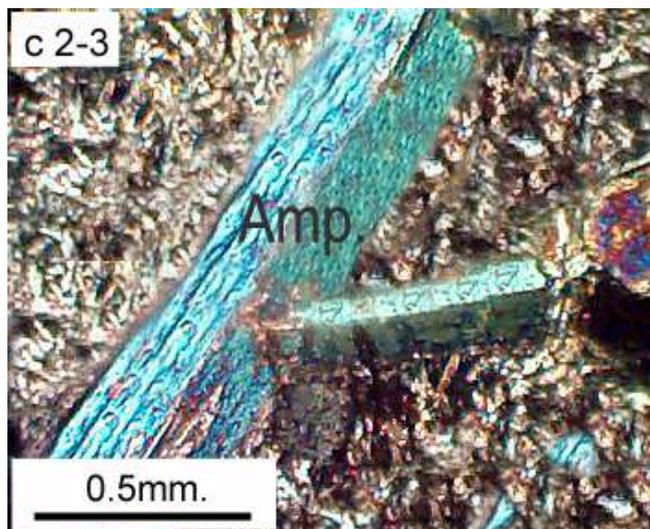
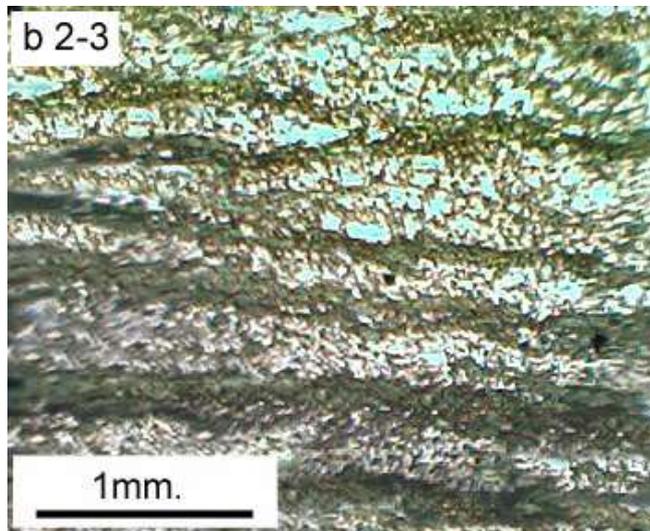
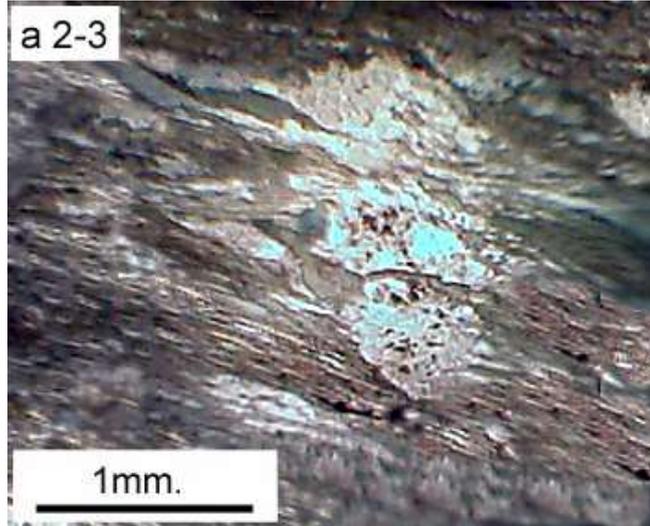
لوحة (c 1-3) : النسيج اللوزى الذي تظهر فيه الفجوات مملوءة بالكوارتز ، نموذج SW2 (P.P.L.) ، (Qtz.=Quartz) .



لوحة (a 2-3) : النسيج البورفيروكلاستي إذ تظهر بلورات البلاجيوكليس بشكل مغزلي تحيط بها بلورات ناعمة من المعادن نفسها ناتجة عن تكسرها ، نموذج SM12 (P.P.L.) .

لوحة (b 2-3) : حزم من الامفيبول متعاقبة مع حزم من البلاجيوكليس ، نموذج SM7 (P.P.L.) .

لوحة (c 2-3) : الامفيبول الموشوري الكامل الأوجه ذات التوأمة البسيطة ، نموذج SW6 (X.N.) .



1-3-1-3 الامفيبول Amphibole

ينتج الامفيبول عن عملية اليورلايت (Uralitization) لمعادن الكلاينوبايروكسين الأصلية ويظهر انه ينمو على طول أسطح الانفصام لبعض بقاياها الظاهرة ، وعادة يؤدي هذا التحول إلى زيادة حجمه على حساب البلاجيوكليس المرافق له . ويكون من نوع الهورنبلند (Hornblende) الذي يمتاز باللون الأخضر والتغير اللوني الواضح من اللون الأخضر المصفر إلى اللون الأخضر الغامق ، والنقوة متوسط والانفصام جيد . ويظهر بشكل بلورات كبيرة تتراوح ما بين الموشورية الكاملة الأوجه الحاوية على التوأمة البسيطة (لوحة 2-3 c) الى البلورات الناقصة والعديمة الأوجه وهي السائدة (لوحة 3-3 a) . في المقطع العمودي تظهر مجموعتين من أسطح الانفصام بزواوية 56 و 124 درجة ، ويمتاز بالانطفاء المائل بزواوية تتراوح ما بين 12-30 درجة وألوان التداخل في منتصف الرتبة الثانية .

يظهر معدن الاكتينولايت (Actinolite) إلى جانب الهورنبلند في مقطع وراز وهو يمتاز باللون الأخضر المصفر الشاحب والنقوة العالي نسبياً ، ويحتوي على أسطح انفصام موازية لطول البلورة وذات انطفاء مائل بزواوية 10-20 درجة . ويعتقد أن معدن الاكتينولايت ناتج عن التحول التراجعي الذي تعرضت له صخور هذا المقطع نتيجة زيادة الماء وتناقص درجة الحرارة والذي أدى إلى ظهور الاكتينولايت والابيدوت أيضاً (Deer et al., 1966). تحتوي قسم من بلورات الامفيبول على تنطق حيث يظهر مركز البلورة بلون فاتح يتغير في الحافات إلى اللون الأخضر وهذا التنطق يعود إلى اختلاف في نسب بعض العناصر ما بين الحافة والمركز . ويتغير شكل الامفيبول بالقرب من الفوالق وانطقة الزحف حيث الانطفاء المتموج والتطوي (لوحة 3-3 a) والتي تدل على تأثره بالتشويه والسبب نفسه تتقاطع بعض البلورات فيما بينها (لوحة 3-3 b) .

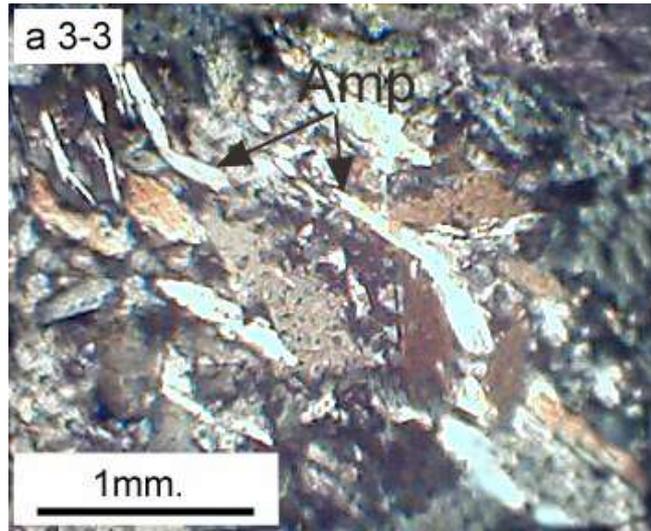
2-3-1-3 البلاجيوكليس Plagioclase

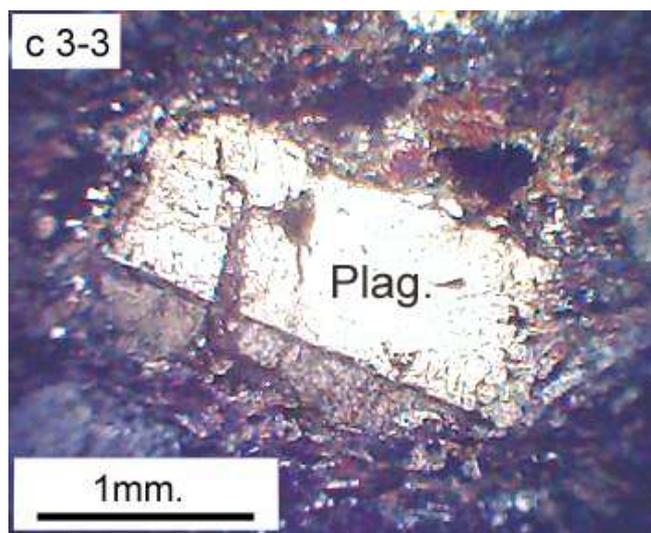
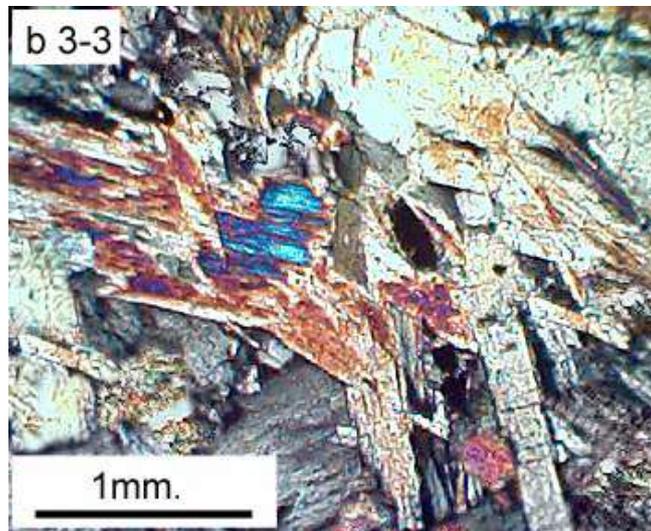
يمتاز معدن البلاجيوكليس بكونه عديم اللون وذو شكل موشوري وألواحي وبلوراته كاملة وعديمة الأوجه (لوحة 3-3 c) وله أسطح انفصام تتباين من كاملة إلى غير كاملة ، وألوان التداخل بيضاء إلى رصاصية رتبة أولى . كما يظهر في بعض من بلوراته توأمة بسيطة (Simple Twinning) ومتكررة (Repeated Twinning) . يتواجد البلاجيوكليس بشكل بلورات كبيرة وأيضاً في الأرضية ويظهر في صخور وراز بشكل بقع أو تجمعات

لوحة (3-3 a) : بلورات أبرية مقوسة من الامفيبول ناتجة عن التشويه ، نموذج SW13 . (X.N.)

لوحة (3-3 b) : تقاطع بلورات الامفيبول مع بعضها بسبب التشويه ، نموذج GS6 .(X.N.)

لوحة (3-3 c) : البلاجيوكليس ذات التوأمة البسيطة محاط بالأرضية ، نموذج GS9 .(X.N.)





أو داخل العروق ، وقد يعاني من تناقص في الحجم نتيجة التحول بسبب زيادة نمو الامفيبول على حسابه (لوحة 4-3 a) .

يمكن تمييز أنواع عدة من البلاجيوكليس اعتماداً على زاوية الانطفاء إذ يظهر نوعا الانديسين واللابرادورايت الأكثر شيوعاً في هذه الصخور مع ظهور الأوليكوكليس كذلك في صخور وراز والبايتونايت في صخور كيمو . في مقطع وراز يتغير البلاجيوكليس في المركز الى الابدوت (لوحة 3-4 b) وقد يرجع ذلك إلى زيادة محتوى الكالسيوم في المركز نسبة إلى حافة المعدن ، كما يتغير كذلك إلى مجموعة معادن السيريسايت . ويلاحظ أحياناً وجود مكتفات من المعادن المعتمدة داخل بلورات البلاجيوكليس (لوحة 3-4 c) سببها احتواء هذه المعادن على كميات من الحديد منتقلة إليه من معادن البايروكسين الأصلية بواسطة المحاليل الحرمائية (Tsikouras, 1998) . وبالقرب من انطقة الزحف تعاني البلورات من التشويه التكتوني حيث تمتاز بالانطفاء المتموج وانحناء التوأمة والشكل المغزلي الذي يشبه العين (Augen) (لوحة a 2-3) ، وقد تعاني بعض بلورات البلاجيوكليس من السحق إذ تنكسر إلى بلورات اصغر حجماً .

3-3-1-3 الكلورايت Chlorite

يعد الكلورايت من المعادن الثانوية الشائعة في هذه الصخور ويتواجد بنسب مختلفة وهو ينتج من تغير معادن الكلاينوبايروكسين والاوليفين والامفيبول . كما يظهر في صخور الدراسة الحالية في داخل الأرضية يحيط بالبلورات الكبيرة للامفيبول بحيث يدل ذلك على تحوله من الزجاج الأصلي في الأرضية . يتواجد الكلورايت بهيئات مختلفة فهو يظهر بشكل بلورات رقائقية (Flaky) إما على شكل بقع (Patches) (لوحة 3-5 a) أو في داخل العروق (لوحة 3-5 b) . ويمتاز باللون الأخضر والتغير اللوني والنتوء المتوسط ويحتوي على انفصام غير واضح ، يكون الانطفاء موازي وقد يكون متموج نتيجة التشويه ، واللوان التداخل رتبة أولى من رصاصي غامق إلى أزرق حبري .

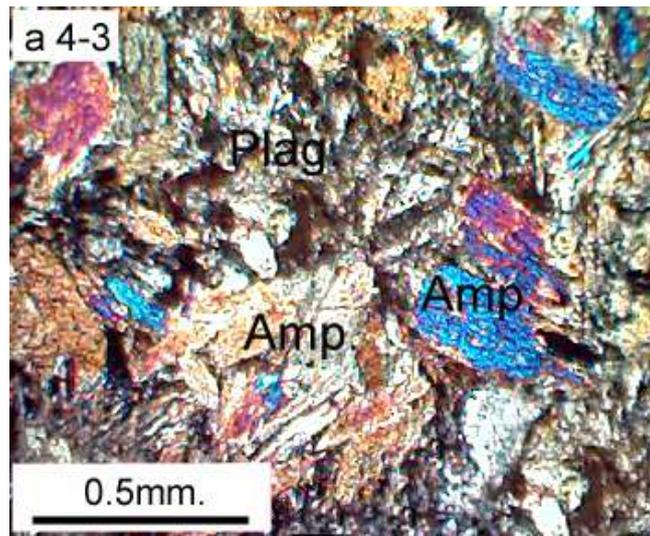
3-3-1-3 الكوارتز Quartz

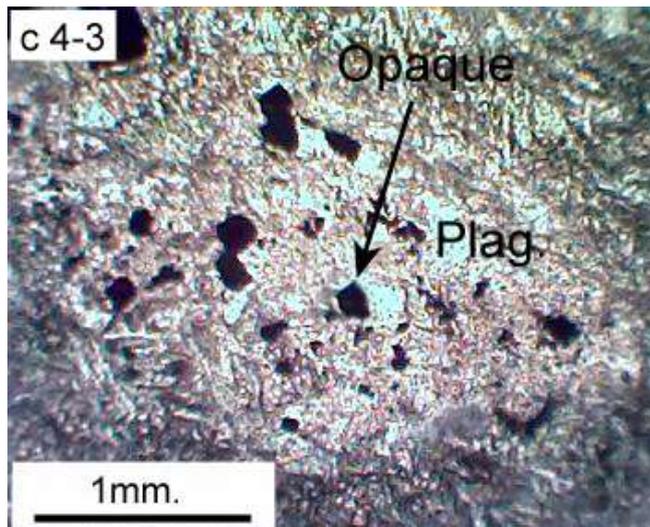
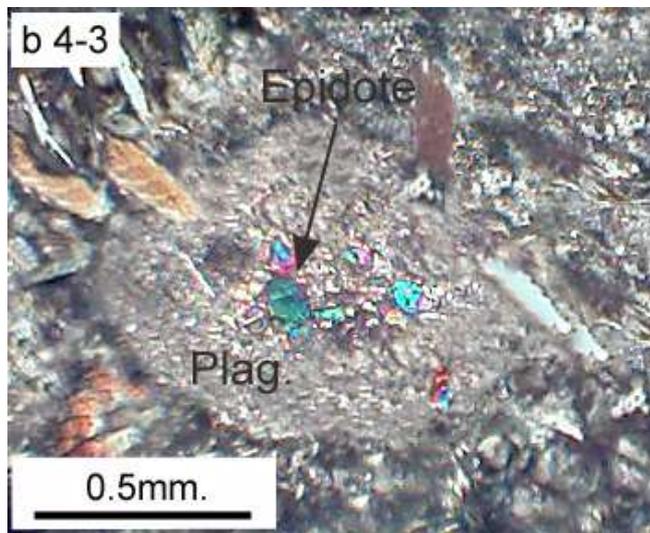
يظهر معدن الكوارتز بصورة واضحة في أرضية نسيج الصخرة ويمتاز بالتباين في نسبته . ويتواجد بشكل بلورات مفردة موزعة داخل الأرضية أو على هيئة تجمعات (لوحة 3-5 c) ويظهر أحياناً داخل الفجوات والعروق (لوحة 3-6 a) وذلك يدل على تكونه

لوحة (a 4-3) : تناقص في حجم البلاجيوكليس نتيجة نمو الامفيبول على حسابه ، نموذج SW20 (X.N.) .

لوحة (b 4-3) : تغير البلاجيوكليس إلى الالبيدوت في المركز ، نموذج SW5 (X.N.) .

لوحة (c 4-3) : البلاجيوكليس يحوي على مكثفات من المعادن المعتمة ، نموذج SW17 (P.P.L.) .

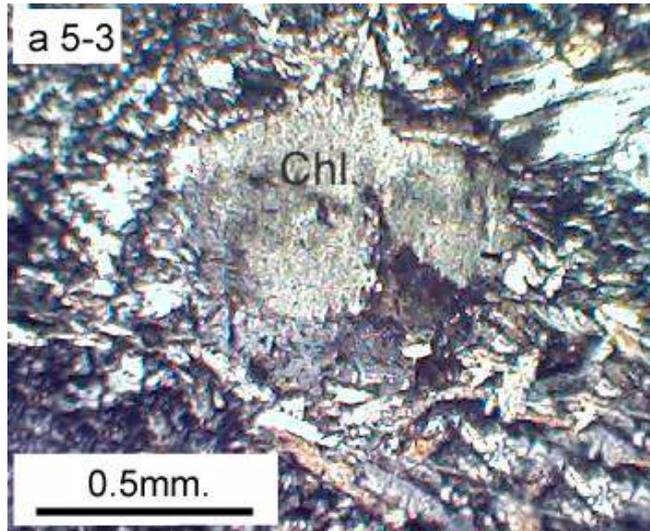


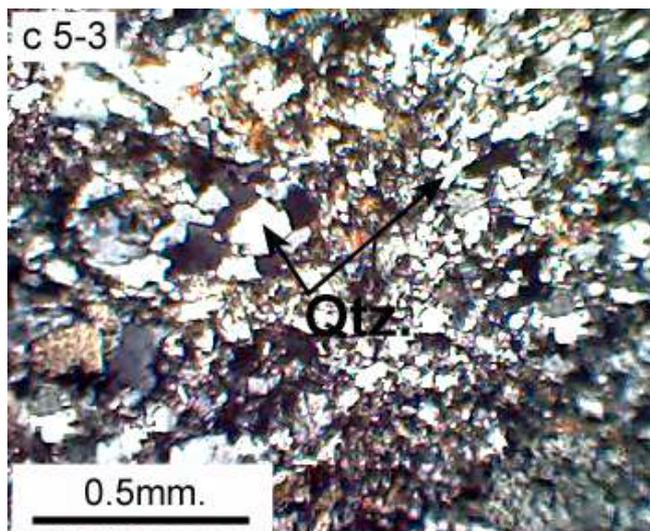
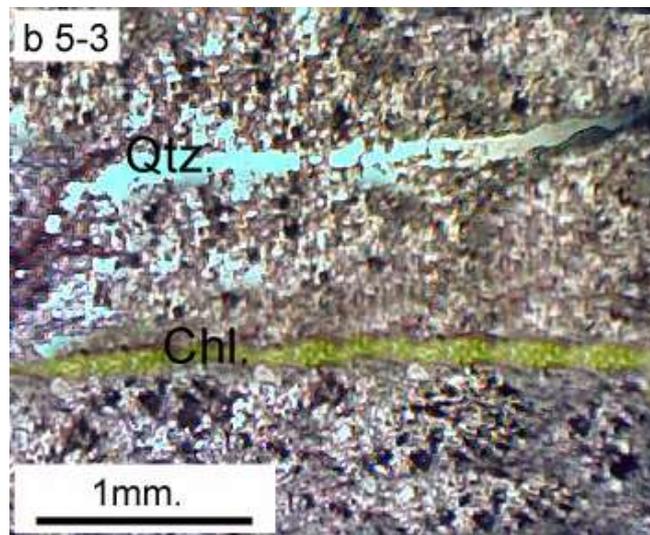


لوحة (a 5-3) : الكلورايت بهيئة بقع مستبدلاً معدناً قديماً ، نموذج SW10 (X.N.) ،
(Chl.=Chlorite) .

لوحة (b 5-3) : الكلورايت والكوارتز داخل العروق ، نموذج SM1 (P.P.L.) .

لوحة (c 5-3) : تجمعات من الكوارتز ، نموذج SW10 (X.N.) .





في المراحل المتأخرة من عمليات التغير . يمتاز الكوارتز بأنه عديم اللون وخالي من التحلل وعديم الأوجه ، النتوء واطئ جداً ولا يحتوي على أسطح انفصام ، وألوان التداخل بيضاء إلى رصاصية رتبة أولى . ويظهر الكوارتز في اغلب صخور المقاطع الثلاثة .

5-3-1-3 اليبودوت Epidote والكلابونوزوسايت Clinzoisite

يحل اليبودوت محل البلاجيوكليس ويعطي بذلك دليلاً على تكوّنه خلال عمليات تحول قاع المحيط (Humphris & Thompson, 1978b) ، ويظهر بشكل حبيبات متفرقة أو متجمعة في صخور وراز كما يظهر بشكل مكتنفات داخل معادن البلاجيوكليس المتغيرة (لوحة 4-3 b) وكذلك في داخل العروق (لوحة 6-3 b) . تدل الحالة الأخيرة على تكونه في مراحل متأخرة من عمليات التغير الحرماي وقد يتصاحب مع معادن أخرى مثل الكوارتز والكالسايت . يتميز معدن اليبودوت بأنه عديم اللون مائل إلى الأصفر المخضر وله نتوء عالٍ وأسطح انفصام قد لا تكون واضحة بسبب صغر حجم بلوراته ، الانطفاء موازي وألوان التداخل تمتد من بداية الرتبة الثانية إلى نهاية الرتبة الثالثة وهي الصفة التي تميزه عن الكلابونوزوسايت . أما الكلابونوزوسايت فيظهر عديم اللون ذات بلورات طولانية أحادية أو متجمعة وله نتوء عالٍ ، الانطفاء موازي وألوان التداخل مرتبة أولى ازرق حبري . ينحصر تواجد معدني اليبودوت والكلابونوزوسايت في صخور كيمو في داخل العروق فقط (لوحة 6-3 c) ولم يلاحظ في صخور كنارو .

من الجدير بالذكر كذلك وجود صخرة اليبودوسايت (Epidosite) بالقرب من انطقة الزحف وداخل العروق الواسعة ، وهي صخرة تتكون بصورة رئيسة من معدني اليبودوت والكوارتز وقد تحتوي على معادن البلاجيوكليس والكلورايت والكلابونوزوسايت لكن بكميات ثانوية (لوحة 7-3 a) .

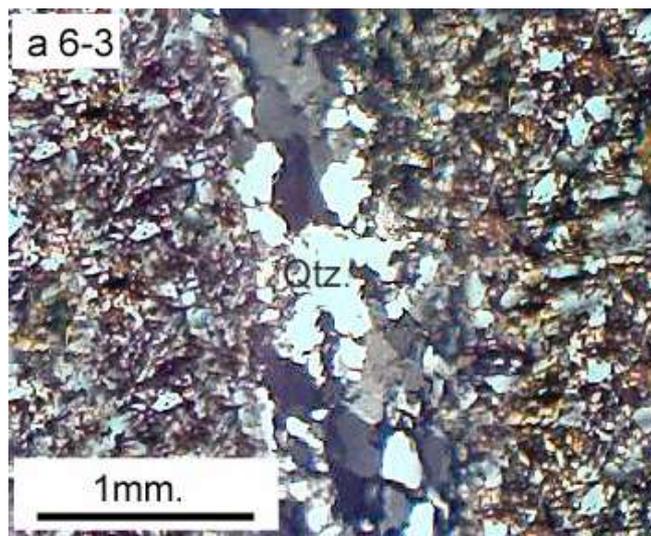
6-3-1-3 الكلابونوبايروكسين Clinopyroxene

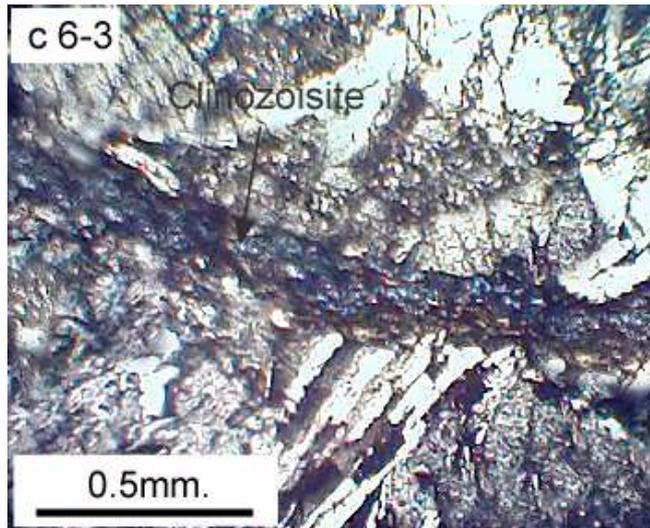
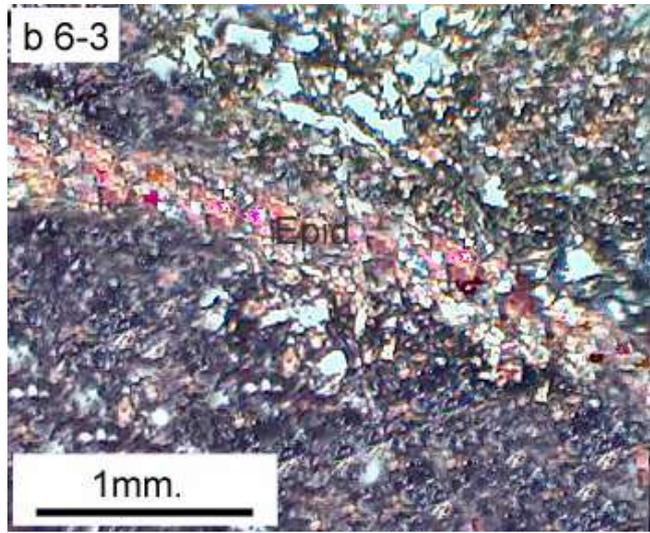
يعد الكلابونوبايروكسين من المعادن الأصلية ويمتاز باللون البني الفاتح والشكل العديم الأوجه تقريباً ذي الحافات المتكسرة ، النتوء عالٍ والانفصام جيد في اتجاهين بزواوية 87-93 درجة في المقاطع العمودية ، يظهر الانطفاء مائل بزواوية تتراوح ما بين 36-45 في المقاطع الطولية أما ألوان التداخل فتصل إلى منتصف الرتبة الثانية أي أعلى من الامفيبول (لوحة 7-3 b) . يتغير الكلابونوبايروكسين بصورة جزئية أو كلية نتيجة عملية اليورلايت إلى معادن الامفيبول والكلورايت حيث يتغير إلى الامفيبول عندما تكون درجة حرارة التحول عالية وإلى الكلورايت عند نقصان درجة حرارة التحول وقد يترافق الاثنان معاً

لوحة (a 6-3) : الكوارتز داخل عرق ، نموذج SM7 (X.N.) .

لوحة (b 6-3) : عرق من معدن الالبيدوت يقطع الصخرة ، نموذج SW10 (X.N.) .

لوحة (c 6-3) : عرق مملوء بالكلاينوزويسايت ، نموذج GS11 (X.N.) .

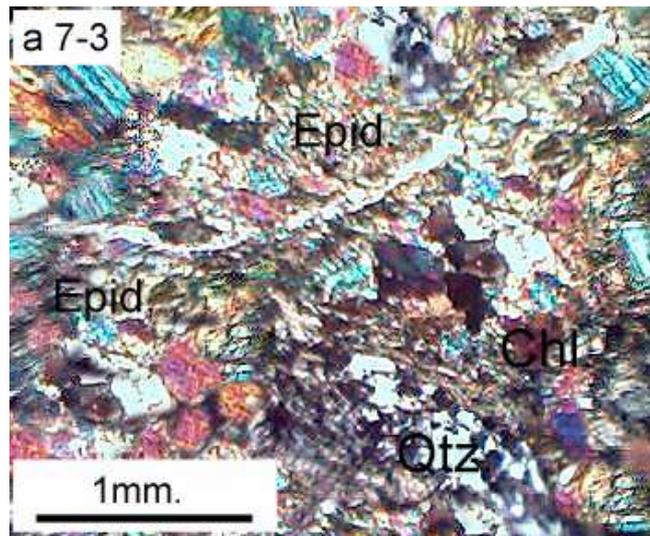


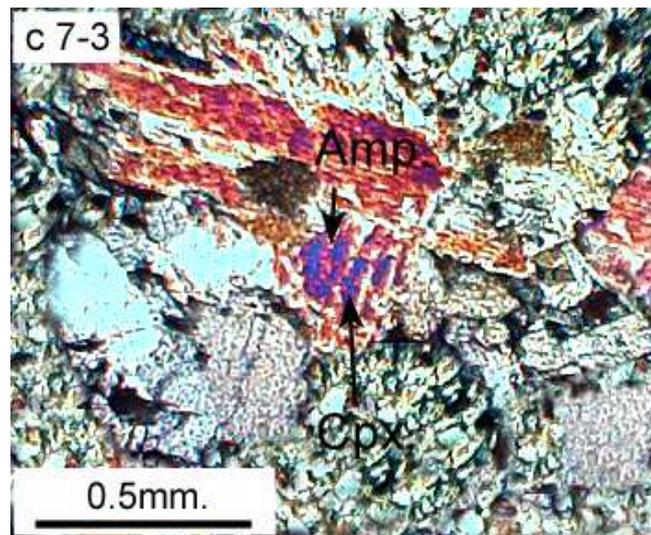
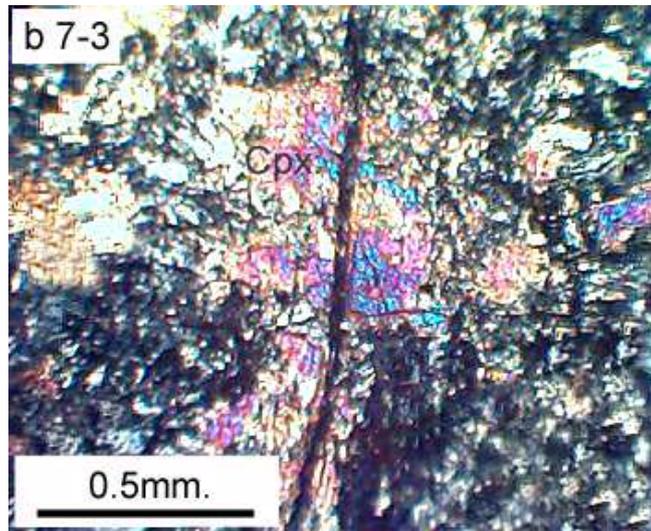


لوحة (a 7-3) : صخرة الالبيدوسايت تتكون بشكل أساسي من الالبيدوت مع وجود الكلورايت والكوارتز ، نموذج SW11 (X.N.) .

لوحة (b 7-3) : الكلاينوبايروكسين ذات النتوء العالي يظهر منكسر وعديم الأوجه ، نموذج SW10 (X.N.) ، (Cpx.=Clinopyroxene) .

لوحة (c 7-3) : الامفيبول ينمو على طول أسطح انفصام الكلاينوبايروكسين ، نموذج GS12 (X.N.) .





(Lugovic *et al.*, 1991). ويتم هذا التغير غالبا على الحدود الخارجية للمعدن أو على طول أسطح الانقسام (لوحة 7-3 c) أو في كلا الحالتين أحيانا ، وفي النهاية قد تبقى قطع

صغيرة من المعدن الأصلي أو تزال كلياً إذ لم يلاحظ وجوده في صخور مقطع كنارو مما يدل على تغيره الكامل بينما ظهرت بقايا صغيرة نادرة منه في مقطعي وراز وكيمو .

7-3-1-3 الأورثوبايروكسين Orthopyroxene

يظهر الأورثوبايروكسين على شكل بلورات عديمة الأوجه بحجم صغير وذات نسبة ضئيلة في صخور مقطعي وراز وكيمو . ويمتاز باللون الشاحب والنتوء العالي ويحوي على تركيب عظم السمك ، أما ألوان تداخله فمرتبة أولى واطئة تميل إلى اللون الرصاصي . لا تظهر على هذه البقايا من الأورثوبايروكسين آثار للتغير وقد يعود ذلك إلى الظروف السائدة أثناء التغير ، ولا يظهر هذا المعدن في صخور كنارو .

8-3-1-3 الأباتايت Apatite

يعد الأباتايت من المعادن الإضافية الغير شائعة ولا يلاحظ إلا نادراً في صخور وراز . ويكون عديم اللون ببلورات صغيرة جداً ناقصة إلى عديمة الأوجه ، لكن لا تظهر معظم صفاته بسبب صغر حجمه .

9-3-1-3 المعادن المعتمة Opaque Minerals

يعتقد أن معظم المعادن المعتمة ثانوية التكون بترافقها مع معادن ثانوية أخرى ضمن التجمعة المعدنية ، وقد تكون من نوع الهيماتايت أو المغنتايت أو البايرايت والبايروتايت. وتتواجد على هيئة قطع منفردة أو على شكل تجمعات وتكون متباينة في أحجامها وفي وفرتها (لوحة a 8-3) . كما قد تظهر في داخل العروق أو تحيط ببلورات الكوارتز والبلاجيوكليس التي تملأ فجوات النسيج اللوزي كما هو الحال في صخور وراز .

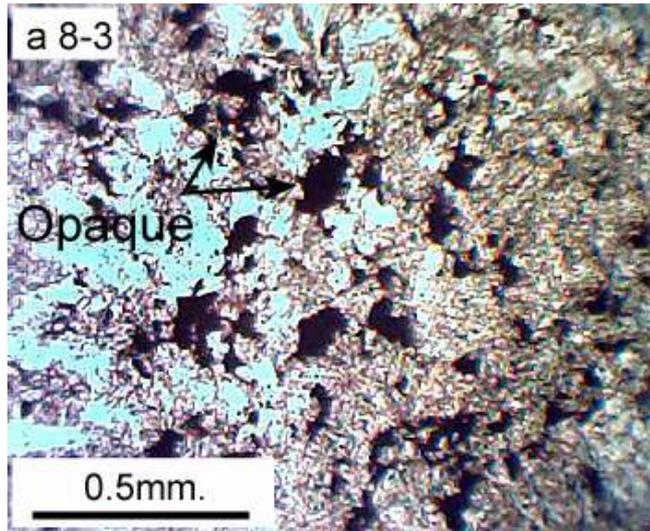
10-3-1-3 السيريسايت Sericite

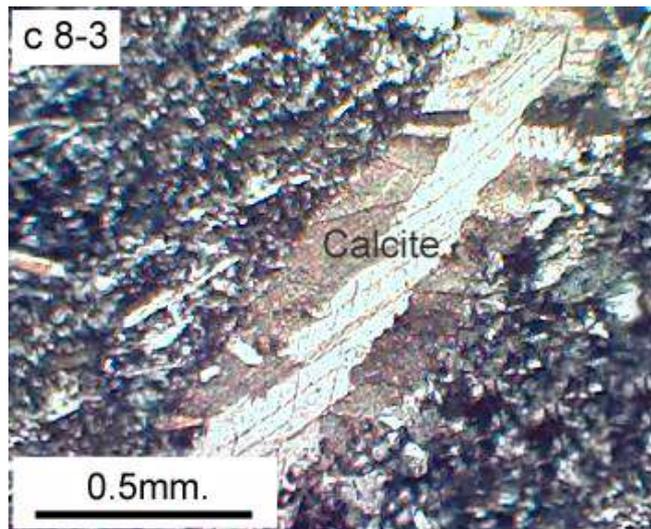
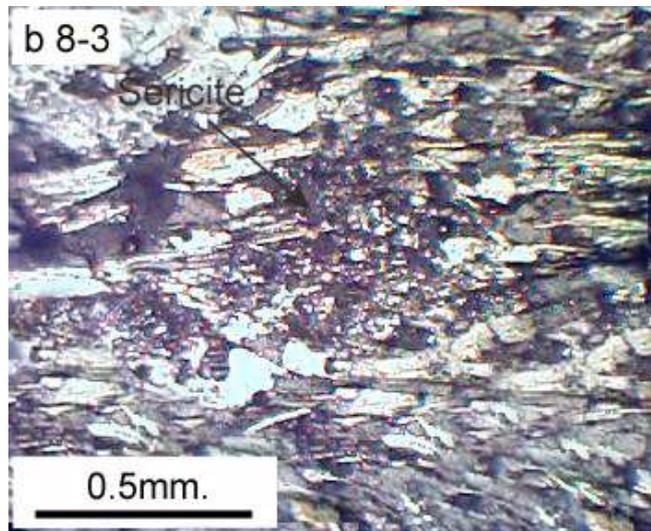
تنتج مجموعة معادن السيريسايت من تغير البلاجيوكليس وتمتاز بالانتشار القليل وانعدام اللون وذي بلورات مفردة أو بشكل تجمعات . يتوقف نمو السيريسايت وتبدأ معادن أخرى مثل الالبيدوت بالتكون بزيادة شدة التغير وارتفاع حرارة المحاليل الحرمائية . ويصعب تشخيص معظم صفاته بسبب الحجم الناعم جداً (لوحة b 8-3) ويزداد انتشاره في الأرضية .

لوحة (a 8-3) : المعادن المعتمدة منتشرة في الأرضية ، نموذج SM1 (P.P.L.) .

لوحة (b 8-3) : السريساييت الناتج عن تغير البلاجيوكليس ، نموذج SM12 (X.N.) .

لوحة (c 8-3) : عرق مملوء بالكالسايت ، نموذج GS2 (X.N.) .





الكالسايت Calcite 11-3-1-3

يظهر الكالساييت في داخل العروق في بعض من صخور مقطع كيمو وينتج عن التغيرات الثانوية اللاحقة (لوحة 3-8 c) ونادراً ما ينتشر في الأرضية . ويمتاز بأنه عديم اللون وذو بلورات ناعمة وناقصة الأوجه ويظهر فيه ثلاث مجاميع من أسطح الانقسام ، أما الانطفاء فهو متناظر وألوان التداخل زاهية برتبة عالية وقد يحتوي على التوأمة .

3-1-4 التجمعات المعدنية Mineral Assemblages

يمكن تمييز التجمعات المعدنية الآتية ضمن صخور الدراسة الحالية :

A) Plagioclase + Amphibole + Quartz + Opaque Minerals

تعد هذه التجمعة الأكثر شيوعاً إذ تنتشر في صخور مقطع كمنارو وتظهر بصورة أقل في صخور وراز وكيمو . تبدو الأنسجة متنوعة ضمن صخور هذه التجمعة لكن يبقى النسيج البورفيروكلاستي الأكثر تواجداً فيها ، ويظهر كل من النسيج البورفيرى والنسيج اللوزى والنسيج التجمعي البورفيرى بدرجة أقل . ويعد الامفيبول من نوع الهورنبلند أكثر المعادن وفرة ضمن هذه التجمعة، كما يتواجد البلاجيوكليس بنوعي الانديسين واللابرادورايت. تمتلك معادن الامفيبول والبلاجيوكليس أشكال موشورية وتصبح ذات أشكال مغزلية في المناطق التي تزداد فيها الاتجاهية بالقرب من الفوالق وانطقة الزحف ، وتقطع هذه التجمعة المعدنية غالباً عروق من معادن ثانوية تكونت في مراحل لاحقة بفعل حركة المحاليل الحرمائية .

B) Plagioclase + Amphibole + Chlorite + Opaque Minerals ± Quartz

تسود في صخور وراز وبدرجة أقل في صخور كمنارو وكيمو . ومن أهم الأنسجة الصخرية الموجودة فيها النسيج البورفيرى والنسيج التجمعي البورفيرى والنسيج اللوزى كما تظهر بعض آثار التشوهات نتيجة الزحف . تختلف هذه التجمعة عن التجمعة السابقة بظهور معدن الكلورايت فيها ، وتشكل معادن الامفيبول والبلاجيوكليس أيضاً نسبة مهمة من معادن هذه التجمعة وتمتاز بالتباين في الحجم . وتظهر عروق متعددة تقطع الصخور التابعة لهذه التجمعة وبأكثر من اتجاه وتتكون من معادن الكالساييت والبلاجيوكليس والكوارتز والكلابنوزوبسايت الثانوية .

C) Plagioclase + Amphibole + Chlorite + Epidote + Quartz + Opaque Minerals

ينحصر تواجد هذه التجمعة في صخور مقطوع وراز كما تتواجد كذلك في صخور كيمو ، وتحتوي على النسيج البورفيروكلاستي الذي يتباين في وجوده اعتماداً على شدة تأثير التحول الحراري ، كما يظهر النسيج اللوزي بفقاغات مملوءة بالكوارتز . ويعد ظهور الالبيدوت في صخور هذه التجمعة إلى جانب معدني الكلورايت والكوارتز سبب اختلاف هذه التجمعة عن التجمعات السابقة ، وتتواجد في صخور هذه التجمعة عروق مملوءة غالباً بالالبيدوت والكلابنوزويسايت .

D) Plagioclase + Amphibole + Opaque minerals

تعد هذه التجمعة المعدنية محدودة الانتشار على الرغم من تواجدها ضمن صخور المقاطع الثلاثة ، وتمتاز باحتوائها على النسيج البورفيريتي والنسيج البورفيروكلاستي ، ويكون الالمفيبول فيها محتفظ بالشكل الكامل الأوجه وله حافات واضحة قليلة التشوه ، أما البلاجيوكليس فيظهر بنسبة عالية ومن نوع الالبايت ولا تظهر معادن أخرى مثل الكلورايت والالبيدوت .

E) Plagioclase + Amphibole + Epidote + Opaque minerals + Quartz

تعد أقل التجمعات انتشاراً وتنحصر فقط في بعض من صخور وراز ، وتمتاز بالنسيج اللوزي والافتقار للكلورايت فيها بينما يظهر الالبيدوت بشكل قطع منفردة داخل الأرضية أو بشكل تجمعات ويلاحظ أحياناً في داخل بلورات البلاجيوكليس . ولا بد من الإشارة هنا إلى أن معدن الالبيدوت محصور التواجد بدرجة كبيرة في صخور وراز ويظهر بقلة في صخور كيمو ولم يسجل أي وجود له في صخور كنارو .

1-2-3 تمهيد Preface

تمت دراسة التركيب الكيميائي للمعادن المكونة للصخور البركانية في كل من مقاطع كنارو وواراز وكيمو بواسطة تقنية التحليل الالكتروني المجهرى الدقيق (EMPA) ، إذ تم اختيار تسعة نماذج مختلفة لهذا التحليل واستخدمت أجهزة تحليلية من نوع (MICROSCAN MK5) و (CAMECA SX50) الموضحة في الفصل الثاني في تحليلها . يعد معدني الامفيبول والبلاجيوكليس المكونين الأساسيين للصخور قيد الدراسة لذلك تركزت معظم التحليلات على هذين المعدنين لوفرتهما ولعدم وضوح المعادن الأخرى في معظم الأحيان حيث تم غالبا إجراء التحاليل للبلورات الظاهرة (Phenocryst) للمعادن وكان معظمها من معدني الامفيبول والبلاجيوكليس . وفي هذه الدراسة تم إجراء 48 تحليلا للامفيبول متضمنة أحيانا تحاليل تشمل مركز وحافة البلورة ، و 45 تحليلا للبلاجيوكليس و 4 تحاليل للكلورايت ، و 7 تحاليل للابيدوت و 5 تحاليل للمعادن المعتمة وتحليل واحد للاباتاييت . وشملت هذه التحاليل اكاسيد العناصر الرئيسية الآتية

P_2O_5 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , MnO , FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 وبعض اكاسيد العناصر الأثرية مثل Cr_2O_3 , NiO . ولأجل التأكد من نتائج تحليل المعادن في كلا الجهازين أعلاه تم تحليل بعض النماذج في كلاهما وأعطت نتائج متماثلة تماما .

2-2-3 الامفيبول Amphibole

يظهر الامفيبول بنسبة عالية في الصخور البركانية الحالية ، ويتكون بصورة أساسية من تغير الكلاينوبايروكسين نتيجة عملية اليورلايت اذ يعتقد أن الأخير كان يشكل نسبة عالية في هذه الصخور . تم إجراء 48 تحليلاً للامفيبول لتسعة نماذج مختارة من صخور الدراسة وبمعدل خمسة تحاليل لكل نموذج (جدول 3-1) ، ولغرض تحديد نوعية الامفيبول تم تسقيط نتائج التحليل على مخطط تصنيف ليك وآخرون (Leake *et al.*, 1997) بعد أن تم حساب الصيغة الكيميائية (Formula) على أساس 23 ذرة اوكسجين ، وبعد أن تم توزيع ايونات العناصر في الصيغة على المواقع المختلفة للامفيبول والتي تشمل الموقع الرباعي الأوجه T (Tetrahedral site) والموقع الثماني الأوجه C (Octahedral site) وموقع B (M4 site) وموقع الإحلال A (Occupancy site) . وقد تبين من هذا التصنيف وقوع الامفيبول في كل صخور الدراسة الحالية ضمن حقل الامفيبول الكلسي المفنقر للعناصر

جدول (1-3) : التركيب الكيميائي والصيغة الكيميائية لمعدن الامفيبول على أساس 23 ذرة اوكسجين .

Sample No. Oxide	SM9 Kanaro					SM12 Kanaro				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.67	46.34	47.40	44.91	48.92	47.23	47.32	44.02	51.03	48.35
TiO ₂	0.314	0.475	0.495	0.590	0.308	0.340	0.301	0.312	0.260	0.331
Al ₂ O ₃	7.344	9.829	8.483	10.84	7.025	9.341	9.017	11.09	6.289	7.689
FeO	14.46	15.91	15.97	16.64	14.84	14.40	14.06	15.24	12.36	14.62
MnO	0.266	0.170	0.281	0.245	0.329	0.320	0.377	0.321	0.274	0.371
MgO	13.53	11.74	12.33	10.92	13.47	12.69	12.70	12.43	14.85	13.30
CaO	11.74	11.74	11.53	11.55	11.88	11.91	11.58	10.40	11.95	11.56
Na ₂ O	0.899	1.249	1.179	1.279	0.842	1.036	0.949	0.910	0.526	0.786
K ₂ O	0.061	0.086	0.063	0.092	0.060	0.056	0.064	0.073	0.024	0.047
Cr ₂ O ₃	0.128	0.158	0.111	0.639	0.067	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	0.002	n.d.	n.d.	0.007	0.033
Total	98.40	97.70	97.64	97.69	97.75	97.33	96.37	94.80	97.57	97.09
Formula										
Si	7.189	6.843	6.980	6.678	7.160	6.940	7.004	6.673	7.353	7.112
Al ^{IV}	0.811	1.157	1.020	1.322	0.840	1.060	0.996	1.327	0.647	0.888
T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.441	0.554	0.452	0.577	0.371	0.557	0.576	0.654	0.421	0.445
Ti	0.034	0.053	0.055	0.066	0.034	0.038	0.034	0.036	0.028	0.037
Cr	0.015	0.018	0.013	0.075	0.008	-	-	-	-	-
Mg	2.918	2.585	2.707	2.419	2.939	2.781	2.801	2.809	3.191	2.916
Fe ⁺²	1.592	1.790	1.773	1.863	1.648	1.624	1.589	1.501	1.360	1.602
C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe ⁺²	0.158	0.174	0.194	0.206	0.168	0.146	0.151	0.430	0.129	0.197
Mn	0.033	0.021	0.035	0.031	0.041	0.040	0.047	0.041	0.033	0.046
Ni	-	-	-	-	-	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004
Ca	1.809	1.804	1.771	1.763	1.791	1.814	1.802	1.529	1.837	1.753
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.252	0.358	0.337	0.369	0.239	0.295	0.272	0.267	0.147	0.224
K	0.011	0.016	0.012	0.017	0.011	0.010	0.012	0.014	0.004	0.009
Ca	0.012	0.053	0.048	0.076	0.072	0.061	0.035	0.160	0.009	0.068
A	0.275	0.312	0.382	0.462	0.322	0.366	0.319	0.441	0.160	0.301
(Na+K) _A	0.263	0.374	0.349	0.386	0.250	0.305	0.284	0.281	0.151	0.233
Ca/K	166	116	152	108	169	188	153	121	461	202
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.625	0.568	0.579	0.539	0.610	0.611	0.593	0.619	0.617	0.682

n.d.: تحت حدود التحسس ، (-) :لم يتم قياسه .

جدول (1-3) تكملة.

Sample No. Oxide	SW2 Waraz					SW6 Waraz				
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	52.20	54.92	49.80	53.43	52.60	54.23	52.46	53.47	53.92	54.31
TiO ₂	0.143	0.058	0.214	0.099	0.139	0.126	0.073	0.177	0.049	0.067
Al ₂ O ₃	4.741	2.263	6.647	3.181	4.250	3.181	4.304	3.538	3.426	3.248
FeO	9.907	8.467	11.16	8.799	9.826	9.319	10.93	10.47	9.484	9.376
MnO	0.166	0.358	0.435	0.380	0.325	0.385	0.346	0.219	0.329	0.311
MgO	16.56	18.41	14.93	17.44	17.09	17.49	16.39	16.61	17.78	17.72
CaO	12.64	12.15	12.60	12.44	12.17	12.36	12.58	12.55	12.60	12.51
Na ₂ O	0.654	0.413	0.636	0.420	0.697	0.558	0.581	0.499	0.428	0.310
K ₂ O	0.060	0.046	0.067	0.037	0.089	0.073	0.061	0.065	0.093	0.050
Cr ₂ O ₃	0.771	0.183	1.028	0.784	0.582	0.265	0.218	0.157	0.291	0.028
Total	97.84	97.28	97.52	97.00	97.76	98.00	97.94	97.74	98.40	98.15
Formula										
Si	7.446	7.777	7.203	7.633	7.500	7.670	7.502	7.624	7.609	7.663
Al ^{IV}	0.554	0.223	0.797	0.367	0.500	0.330	0.498	0.376	0.391	0.337
T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.243	0.154	0.336	0.169	0.212	0.200	0.227	0.218	0.178	0.203
Ti	0.015	0.006	0.023	0.010	0.015	0.013	0.008	0.019	0.005	0.007
Cr	0.044	0.021	0.118	0.089	0.066	0.015	0.025	0.018	0.033	0.028
Mg	3.522	3.887	3.220	3.713	3.631	3.688	3.494	3.530	3.739	3.727
Fe ⁺²	1.176	0.932	1.303	1.019	1.076	1.084	1.246	1.215	1.045	1.035
C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe ⁺²	0.006	0.070	0.047	0.023	0.095	0.018	0.061	0.033	0.074	0.071
Mn	0.020	0.043	0.053	0.046	0.049	0.047	0.042	0.027	0.039	0.037
Ca	1.931	1.844	1.899	1.904	1.858	1.874	1.897	1.917	1.887	1.891
Na	0.043	0.043	0.000	0.017	0.007	0.061	0.000	0.024	0.000	0.001
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.138	0.071	0.178	0.099	0.185	0.092	0.161	0.115	0.117	0.084
K	0.011	0.008	0.012	0.007	0.016	0.013	0.011	0.012	0.017	0.009
Ca	0.000	0.000	0.053	0.000	0.000	0.000	0.029	0.000	0.018	0.000
A	0.149	0.079	0.243	0.106	0.201	0.105	0.201	0.127	0.152	0.093
(Na+K) _A	0.149	0.079	0.019	0.106	0.201	0.105	0.172	0.127	0.134	0.093
Ca/K	176	230	163	272	116	144	175	160	112	210
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.749	0.795	0.705	0.779	0.756	0.770	0.728	0.739	0.770	0.772

جدول (1-3) تكملة .

Sample No. Oxide	SW8 Waraz							SW15 Waraz							
	21	22	23	24	25	26core	26 rim	27	28	29	30	31	32	33core	33 rim
SiO ₂	50.94	50.29	51.86	53.57	52.31	44.60	51.32	52.31	54.81	53.69	47.94	48.23	48.35	46.59	52.66
TiO ₂	0.140	0.259	0.054	0.142	0.098	0.327	0.212	0.095	0.047	0.212	0.349	0.291	0.390	0.233	0.154
Al ₂ O ₃	5.612	6.641	4.824	2.868	4.221	10.34	5.367	4.486	2.086	3.189	8.069	7.699	8.125	9.247	4.370
FeO	10.89	11.57	11.31	10.46	10.75	14.73	12.11	10.65	9.972	10.32	14.82	14.90	13.17	15.15	11.19
MnO	0.313	0.405	0.306	0.439	0.225	0.372	0.365	0.202	0.238	0.312	0.307	0.420	0.336	0.299	0.236
MgO	15.60	15.21	15.72	16.60	16.16	11.60	15.55	16.60	17.64	16.95	12.76	12.76	13.67	12.30	16.19
CaO	12.82	12.45	12.58	13.41	12.58	12.04	12.63	12.50	12.87	12.34	12.25	12.33	12.01	12.17	12.49
Na ₂ O	0.692	0.775	0.412	0.507	0.508	1.299	0.635	0.696	0.277	0.565	1.044	0.888	0.993	1.199	0.549
K ₂ O	0.046	0.077	0.079	n.d.	0.082	0.156	0.088	0.058	0.011	0.058	0.100	0.114	0.106	0.150	0.074
Cr ₂ O ₃	0.574	0.415	0.577	0.147	0.363	1.111	0.264	0.469	0.186	0.129	0.616	0.728	0.409	0.659	0.356
Total	97.62	98.12	97.72	98.15	97.29	96.57	98.54	98.06	98.15	97.76	98.25	98.35	97.56	98.00	98.27
Formula															
Si	7.333	7.226	7.451	7.638	7.522	6.684	7.350	7.465	7.757	7.648	7.010	7.050	7.051	6.859	7.506
Al ^{IV}	0.667	0.774	0.549	0.362	0.478	1.316	0.650	0.535	0.243	0.352	0.990	0.950	0.949	1.141	0.494
T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.285	0.351	0.268	0.120	0.522	0.510	0.256	0.220	0.105	0.183	0.401	0.376	0.448	0.464	0.240
Ti	0.016	0.028	0.006	0.015	0.011	0.037	0.023	0.010	0.005	0.023	0.038	0.032	0.043	0.026	0.017
Cr	0.065	0.047	0.066	0.017	0.041	0.132	0.030	0.053	0.021	0.015	0.071	0.084	0.047	0.077	0.040
Mg	3.348	3.257	3.366	3.528	3.463	2.592	3.321	3.531	3.742	3.599	2.782	2.780	2.972	2.700	3.441
Fe ⁺²	1.286	1.317	1.294	1.300	0.963	1.729	1.370	1.186	1.147	1.180	1.708	1.728	1.490	1.733	1.262
C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe ⁺²	0.025	0.074	0.065	0.011	0.330	0.117	0.081	0.085	0.033	0.050	0.104	0.093	0.116	0.133	0.072
Mn	0.038	0.049	0.037	0.053	0.027	0.047	0.044	0.024	0.029	0.038	0.038	0.052	0.041	0.037	0.029
Ca	1.937	1.877	1.898	1.936	1.643	1.836	1.875	1.891	1.938	1.883	1.858	1.855	1.843	1.830	1.899
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.193	0.216	0.115	0.140	0.142	0.378	0.176	0.193	0.076	0.127	0.296	0.252	0.281	0.342	0.152
K	0.080	0.014	0.014	0.000	0.015	0.030	0.016	0.011	0.002	0.010	0.019	0.021	0.020	0.028	0.013
Ca	0.040	0.045	0.038	0.048	0.295	0.098	0.063	0.020	0.014	0.000	0.062	0.075	0.033	0.090	0.008
A	0.313	0.275	0.167	0.188	0.452	0.506	0.255	0.224	0.092	0.137	0.377	0.348	0.334	0.460	0.173
(Na+K) _A	0.273	0.230	0.129	0.140	0.157	0.408	0.192	0.204	0.078	0.137	0.315	0.273	0.301	0.370	0.165
Ca/K	247	137	138	-	129	64	121	174	976	188	101	92	94	147	69
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.719	0.701	0.712	0.739	0.728	0.584	0.696	0.735	0.759	0.745	0.606	0.604	0.649	0.721	0.591

جدول (1-3) تكملة .

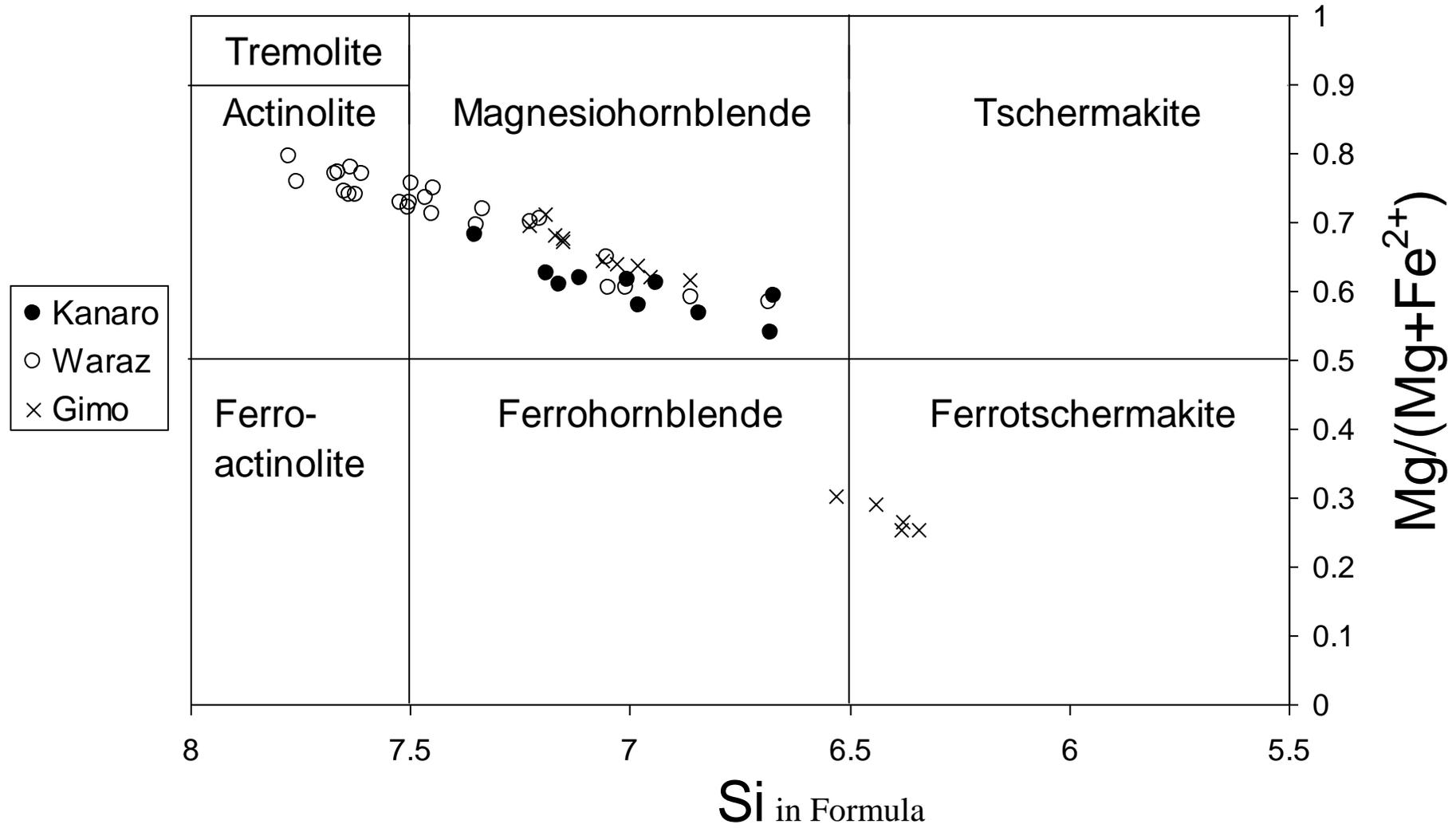
Sample No. Oxide	GS2 Gimo					GS6 Gimo					GS11 Gimo				
	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	50.29	49.88	49.35	49.55	49.30	40.93	41.60	42.04	41.13	40.87	47.28	48.52	47.65	48.09	48.42
TiO ₂	0.214	0.227	0.228	0.211	0.223	0.490	0.614	0.579	0.572	0.672	0.449	0.478	0.462	0.577	0.434
Al ₂ O ₃	7.413	7.240	7.681	7.340	7.332	13.28	12.08	11.46	12.69	12.82	10.08	8.182	8.902	8.883	8.255
FeO	11.47	11.77	12.57	12.66	12.96	25.40	24.69	24.47	25.53	25.20	14.69	13.80	14.50	14.01	14.25
MnO	0.193	0.239	0.255	0.053	0.175	0.286	0.476	0.293	0.232	0.257	0.250	0.335	0.207	0.318	0.274
MgO	15.92	15.07	14.77	15.23	14.94	4.822	5.684	5.916	5.189	4.800	13.22	13.96	13.35	13.75	14.24
CaO	11.69	11.66	11.49	11.55	11.48	11.38	11.26	11.01	11.20	11.34	11.37	11.23	11.71	11.34	11.44
Na ₂ O	0.820	0.748	0.934	0.695	0.910	1.297	1.345	1.265	1.283	1.206	0.870	0.897	0.965	0.911	0.620
K ₂ O	0.041	0.008	0.019	n.d.	n.d.	0.262	0.283	0.255	0.292	0.179	0.116	0.145	0.055	0.072	0.082
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.018	0.086	0.113	0.055	0.055	n.d.	0.107	0.049	0.107	0.022	0.124	0.112	0.069	n.d.
Total	98.06	96.86	97.39	97.40	97.47	98.19	98.03	97.39	98.17	97.34	98.35	97.67	97.92	98.03	98.02
Formula															
Si	7.192	7.231	7.152	7.171	7.153	6.342	6.441	6.531	6.378	6.382	6.865	7.062	6.955	6.983	7.031
Al ^{IV}	0.808	0.769	0.848	0.829	0.847	1.658	1.559	1.469	1.622	1.618	1.135	0.938	1.045	1.017	0.969
T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.441	0.468	0.464	0.423	0.407	0.768	0.646	0.629	0.697	0.741	0.591	0.466	0.486	0.503	0.444
Ti	0.023	0.250	0.025	0.023	0.024	0.057	0.072	0.068	0.067	0.079	0.049	0.052	0.051	0.063	0.047
Cr	0.000	0.002	0.010	0.013	0.006	0.007	0	0.013	0.006	0.000	0.003	0.014	0.013	0.008	0
Mg	3.393	3.256	3.191	3.287	3.231	1.114	1.312	1.370	1.200	1.117	2.861	3.029	2.905	2.977	3.083
Fe ⁺²	1.143	1.249	1.310	1.254	1.332	3.055	2.971	2.920	2.311	3.063	1.496	1.439	1.545	1.449	1.426
C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe ⁺²	0.228	0.178	0.214	0.278	0.241	0.237	0.225	0.259	0.280	0.227	0.288	0.242	0.225	0.252	0.305
Mn	0.023	0.029	0.031	0.006	0.022	0.037	0.062	0.039	0.030	0.034	0.031	0.041	0.026	0.039	0.034
Ca	1.749	1.793	1.755	1.716	1.737	1.726	1.712	1.703	1.690	1.739	1.681	1.717	1.749	1.709	1.661
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.228	0.210	0.263	0.195	0.256	0.390	0.404	0.381	0.386	0.365	0.246	0.253	0.273	0.256	0.175
K	0.007	0.001	0.004	0.000	0.000	0.052	0.056	0.056	0.058	0.036	0.022	0.027	0.010	0.013	0.015
Ca	0.043	0.018	0.029	0.076	0.063	0.164	0.155	0.130	0.171	0.159	0.088	0.035	0.081	0.056	0.120
A	0.278	0.229	0.296	0.271	0.319	0.606	0.615	0.567	0.615	0.560	0.356	0.315	0.364	0.325	0.310
(Na+K) _A	0.235	0.211	0.267	0.195	0.256	0.442	0.460	0.432	0.437	0.401	0.268	0.280	0.283	0.269	0.190
Ca/K	256	1811	446	-	-	36	33	36	32	53	80	65	183	136	119
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.712	0.695	0.677	0.682	0.673	0.253	0.291	0.301	0.266	0.254	0.616	0.643	0.621	0.636	0.640

القلوية في الموقع (A) والمفتقر بعنصر الكالسيوم في هذا الموقع كذلك وكما موضح أدناه:
 Diagram Parameters : $Ca_B > 1.50$
 $(Na + K)_A < 0.50$
 $Ca_A < 0.50$ (Leake *et al.*, 1997)

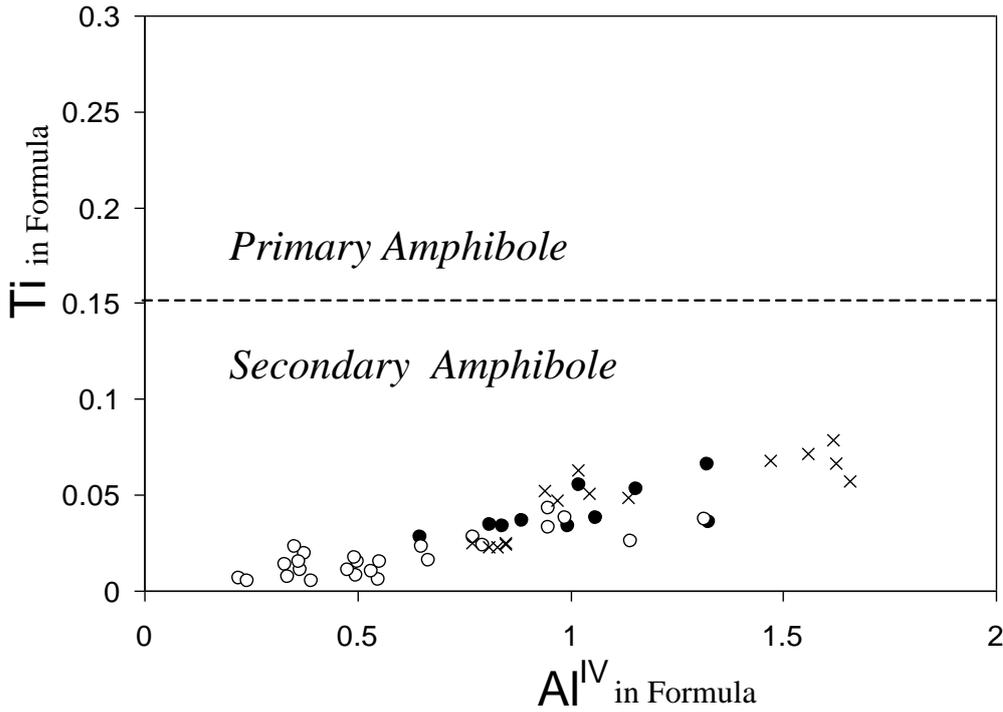
وبالاعتماد على كل من نسبة ايون السيليكون (Si) في الصيغة والنسبة $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ تم تحديد نوعية الامفيبول (شكل 3-1) إذ كان الامفيبول في مقطع كنارو من نوع الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم (Magnesiohornblende) ، بينما كان في مقطع وراز من نوعي الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم والاكثينولايت (Actinolite) ، أما في صخور مقطع كيمو فقد كان من نوعي الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم والجيرماكايت الغني بالحديد (Ferrotschermakite) . وفي هذا الصدد يعد وجود الامفيبول من النوع الغني بالمغنيسيوم (Mg-rich Amphibole) صفة مميزة لصخور البازلت (Banerjee & Gillis, 2001) ، إذ أن الصخور البركانية في معظم معقدات الاوفيولايت الواقعة فوق نطاق الغوران (Supra-Subduction Zone) مثل معقدات اوفيولايت البانيا (Albanian Ophiolites) تحوي غالباً على معادن الكلاينوبايروكسين من نوع الاوجايت الغني بالمغنيسيوم (Magnesium-rich Augite) (Ophiolite) ، وهو النوع الذي يتحول عادةً إلى معادن الامفيبول الغنية بالمغنيسيوم (Bortolotti *et al.*, 2002) ، وهو أيضاً ما يتوقع وجوده في صخور الدراسة الحالية .

يتبين من العلاقة ما بين الالمنيوم في الموقع C (Al^{IV}) مع Ti (شكل 3-2) ان الامفيبول ثانوي في الصخور الحالية إذ تعد قيمة التيتانيوم ($Ti = 0.15$) الحد الفاصل ما بين الامفيبول الأولي الذي يقع فوق هذا الحد والامفيبول الثانوي الناتج عن التحول والذي يقع تحته (Banerjee & Gillis, 2001) . كما أن المحتوى الواطئ لهذين العنصرين في الامفيبول هو دليل على ظروف التحول ذي الضغط الواطئ (Pamic *et al.*, 2002) .

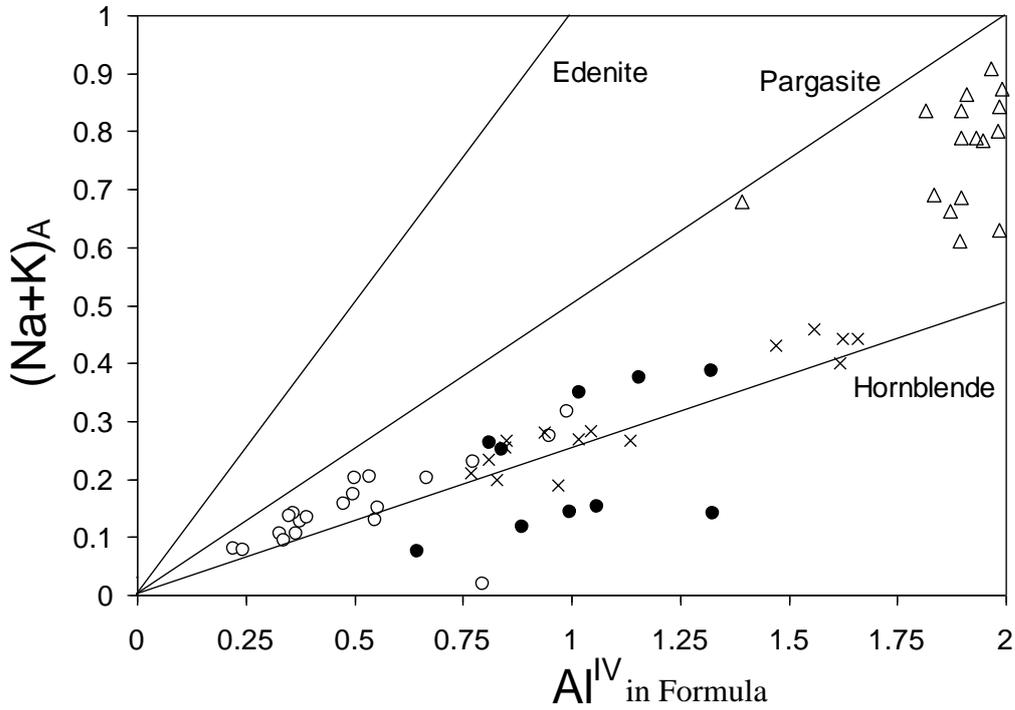
أما العلاقة ما بين $Al^{IV} - (Na + K)_A$ (شكل 3-3) فتُظهر الاتجاه الواضح لنوع الهورنبلند في هذه الصخور ، إذ تبين أن وجود هذه العلاقة الطردية يمثل اتجاه واضح ومثالي لعملية التحول من نوع قاع المحيط (Banerjee & Gillis, 2001) والذي سنتطرق إليه بإسهاب في الفصل الخامس . ويظهر في هذا المخطط كذلك أن نماذج مقطع وراز تكون ذات قيم واطئة من كلا المعاملين أعلاه لاحتواء البعض منها على الاكثينولايت ، في حين تكون نماذج مقطع كنارو ذات قيم متوسطة لكونها من نوع الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم ، اما نماذج مقطع كيمو فتتقسم على قسمين يكون الأول



شكل (1-3) : مخطط تصنيف الامفيبول في صخور الدراسة الحالية ، عن ليك وآخرون (Leake et al., 1997) .



شكل (2-3) : مخطط $Ti - Al^{IV}$ لتحديد الامفيبول الأولي والثانوي ، عن ميفل (Mével, 1984).



شكل (3-3) : مخطط $(Na+K)_A - Al^{IV}$ يبين الاتجاه الواضح لنوع الهورنبلند في صخور الدراسة ، عن بانيرجي وجيليس (Banerjee & Gillis, 2001) . وأضيف له الامفيبول في الصخور تحت البركانية عن اسود والياس (Aswad & Elias, 1988) بعلامة (Δ) .

من نوع الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم والثاني من نوع الجيرماكايت الغني بالحديد ذات قيم عالية من كلا العاملين كما ملاحظ في الشكل المذكور ، في حين ظهر الامفيبول في الصخور تحت البركانية (Aswad & Elias, 1988) بزيادة اكبر في محتوى الالمنيوم والصوديوم ليصل تركيبه الى حدود الباركسايت. كما يلاحظ أن عنصر الصوديوم هو العنصر القلوي المهيمن في معادن الهورنبلند مقارنة مع عنصر البوتاسيوم القليل جدا (Deer et al., 1966) وأن القيمة $(Na + K)_A$ تقل من المركز إلى حافة المعدن (جدول 3-1) . ويظهر أن بعض بلورات الامفيبول تمتاز بمحتوى عالٍ من اوكسيد الكروميوم (Cr_2O_3) قد يصل إلى 0.18 – 1.03% كما في نموذج SW2 . ويمكن الاستفادة من النسبة Ca/K (جدول 3-1) في تحديد نوعية الامفيبول للصخور الحالية (Maheo et al., 2004) إذ أن النسبة العالية فيها ما بين 350-65 تعد صفة مميزة لنوعي الهورنبلند والاكثينولايت ما عدا بعض المعادن الفقيرة بعنصر البوتاسيوم (K-poor Amphibole) التي تكون فيها هذه النسبة اكبر من 350 . في حين تكون هذه النسبة في الجيرماكايت الغني بالحديد اقل حيث تتراوح ما بين 25-55 .

3-2-3 البلاجيوكليس Plagioclase

يشكل البلاجيوكليس نسبة عالية في صخور الدراسة الحالية ، ويتأثر عادة بعمليات التحول والتغير بدرجات مختلفة تنعكس في ظهور أنواع متباينة منه . تم إجراء 45 تحليلاً للبلاجيوكليس في تسعة نماذج تابعة لمقاطع كনারو وواراز وكيمو وبمعدل خمسة تحاليل لكل نموذج (الجدول 3-2) ، ولغرض تحديد نوعية البلاجيوكليس فقد تم تسقيط هذه التحاليل على مخطط تصنيف دير وآخرون (Deer et al., 1962) (شكل 3-4) بعد أن تم حساب الصيغة الكيميائية على أساس 32 ذرة اوكسجين وكذلك إيجاد معاملات An (Anorthite) Ab, (Albite) Or, (Orthoclase) ، ويستدل من هذا المخطط أن التباين في أنواع البلاجيوكليس من الالبايت إلى الانورثايت يعكس التأثير بدرجات مختلفة من عمليات التغير والتحول . كما يظهر ايضا أن نوعية البلاجيوكليس في مقطع كনারو كانت ذات مدى ضيق ما بين الانديسين واللابرادورايت ($An_{55.5} - An_{40.3}$) ، أما في مقطع وراز فقد ازداد المدى ليشمل الالبايت والاوليكوكليس والانديسين ($An_{42.0} - An_{2.2}$) ، بينما يغطي البلاجيوكليس في مقطع كيمو مدى واسع من الانديسين حتى الانورثايت ($An_{94.1} - An_{30.3}$) .

من الملاحظ أن تركيب البلاجيوكليس في صخور كيمو يكون ذو محتوى عالٍ من الانورثايت على الرغم من تعرض الصخور لعمليات التحول والتشويه ، ولكن هذا السلوك قد يكون مقبول عند الأخذ بنظر الاعتبار النظرية القائلة ببقاء البلاجيوكليس الكلسي

جدول (2-3) : التركيب الكيميائي والصيغة الكيميائية لمعدن البلاجيوكليس على أساس 32 ذرة اوكسجين .

Sample No. Oxides	SM9 Kanaro					SM12 Kanaro				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	57.70	57.63	57.83	58.18	58.01	58.52	56.54	57.44	58.50	58.77
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.018	n.d.	0.019	0.020	0.030
Al ₂ O ₃	26.38	26.58	26.18	25.88	26.36	27.41	24.91	27.18	26.78	27.21
FeO	0.193	0.066	0.049	0.112	0.152	0.140	0.211	0.218	0.091	0.136
MgO	-	-	-	-	-	n.d.	0.016	0.002	n.d.	n.d.
CaO	8.527	8.912	8.440	8.323	8.563	7.852	6.057	8.087	7.631	7.823
Na ₂ O	6.754	6.405	6.659	6.792	6.770	7.243	7.503	7.155	7.477	7.299
K ₂ O	n.d.	0.026	0.045	0.024	n.d.	0.043	0.099	0.019	0.024	0.032
Total	99.56	99.62	99.20	99.32	99.85	101.2	95.40	100.1	100.6	101.4
Formula										
Si	10.38	10.36	10.43	10.48	10.40	10.34	10.57	10.28	10.40	10.37
Ti	-	-	-	-	-	0.002	0.000	0.003	0.003	0.004
Al	5.594	5.629	5.562	5.493	5.570	5.707	5.487	5.735	5.613	5.659
Fe ⁺²	0.029	0.010	0.007	0.017	0.023	0.021	0.033	0.033	0.014	0.020
Mg	-	-	-	-	-	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Ca	1.643	1.716	1.630	1.606	1.645	1.486	1.213	1.551	1.454	1.479
Na	2.356	2.323	2.328	2.371	2.354	2.482	2.720	2.484	2.578	2.498
K	0.000	0.006	0.010	0.005	0.000	0.010	0.024	0.004	0.006	0.008
Total	20.00	19.95	19.96	19.97	19.99	20.15	20.06	20.09	20.07	20.04
An	41.09	43.40	41.08	40.33	41.14	54.41	46.93	55.50	52.96	54.16
Ab	58.91	56.45	58.67	59.54	58.86	45.41	52.61	44.42	46.94	45.71
Or	0.00	0.15	0.25	0.13	0.00	0.18	0.46	0.08	0.10	0.13

جدول (2-3) تكملة .

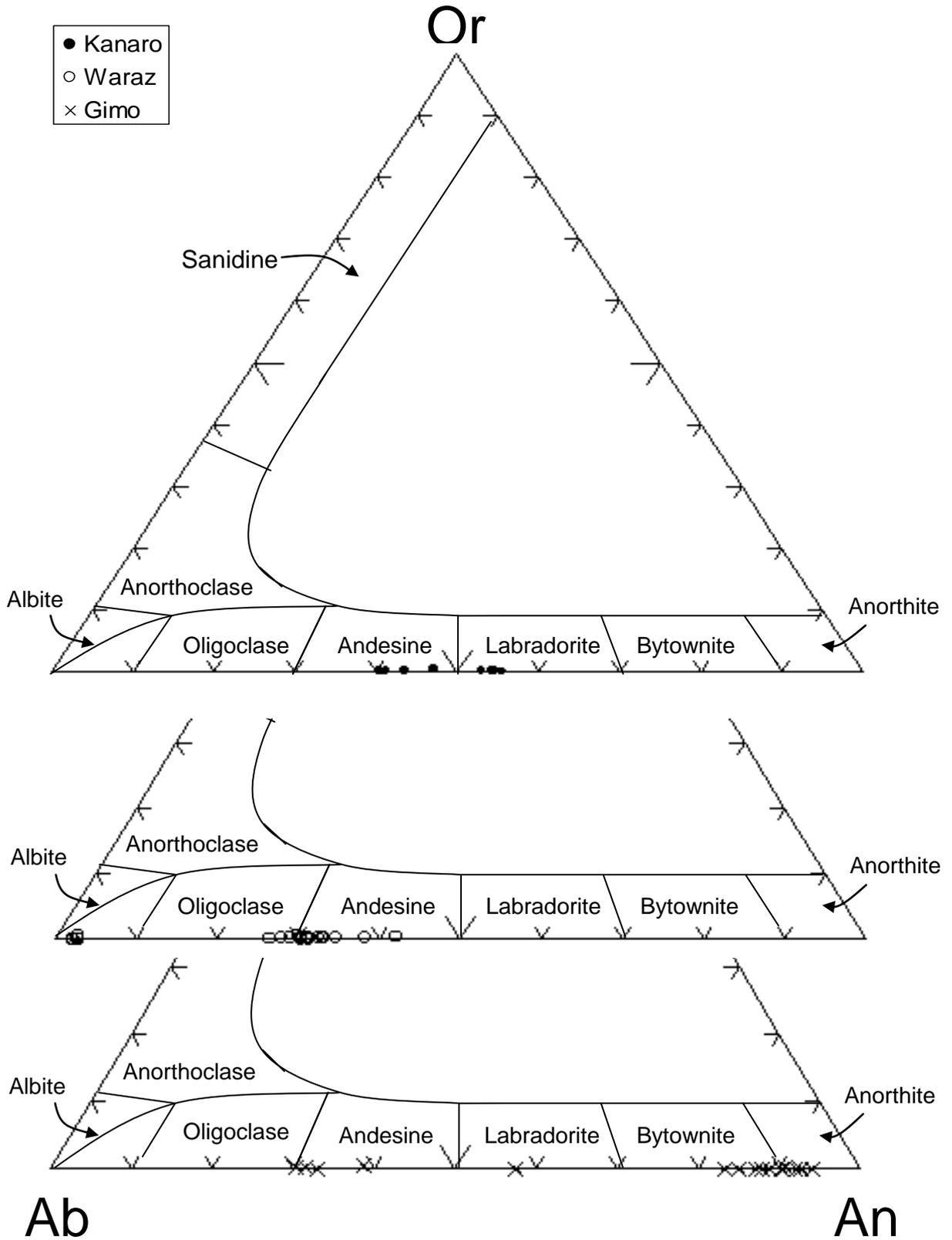
Sample No. Oxide	SW2 Waraz					SW6 Waraz				
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	60.68	60.66	60.20	59.42	60.49	68.13	68.20	67.91	68.14	68.61
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	25.01	24.87	25.03	25.38	24.53	19.96	19.65	19.62	19.67	19.90
FeO	0.096	0.146	n.d.	0.220	0.343	n.d.	0.071	0.055	0.002	0.088
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	6.545	6.536	6.824	7.172	6.448	0.598	0.451	0.613	0.578	0.504
Na ₂ O	8.052	7.902	7.818	7.493	7.826	11.27	11.30	11.31	11.36	11.67
K ₂ O	0.017	0.015	0.038	0.044	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	0.072	n.d.
Total	100.4	100.1	99.91	99.73	99.63	99.97	99.66	99.51	99.82	100.8
Formula										
Si	10.76	10.78	10.73	10.63	10.81	11.91	11.95	11.93	11.93	11.91
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	5.226	5.209	5.258	5.352	5.165	4.111	4.058	4.062	4.060	4.073
Fe ⁺²	0.014	0.022	0.000	0.033	0.051	0.000	0.010	0.000	0.000	0.013
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1.243	1.244	1.303	1.375	1.234	0.112	0.085	0.115	0.108	0.094
Na	2.768	2.722	2.702	2.599	2.711	3.819	3.838	3.854	3.858	3.927
K	0.004	0.003	0.009	0.010	0.000	0.002	0.000	0.000	0.016	0.000
Total	20.01	19.98	20.00	20.00	19.97	19.95	19.94	19.97	19.98	20.02
An	30.96	31.34	32.46	34.51	31.28	2.85	2.17	2.90	2.71	2.34
Ab	68.84	68.58	67.31	65.24	68.72	97.10	97.83	97.10	96.89	97.66
Or	0.10	0.076	0.23	0.25	0.00	0.05	0.00	0.00	0.40	0.00

جدول (2-3) تكملة .

Sample No. Oxide	SW8 Waraz					SW15 Waraz				
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	61.75	61.15	62.24	61.66	60.71	60.34	61.41	57.94	58.61	60.69
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	23.92	24.29	24.31	24.49	24.67	25.24	24.35	26.74	25.10	25.17
FeO	0.115	0.127	0.061	0.101	0.074	0.051	0.308	0.214	0.662	0.076
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.444	n.d.
CaO	5.641	6.402	5.901	6.126	6.387	6.995	6.134	8.703	7.973	6.972
Na ₂ O	8.599	8.084	8.387	8.295	8.080	7.752	7.952	6.610	7.104	7.878
K ₂ O	0.005	0.012	0.037	0.040	n.d.	0.039	0.088	0.057	0.054	0.044
Total	100.0	100.1	100.9	100.7	99.91	100.4	100.2	100.3	99.95	100.8
Formula										
Si	10.96	10.87	10.94	10.88	10.81	10.70	10.89	10.35	10.52	10.73
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	5.005	5.088	5.038	5.094	5.176	5.278	5.090	5.631	5.310	5.243
Fe ⁺²	0.017	0.019	0.009	0.015	0.011	0.008	0.046	0.032	0.099	0.011
Mg	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.119	0.000
Ca	1.073	1.219	1.112	1.158	1.218	1.330	1.165	1.666	1.534	1.320
Na	2.960	2.786	2.859	2.838	2.789	2.666	2.734	2.290	2.472	2.699
K	0.001	0.003	0.008	0.009	0.000	0.009	0.020	0.013	0.012	0.010
Total	20.02	19.98	19.97	20.00	20.00	20.00	19.94	19.98	20.07	20.01
An	26.60	30.41	27.95	28.91	30.40	33.21	29.73	41.97	38.18	32.76
Ab	73.38	69.51	71.85	70.86	69.60	66.57	69.76	57.70	61.52	66.99
Or	0.02	0.08	0.20	0.23	0.00	0.22	0.51	0.33	0.30	0.25

جدول (2-3) تكملة .

Sample No. Oxide	GS2 Gimo					GS6 Gimo					GS11 Gimo				
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	45.85	45.69	45.67	45.16	47.45	58.00	53.96	60.42	60.68	59.95	45.15	46.95	45.49	46.04	46.75
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	34.12	34.91	34.17	34.93	33.23	25.69	29.01	24.91	24.53	24.69	35.31	34.23	34.77	34.29	33.70
FeO	0.168	0.249	n.d.	0.079	0.178	n.d.	0.153	0.188	0.071	0.06	0.102	0.198	0.082	n.d.	0.240
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.085	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	17.73	18.41	18.25	18.74	17.03	8.080	11.99	6.711	6.437	6.824	19.30	17.66	19.15	17.80	17.43
Na ₂ O	1.347	1.014	1.082	0.893	1.886	7.087	4.893	7.891	8.149	7.684	0.668	1.446	0.831	1.235	1.688
K ₂ O	n.d.	0.036	n.d.	n.d.	n.d.	0.081	0.006	0.050	0.043	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.22	100.3	99.17	99.88	99.78	98.93	100.0	100.2	99.91	99.21	100.5	100.5	100.3	99.37	99.80
Formula															
Si	8.507	8.400	8.479	8.344	8.733	10.49	9.759	10.75	10.81	10.76	8.297	8.589	8.373	8.517	8.618
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	7.462	7.567	7.477	7.606	7.207	5.475	6.185	5.221	5.152	5.221	7.647	7.382	7.543	7.478	7.322
Fe ⁺²	0.026	0.038	0.000	0.012	0.027	0.000	0.023	0.028	0.011	0.009	0.016	0.030	0.013	0.000	0.037
Mg	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	3.525	3.626	3.631	3.709	3.359	1.565	2.324	1.279	1.229	1.312	3.801	3.462	3.777	3.529	3.442
Na	0.485	0.362	0.390	0.320	0.673	2.484	1.716	2.721	2.815	2.673	0.238	0.513	0.297	0.443	0.604
K	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.019	0.001	0.011	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	20.00	20.00	19.98	20.01	20.00	20.03	20.01	20.01	20.03	19.97	20.00	19.98	20.00	19.97	20.02
An	87.90	90.72	90.30	92.06	83.31	38.47	57.51	31.19	30.31	32.92	94.11	87.09	92.71	88.85	85.07
Ab	12.10	9.06	9.70	7.94	16.69	61.06	42.57	67.84	69.44	67.08	5.89	12.91	7.29	11.15	14.93
Or	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.47	0.02	0.27	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00



شكل (3-4) : مثلث Or - Ab - An لتصنيف البلاجيوكليس في صخور الدراسة الحالية ، عن دير وآخرون (Deer et al., 1962) .

من دون تغيير في تركيبه أثناء التحول ربما بسبب بطء عملية إعادة تبلور البلاجيوكليس (Miyashiro *et al.*, 1971). وكذلك مفهوم ان البلاجيوكليس يتراوح في التركيب من محتوى الالبايت النقي (An_0) إلى المحتوى العالي للانورثايت (An_{97}) على الرغم من حصول عمليات التغيير والتحول (Banerjee & Gillis, 2001). لكن قد يكون السبب الأكثر قبولاً هو تأثير تحول لاحق أدى إلى زيادة الكالسيوم في البلاجيوكليس بسبب عمليات التموضع والزحف وكما سوف يتبين لاحقاً في الفصل الخامس .

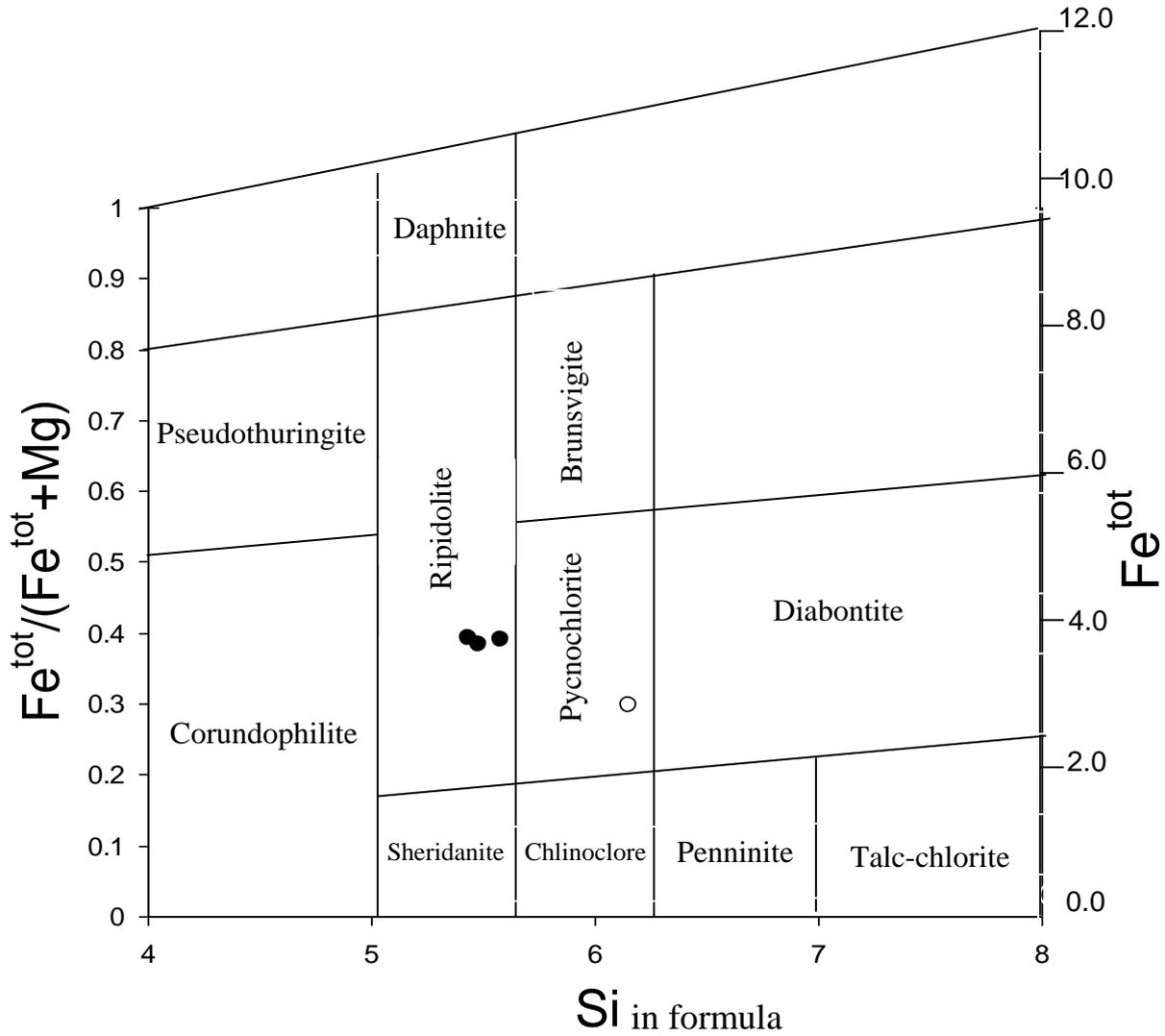
4-2-3 الكلورايت Chlorite

يتكون الكلورايت تحت تأثير عمليات التحول الثانوية للصخور النارية ويحل محل كل من البايروكسين والاوليفين والامفيبول ، ويعد مكوناً أساسياً في الصخور المتحولة في سحنة النضيد الأخضر (Greenschist Facies) ذات المدى الواسع .

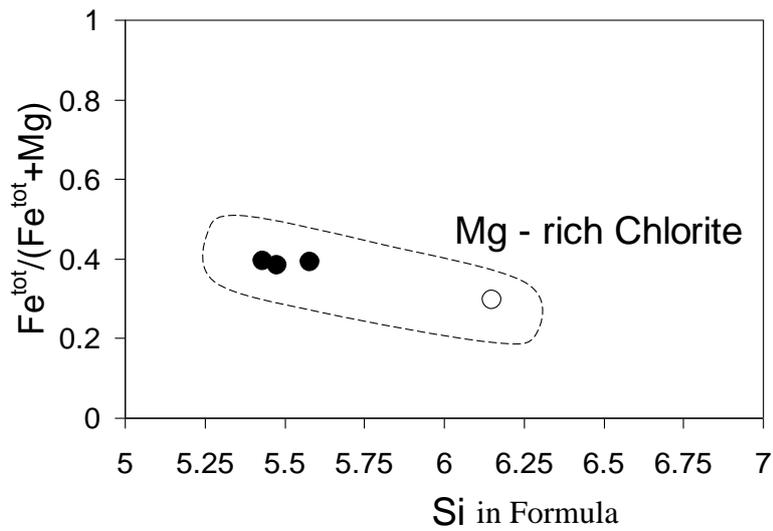
أجريت ثلاثة تحاليل للكلورايت في مقطع كنارو وتحليل واحد في مقطع وراز (جدول 3-3) . وتبين بعد حساب الصيغة الكيميائية له على أساس 28 ذرة اوكسجين وبعد تسقيط هذه التحاليل على مخطط Si - $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ (شكل 3-5) أنه من نوع الريبيدولايت Ripidolite (Prochlorite) في مقطع كنارو الذي فيه السليكون بقيمة 5.5 والنسبة $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ بقيمة 0.4 . أما في مقطع وراز فقد كان من نوع البكنوكلورايت Pynochlorite الذي فيه محتوى السليكون بقيمة 6.2 والنسبة $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ بقيمة 0.3 . كما يتبين من نفس العلاقة (شكل 3-6) أن معدن الكلورايت يمتاز بالاغثناء بالمغنسيوم (Mg-rich Chlorite) وهذا النوع يكون مميز عادة في صخور البازلت والكابرو بينما تكون صخور أخرى مثل البلاجيوكرانيت حاوية على الكلورايت الغني بالحديد (Fe-rich Chlorite) . كما يمكن أن يدل الكلورايت الغني بالمغنسيوم على تحوله من معادن الاوليفين التي يمكن ان تكون قد تحولت كلياً (Banerjee & Gillis, 2001) .

جدول (3-3) : التركيب الكيميائي والصيغة الكيميائية لمعدن الكلورايت على أساس 28 ذرة
او كسجين .

Sample No. Oxide	SM9 Kanaro			SW2 Waraz
	1	2	3	4
SiO ₂	27.06	26.40	25.80	30.36
TiO ₂	0.082	0.022	0.037	0.119
Al ₂ O ₃	20.48	20.55	20.31	18.47
FeO	20.88	20.84	21.15	14.98
MnO	0.325	0.308	0.389	0.313
MgO	18.41	18.78	18.33	19.89
CaO	0.035	0.026	0.013	1.906
Na ₂ O	0.029	n.d.	n.d.	0.138
K ₂ O	n.d.	0.005	0.007	0.024
NiO	0.046	0.051	0.072	n.d.
Total	87.37	87.03	86.11	86.20
Formula				
Si	5.582	5.479	5.433	6.152
Ti	0.013	0.003	0.006	0.018
Al	4.979	5.027	5.040	4.410
Fe ⁺²	3.603	3.617	3.724	2.539
Mn	0.057	0.054	0.069	0.054
Mg	5.661	5.809	5.753	6.009
Ca	0.008	0.006	0.003	0.414
Na	0.006	0.000	0.000	0.054
K	0.000	0.001	0.002	0.006
Ni	0.008	0.009	0.012	0.000
Fe ^{tot} /(Fe ^{tot} +Mg)	0.390	0.384	0.393	0.297



شكل (3-5) : مخطط تصنيف الكلورايت في صخور الدراسة ، عن هي (Hey, 1954) .



شكل (3-6) : مخطط لتبيان نوعية الكلورايت الغني بالمغنيسيوم ، عن بانيرجي وجيليس (Banerjee & Gillis, 2001) .

5-2-3 اليبيدوت Epidote

ينتج اليبيدوت بصورة أساسية من تغير البلاجيوكليس الكلسي ويعد معدناً مميزاً للصخور المتحولة ذات سحنة النضيد الأخضر .

تم إجراء سبعة تحاليل لمعادن اليبيدوت في صخور مقطع وراز (الجدول 3-4) وتبين بعد أن تم حساب الصيغة الكيميائية لها على أساس (25) ذرة اوكسجين ومقارنتها مع القيم المعروفة أنها من نوع اليبيدوت إذ لم يتم تحليل الكلاينوزويسايت.

لا يظهر اليبيدوت إلا عندما تصل درجات حرارة التحول 250 درجة مئوية ويصبح مستقر فيها ، غير انه يقل عندما تصبح درجات الحرارة عالية للتحول (Bird et al., 1984) . (Kristmannsdottir, 1975 ;

جدول (3-4) : التركيب الكيميائي والصيغة الكيميائية لمعدن اليبيدوت على أساس 25 ذرة اوكسجين .

Sample No.	SW2 Waraz					SW15 Waraz	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44.64	43.69	43.40	43.91	44.21	37.91	38.22
TiO ₂	0.126	0.070	0.021	0.081	n.d.	0.076	0.108
Al ₂ O ₃	24.61	23.58	24.27	24.35	24.59	22.82	23.47
Fe ₂ O ₃	0.235	1.289	1.610	0.506	0.642	14.50	13.45
MnO	0.023	0.025	n.d.	n.d.	0.061	0.126	0.051
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.060	0.036
CaO	26.27	25.81	26.40	26.82	26.57	23.42	23.52
Na ₂ O	0.229	0.176	0.019	0.063	0.009	0.027	n.d.
Total	96.13	94.64	95.75	95.73	96.08	98.94	98.86
Formula							
Si	6.915	6.909	6.807	6.852	6.867	6.000	6.025
Ti	0.002	0.008	0.003	0.010	0.000	0.009	0.013
Al	4.493	4.394	4.487	4.479	4.502	4.257	4.361
Fe ⁺³	0.030	0.171	0.211	0.066	0.083	1.727	1.596
Mn	0.003	0.003	0.000	0.000	0.008	0.017	0.007
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.009
Ca	4.360	4.374	4.437	4.484	4.421	3.971	3.974
Na	0.069	0.054	0.006	0.019	0.003	0.008	0.000

6-2-3 المعادن المعتمة Opaque Minerals

يتباين انتشار المعادن المعتمة في صخور الدراسة الحالية إذ تظهر إما بشكل منفرد أو بشكل تجمعات أحيانا . تم إجراء خمسة تحاليل للمعادن المعتمة في نموذجين من مقطع وراز (جدول 3-5) ، وظهرت معظم المعادن المعتمة من نوع المعادن الكبريتيدية (Iron Sulfide) التي تضم البايرايت والبايروتايت حيث ظهر محتوى الحديد الكلي معبر عنه بشكل اوكسيد الحديدوز (FeO) مماثل تقريباً لمحتوى اوكسيد الكبريت (SO_2) واللذين يحتلان مجمل التركيب الكيميائي لهذه المعادن . كما يلاحظ في كل هذه المعادن المعتمة النسبة الواطئة جداً من اوكسيد التيتانيوم والذي ينعكس محتواه هذا مباشرة على المحتوى الواطئ له في الصخرة ككل (Ueda & Miyashita, 2003) . أن المعادن الكبريتيدية قد تتصاحب مع النشاطات البركانية حيث يتحول معدن المغنتايت الى البايرايت بواسطة غاز كبريتيد الهيدروجين (H_2S) (Deer *et al.*, 1966) او انها تكون ناتجة عن تغير الاوليفين الفاياليتي (Echeveste & Fernandez, 1994) . وتظهر المعادن الكبريتيدية اما بشكل كتلي (Massive) أثناء عمليات التغير الحرمائي (Rozanova & Baturin, 1971 Bonatti *et al.*, 1976) ؛ ، او تظهر منتشرة على شكل بلورات صغيرة داخل أرضية الصخور البازلتية (Banerjee & Gillis, 2001 ؛ Humphris & Thompson, 1978b).

جدول (3-5) : التركيب الكيميائي للمعادن المعتمة .

Sample No. / Oxide	SW2 Waraz			SW15 Waraz	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.109	0.051	0.103	0.036	0.101
TiO ₂	n.d.	0.056	0.115	0.300	0.077
Al ₂ O ₃	0.031	n.d.	0.013	0.028	0.016
FeO	52.68	50.71	52.05	50.59	51.44
MnO	0.029	n.d.	0.083	0.013	0.043
MgO	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.005	0.125	0.022	0.083	0.074
Na ₂ O	0.052	0.053	0.071	0.033	0.024
K ₂ O	n.d.	0.004	n.d.	0.032	n.d.
SO ₂	47.32	48.29	46.95	49.41	48.56
Total	100.2	99.29	99.41	99.53	100.3

7-2-3 الاباتايت Apatite

يعد الاباتايت من المعادن الاضافية التي تشكل نسبة واطئة في الصخور (0.1- 1%) ويمتاز بالحجم الصغير ، لذلك فانه من الصعب تشخيص هذا المعدن تحت المجهر أو تحليله. ومن خلال التحليل الالكتروني الدقيق تم إجراء تحليل واحد للاباتايت التابع لمقطع وراز (جدول 3-6) . وتبين بعد أن تم حساب الصيغة الكيميائية له على أساس 25 ذرة اوكسجين وبعد مقارنة تحليله مع التحاليل المعروفة أن هذا المعدن يكون من نوع الهايدروكسي فلوراباتايت (Hydroxy-flourapatite) . حيث ذكر دير واخرون (Deer et al.,1966) أن أكثر معادن الاباتايت شيوعاً في الصخور النارية هو نوع فلوراباتايت (Flour-apatite) والذي قد يكتسب كميات من ايون (OH⁻) داخله ، ويكون الهايدروكسي فلوراباتايت شائع في كثير من الصخور المتحولة .

جدول (3-6) : التركيب الكيميائي والصيغة الكيميائية لمعدن الاباتايت على أساس 25 ذرة اوكسجين .

Sample No.	SW8 Waraz
Oxide	
SiO ₂	0.707
TiO ₂	n.d.
Al ₂ O ₃	0.384
FeO	0.675
MnO	0.051
MgO	0.246
CaO	55.15
Na ₂ O	0.029
K ₂ O	0.026
P ₂ O ₅	41.56
Total	98.83
Si	0.118
Formula	
Ti	0.000
Al	0.076
Fe ⁺²	0.094
Mn	0.007
Mg	0.061
Ca	9.847
Na	0.010
K	0.006
P	5.853

الفصل الرابع الجيوكيمياء (Geochemistry)

1-4 تمهيد Preface

جرى في الدراسة الحالية تحليل 19 نموذجاً صخرياً من الصخور البركانية موزعة على 5 نماذج من مقطع كنارو و 9 نماذج من مقطع وراز و 5 نماذج من مقطع كيمو . وتم قياس 44 عنصراً كيميائياً في بعض النماذج من ضمنها العناصر الأرضية النادرة و 24 عنصراً في النماذج الأخرى ، وكما هو ملاحظ في الجدول (1-4) .

2-4 التغيرات في العناصر الكيميائية Differences in Chemical Elements

1-2-4 التغيرات في العناصر الرئيسية Major Element Differences

تتراوح نسبة اوكسيد السليكا (SiO_2) في مقطع كنارو ما بين 50.22-56.22% بمعدل 52.58% ، وفي مقطع وراز 49.29-55.21% بمعدل 53.41% ، وفي مقطع كيمو 45.4-53.52% بمعدل 49.9% . وقد يعود الاختلاف في نسبة السليكا ما بين المقاطع الثلاثة إلى الاختلافات بنسب المعادن المودية وبخاصة معدن البلاجيوكليس . وترتبط السليكا بعلاقة طردية مع اوكسيد الصوديوم وعكسية مع اوكسيد الكالسيوم كما هو موضح في الشكل (1-4) والشكل (2-4) ، وهذه العلاقات تدل على أن هناك زيادة في محتوى السليكا خلال عمليات التغير (Alteration) والتي تترافق مع إحلال الصوديوم محل الكالسيوم .

تتراوح نسبة اوكسيد التيتانيوم (TiO_2) في مقطع كنارو ما بين 0.449-1.061% بمعدل 0.68% ، وفي مقطع وراز 0.228-0.409% بمعدل 0.273% ، وفي مقطع كيمو 0.177-0.352% بمعدل 0.255% . ويدخل اوكسيد التيتانيوم بشكل أساسي في معادن اوكسيد الحديد (Saha & Bigger, 1974 ; Snetzinger & Kell, 1971) وتعزى قلته في صخور الدراسة الحالية إلى قلة هذه المعادن ووجوده في المعادن المافية ، وهذا ما أكدته دراسة التركيب المعدني والدلائل الجيوكيميائية على التبلور التجزيي .

تتراوح نسبة اوكسيد الالمنيوم (Al_2O_3) في مقطع كنارو ما بين 14.85-16.16% بمعدل 15.41% ، وفي مقطع وراز 11.89-15.42% بمعدل 13.61% ، وفي مقطع كيمو 7.27-15.72% بمعدل 13.11% . وتزداد هذه النسبة في النماذج الحاوية على نسبة عالية من معادن البلاجيوكليس والتي عانت من استبدال قليل بمعادن الالبيدوت .

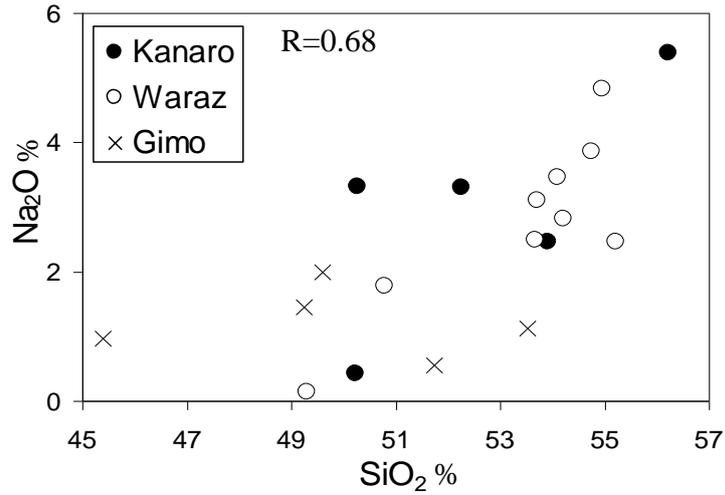
جدول (4-1) : تحاليل العناصر الرئيسية والأثرية والأرضية النادرة لنماذج مختارة من الصخور البركانية المتحولة في مقاطع كزارو و وراز و كيمو . (a) العناصر التي تم تحليلها بتقنية (XRF)، (b) العناصر التي تم تحليلها بتقنية (ICP-MS).

Section		Kanaro					Waraz					
Sample No.		SM1	SM8	SM9	SM11	SM12	SW2	SW5	SW6	SW7	SW8	
(a) Major Elements (wt%)	SiO ₂	56.22	53.92	50.27	50.22	52.25	54.21	53.71	54.75	55.21	53.67	
	TiO ₂	0.901	0.456	0.535	1.061	0.449	0.228	0.228	0.263	0.268	0.231	
	Al ₂ O ₃	14.94	14.97	16.16	14.85	16.14	12.45	13.30	14.12	13.75	12.00	
	FeO	4.24	5.45	4.85	4.53	4.24	6.29	5.15	6.29	6.29	6.29	
	Fe ₂ O ₃	8.81	5.06	6.20	8.54	6.00	2.01	3.58	2.10	1.99	2.69	
	MnO	0.170	0.229	0.186	0.169	0.224	0.259	0.203	0.214	0.190	0.219	
	MgO	3.50	5.96	7.22	6.70	7.63	12.23	9.41	11.26	11.68	10.27	
	CaO	4.94	10.30	10.51	12.92	9.73	7.53	10.76	6.08	7.02	12.01	
	Na ₂ O	5.39	2.47	3.32	0.43	3.31	2.82	3.10	3.86	2.46	2.50	
	K ₂ O	0.06	0.07	0.10	0.04	0.16	0.09	0.16	0.18	0.27	0.16	
	P ₂ O ₅	0.056	0.032	0.076	0.046	0.040	0.019	0.016	0.024	0.019	0.010	
	LOI	0.60	0.27	0.53	0.40	0.67	1.87	0.53	2.26	2.46	0.80	
	Total	99.83	99.18	99.96	99.91	100.84	100.01	100.07	101.40	101.61	100.85	
(b) Trace Elements (ppm)	Mg#	39.04	46.94	53.60	53.44	58.27	60.24	58.64	58.14	59.03	55.89	
	Ni	7	42	76	22	63	160	81	82	74	97	
	Cr	9	71	230	25	168	822	551	343	614	609	
	Sc	40	43	44	62	45	44	49	43	43	51	
	V	414	292	304	463	278	326	273	304	286	294	
	Ba	15	7	16	5	16	31	35	62	76	30	
	Rb	n.d.	1	1	0.4	4	1	2	3	4	1	
	Sr	122	104	128	210	140	62	166	81	75	178	
	Zr	32	18	24	29	25	9	8	10	10	6	
	Y	23	15	18	19	16	9	9	11	9	7	
	Nb	1.0	0.5	0.8	1.3	0.8	0.2	0.7	0.9	0.5	0.6	
	Ga	16	15	15	14	15	12	10	9	11	10	
	Cu	41	47	115	10	34	212	213	110	75	155	
	Zn	94	79	75	38	91	192	116	100	98	116	
	(b) Rare Earth Elements (ppm)	Cs	-	-	0.0075	0.0431	-	0.0382	-	0.2212	-	0.0188
		Hf	-	-	0.468	1.896	-	0.799	-	0.609	-	0.356
		Pb	-	-	1.157	2.287	-	92.45	-	28.39	-	5.598
		Ta	-	-	0.135	0.488	-	0.183	-	0.223	-	0.096
		Th	-	-	0.097	0.236	-	0.127	-	0.167	-	0.061
		U	-	-	0.053	0.115	-	0.161	-	0.256	-	0.081
La		-	-	0.446	0.983	-	0.417	-	0.571	-	0.339	
Ce		-	-	1.650	3.503	-	1.529	-	2.188	-	1.025	
Pr		-	-	0.190	0.369	-	0.111	-	0.161	-	0.069	
Nd		-	-	1.038	2.065	-	0.572	-	0.838	-	0.347	
Sm		-	-	0.412	0.794	-	0.227	-	0.355	-	0.129	
Eu		-	-	0.170	0.319	-	0.070	-	0.104	-	0.049	
Gd		-	-	0.663	1.320	-	0.363	-	0.573	-	0.232	
Tb		-	-	0.121	0.244	-	0.078	-	0.119	-	0.047	
Dy		-	-	1.371	2.648	-	0.885	-	1.432	-	0.537	
Ho		-	-	0.209	0.410	-	0.146	-	0.244	-	0.098	
Er		-	-	0.614	1.221	-	0.445	-	0.772	-	0.293	
Tm	-	-	0.099	0.198	-	0.075	-	0.139	-	0.051		
Yb	-	-	0.638	1.257	-	0.499	-	0.919	-	0.326		
Lu	-	-	0.103	0.196	-	0.079	-	0.148	-	0.052		

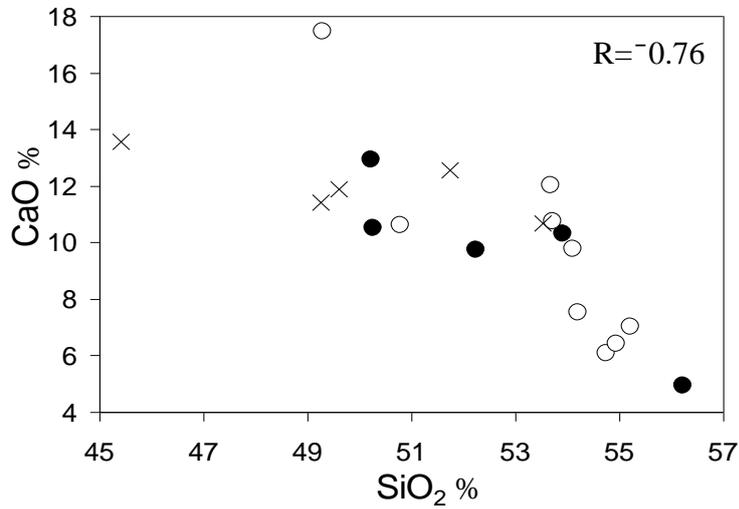
Mg# : $(Mg/Mg+Fe^{+2}) \times 100$ ، LOI : الفقدان بالحرق ، (-) : لم يتم قياسه ، n.d. : تحت حدود التحسس .

جدول (1-4) تكملة .

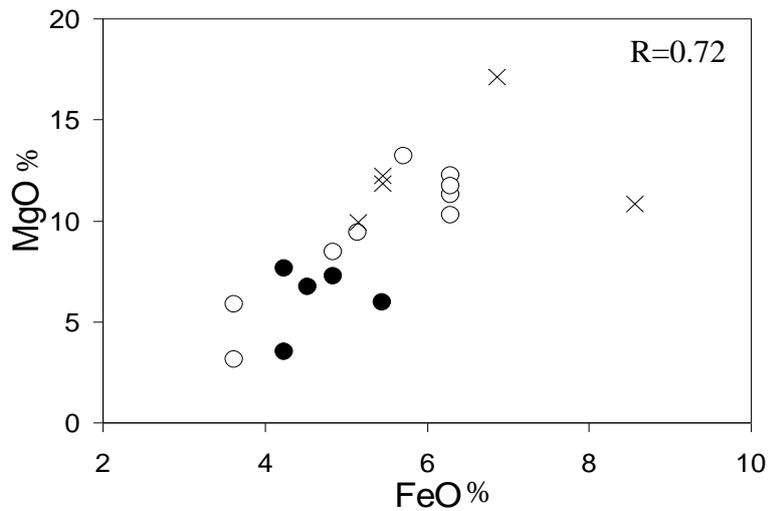
Section		Waraz				Gimo					
Sample No.		SW11	SW12	SW15	SW20	GS2	GS6	GS9	GS10	GS11	
(a) Major Elements (wt%)	SiO ₂	49.29	54.95	54.10	50.79	49.60	45.40	53.52	51.73	49.25	
	TiO ₂	0.232	0.409	0.296	0.304	0.177	0.280	0.352	0.177	0.290	
	Al ₂ O ₃	14.79	15.42	14.75	11.89	14.04	15.72	13.87	7.27	14.66	
	FeO	3.62	3.62	4.85	5.72	5.45	5.45	5.15	6.86	8.57	
	Fe ₂ O ₃	10.53	7.46	3.91	4.50	3.58	6.02	4.88	1.99	1.88	
	MnO	0.157	0.193	0.148	0.223	0.204	0.205	0.191	0.231	0.187	
	MgO	3.12	5.85	8.44	13.19	11.84	12.22	9.91	17.10	10.85	
	CaO	17.46	6.43	9.76	10.63	11.89	13.58	10.67	12.57	11.41	
	Na ₂ O	0.14	4.83	3.47	1.78	2.00	0.97	1.12	0.55	1.46	
	K ₂ O	0.03	0.17	0.17	0.16	0.11	0.13	0.10	0.06	0.15	
	P ₂ O ₅	0.042	0.042	0.020	0.026	0.008	0.021	0.027	0.012	0.015	
	LOI	0.93	0.93	0.67	1.20	1.67	1.40	1.20	1.00	1.93	
	Total	100.34	100.30	100.58	100.41	100.31	101.40	100.99	99.55	100.65	
(b) Trace Elements (ppm)	Mg#	40.07	55.63	57.45	64.15	62.82	63.50	59.89	65.92	49.55	
	Ni	47	50	141	293	104	116	139	303	83	
	Cr	21	23	571	1041	143	268	415	1452	186	
	Sc	29	48	38	46	60	50	49	49	54	
	V	360	321	296	253	244	217	296	233	304	
	Ba	8	39	20	16	8	7	5	2	12	
	Rb	n.d.	3	2	3	4	1	3	n.d.	5	
	Sr	153	63	76	54	124	181	91	7	167	
	Zr	10	15	13	12	6	10	18	7	9	
	Y	16	15	14	11	5	8	14	6	10	
	Nb	0.5	0.5	0.3	n.d.	0.6	0.1	0.8	0.5	0.4	
	Ga	29	14	12	11	9	13	14	8	10	
	Cu	74	2328	90	158	6	29	21	n.d.	1	
	Zn	49	127	56	71	49	55	51	69	48	
	Rare Earth Elements (ppm)	Cs	-	-	0.0301	-	0.4682	0.1378	-	-	0.8481
		Hf	-	-	0.279	-	0.270	0.403	-	-	1.314
		Pb	-	-	1.348	-	1.032	0.644	-	-	2.539
		Ta	-	-	0.120	-	0.107	0.047	-	-	0.130
		Th	-	-	0.051	-	0.066	0.089	-	-	0.199
		U	-	-	0.017	-	0.030	0.034	-	-	0.091
		La	-	-	0.248	-	0.158	0.332	-	-	0.498
Ce		-	-	0.834	-	0.729	0.383	-	-	2.105	
Pr		-	-	0.088	-	0.065	0.129	-	-	0.158	
Nd		-	-	0.518	-	0.259	0.729	-	-	0.867	
Sm		-	-	0.207	-	0.103	0.274	-	-	0.365	
Eu		-	-	0.081	-	0.055	0.158	-	-	0.157	
Gd		-	-	0.363	-	0.131	0.433	-	-	0.601	
Tb		-	-	0.068	-	0.026	0.088	-	-	0.122	
Dy		-	-	0.701	-	0.293	0.914	-	-	1.371	
Ho		-	-	0.109	-	0.046	0.136	-	-	0.224	
Er		-	-	0.323	-	0.139	0.417	-	-	0.663	
Tm		-	-	0.049	-	0.022	0.066	-	-	0.110	
Yb	-	-	0.288	-	0.146	0.426	-	-	0.706		
Lu	-	-	0.043	-	0.022	0.065	-	-	0.113		



شكل (1-4) : مخطط العلاقة ما بين السليكا واوكسيد الصوديوم .



شكل (2-4) : مخطط العلاقة ما بين السليكا واوكسيد الكالسيوم .



شكل (3-4) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الحديدوز واوكسيد المغنسيوم .

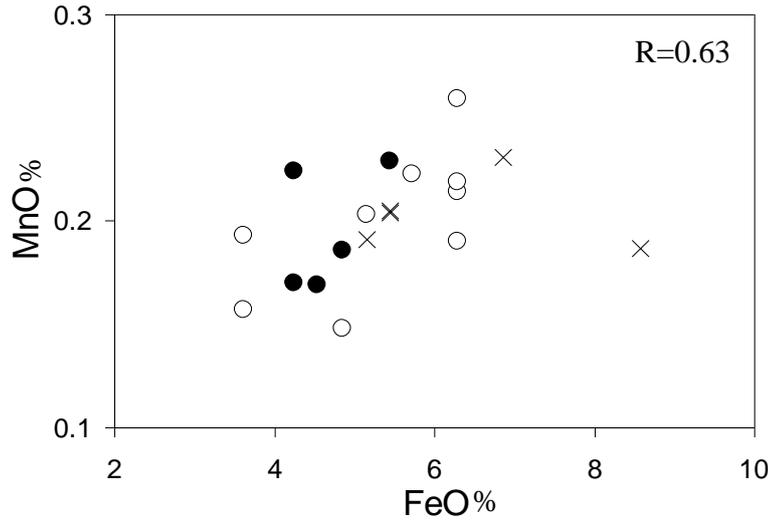
تتراوح نسبة اوكسيد الحديدك (Fe_2O_3) في مقطع كنارو ما بين 5.06-8.81% بمعدل 6.92% ، وفي مقطع وراز 1.99-10.53% بمعدل 4.31% ، وفي مقطع كيمو 6.02-1.88 بمعدل 3.67% . ويتركز هذا الاوكسيد في معادن الكلورايت والابيدوت التي تنتج من تغير المعادن الأصلية في الصخور القاعدية .

تتراوح نسبة اوكسيد الحديدوز (FeO) في مقطع كنارو ما بين 4.24-5.45% بمعدل 4.66% ، وفي مقطع وراز 3.62-6.29% بمعدل 5.35% ، وفي مقطع كيمو 5.15-8.57% بمعدل 6.3% . ويرتبط بعلاقة طردية مع اوكسيد المغنسيوم كما في الشكل (4-3) مما يدل على ترافقهما معا في المعادن الفيرومغنيسية .

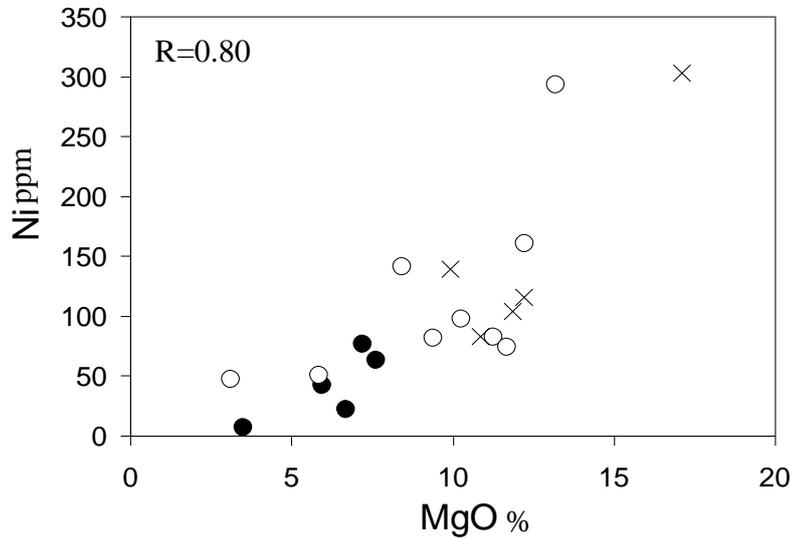
تتراوح نسبة اوكسيد المنغنيز (MnO) في مقطع كنارو ما بين 0.169-0.229% بمعدل 0.196% ، وفي مقطع وراز 0.148-0.259% بمعدل 0.2% ، وفي مقطع كيمو 0.187-0.231% بمعدل 0.204% . لا يدخل هذا الاوكسيد في المعادن الشائعة في الصخور القاعدية بصورة أساسية لكنه قد يحل محل عناصر أخرى مثل الحديد ويتواجد في معدن الاباتايت . ويكون تركيزه في الصخور القاعدية وفوق القاعدية أعلى من تركيزه في الصخور الحامضية ، وهو يرتبط بعلاقة طردية مع اوكسيد الحديدوز كما في الشكل (4-4) .

تتراوح نسبة اوكسيد المغنسيوم (MgO) في مقطع كنارو ما بين 3.5-7.63% بمعدل 6.2% ، وفي مقطع وراز 3.12-13.19% بمعدل 9.49% ، وفي مقطع كيمو 9.91-17.1% بمعدل 12.38% . ويدخل اوكسيد المغنسيوم في تركيب معادن الاوليفين والمعادن الفيرومغنيسية الأخرى مثل البايروكسين والامفيبول والمعادن الناتجة عن التحول مثل الكلورايت ، وتحتوي مثل هذه المعادن على تراكيز مهمة من عنصري النيكل والكروميوم وكما هو واضح في العلاقة بين اوكسيد المغنسيوم وهذين العنصرين في الشكل (4-5) والشكل (4-6) .

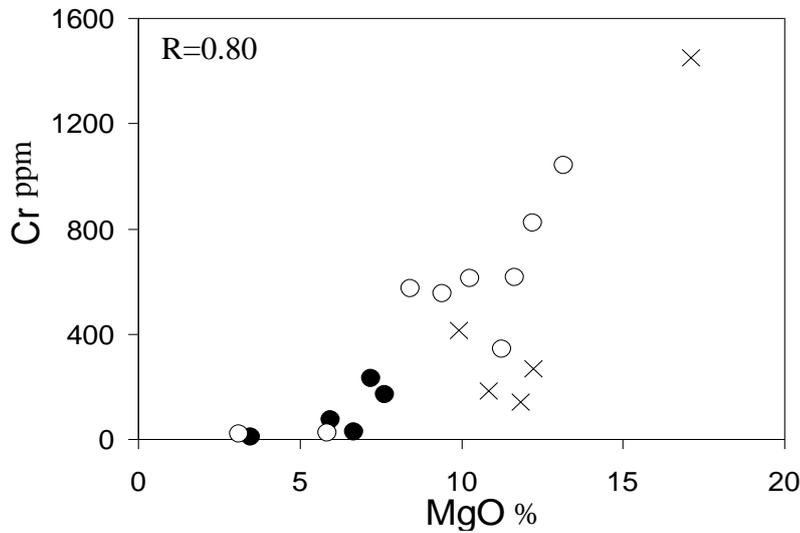
تتراوح نسبة اوكسيد الكالسيوم (CaO) في مقطع كنارو ما بين 4.94-12.92% بمعدل 9.68% ، وفي مقطع وراز 6.08-17.46% بمعدل 9.74% ، وفي مقطع كيمو 13.58-10.67 بمعدل 12.02% . وتُظهر بعض النماذج زيادة في هذا الاوكسيد تعود إلى زيادة محتوى الانورثايت فيها والى تكون معادن الابيدوت أثناء التحول بينما تكون الصخور الغنية بمعادن الكلورايت قليلة المحتوى به . وله علاقة عكسية مع اوكسيد الصوديوم كما في الشكل (4-7) .



شكل (4-4) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الحديدوز واوكسيد المنغنيز .



شكل (4-5) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد المغنيسوم وعنصر النيكل .



شكل (4-6) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد المغنيسوم وعنصر الكروميوم .

تتراوح نسبة اوكسيد الصوديوم (Na_2O) في مقطع كنارو ما بين 0.43-5.39% بمعدل 2.98% ، وفي مقطع وراز 0.14-4.83% بمعدل 2.77% ، وفي مقطع كيمو 0.55-2.0% بمعدل 1.22%. ويزداد محتواه مع زيادة عملية الالبتة (Albitization) في معادن البلاجيوكليس وبذلك فهو يتناسب عكسياً مع اوكسيد الكالسيوم .

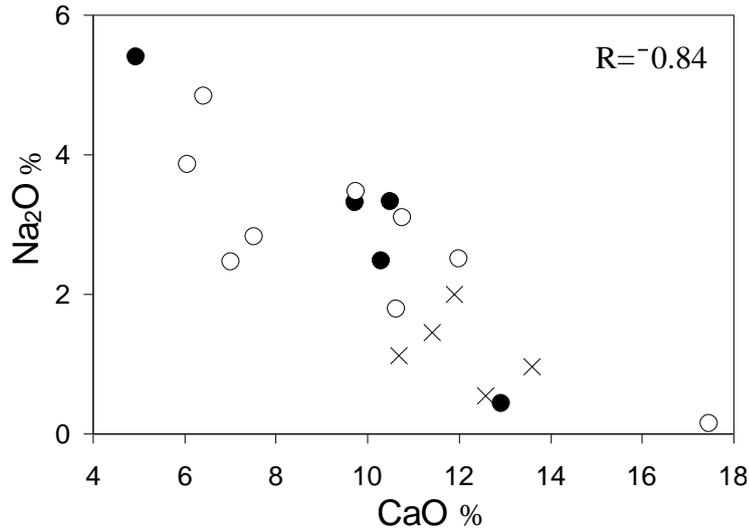
تتراوح نسبة اوكسيد البوتاسيوم (K_2O) في مقطع كنارو ما بين 0.04-0.16% بمعدل 0.09% ، وفي مقطع وراز 0.03-0.27% بمعدل 0.15% ، وفي مقطع كيمو 0.06-0.15% بمعدل 0.11% . وهو يتناسب طردياً مع عنصرى الروبيديوم والباريوم كما في الشكلين (4-8) و (4-9) على التوالي . ويعتقد أن النسبة الواطنة فيه تعود إلى الصخور الأصلية على الرغم من كونه عنصراً متحركاً خلال عمليات التحول إذ تسمى الصخور التي تحتويه بالثولييايت الواطنة البوتاسيوم (Low-K Tholeiite) .

تتراوح نسبة اوكسيد الفوسفور (P_2O_5) في مقطع كنارو ما بين 0.032-0.076% بمعدل 0.05% ، وفي مقطع وراز 0.01-0.042% بمعدل 0.024% ، وفي مقطع كيمو 0.008-0.027% بمعدل 0.017% . ويعد عنصر الفوسفور من العناصر الليثوفيلية ويدل تركيزه الواطئ على قلة وجود معدن الاباتايت والذي يتبلور بصورة رئيسية في المراحل المتوسطة والمتأخرة من عملية التبلور التجزئي (Moorhouse, 1956) ، ولا تظهر له علاقة طردية واضحة مع السليكا (شكل 4-10) والتي يفترض أن يرتبط معها لقرب الصفات الجيوكيميائية وذلك بسبب حركة السليكا أثناء عمليات التحول (Mason, 1963) .

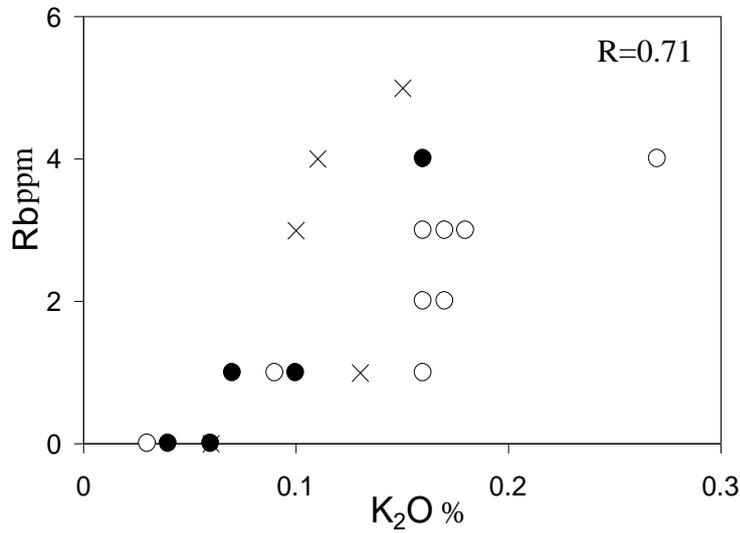
2-2-4 التغيرات في العناصر الأثرية Trace Element Differences

تتراوح نسبة عنصر الكروميوم (Cr) في مقطع كنارو ما بين 9-230 ppm بمعدل 101 ppm ، وفي مقطع وراز 21-1041 ppm بمعدل 511 ppm ، وفي مقطع كيمو 143-1452 ppm بمعدل 493 ppm . وينتمي الكروميوم إلى مجموعة العناصر الانتقالية (Transitional Elements) وهو ذو نصف قطر أيوني معتدل (0.63 \AA) ، ويمثل عنصر ليثوفيلي وان كان يظهر سلوك جالكوفيلي . ويقل محتوى هذا العنصر بشكل سريع في السلسلتين القلوية الكلسية والثولييتية مع تقدم عملية التبلور التجزئي (Miyashiro & Shido, 1975) .

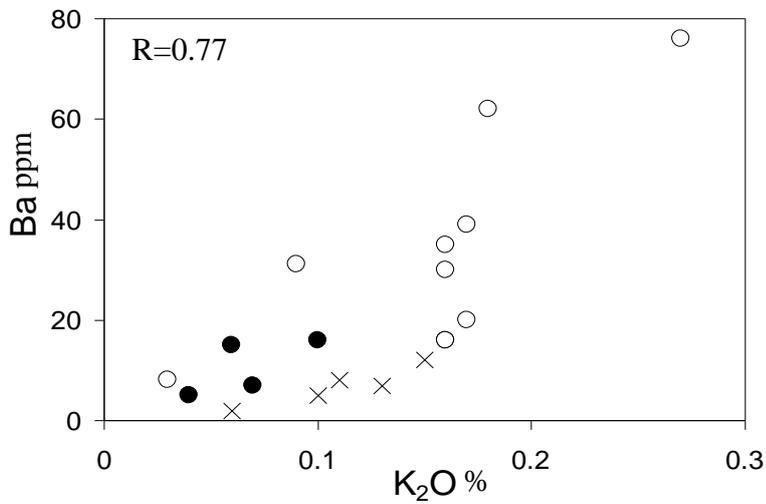
تتراوح نسبة عنصر النيكل (Ni) في مقطع كنارو بين 7-76 ppm بمعدل 42 ppm ، وفي مقطع وراز 47-293 ppm بمعدل 114 ppm ، وفي مقطع كيمو 83-303 ppm بمعدل 149 ppm . وينتمي هذا العنصر كذلك إلى مجموعة العناصر الانتقالية وله نصف



شكل (4-7) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الكالسيوم واوكسيد الصوديوم .



شكل (4-8) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد البوتاسيوم وعنصر الروبيديوم .



شكل (4-9) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد البوتاسيوم وعنصر الباريوم .

قطر أيوني يبلغ 0.77 \AA وهو عنصر سايدروفيلي وليثوفيلي ، ويكون محتواه في الصخور الثوليتية أعلى من محتواه في الصخور القلوية الكلسية .

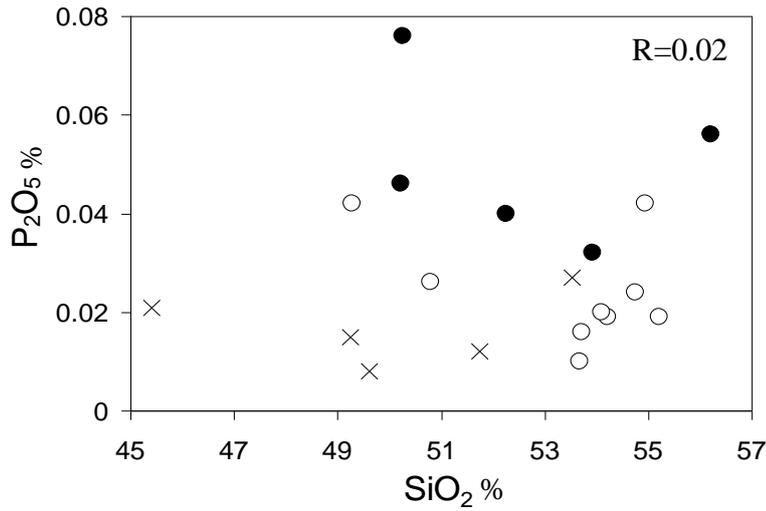
تتراوح نسبة عنصر السترونتيوم (Sr) في مقطع كنارو ما بين 104-210 ppm بمعدل 141 ppm ، وفي مقطع وراز 54-178 ppm بمعدل 101 ppm ، وفي مقطع كيمو 141-181 ppm بمعدل 114 ppm . وينتمي هذا العنصر إلى مجموعة العناصر الليثوفيلية وهو ذو نصف قطر كبير (1.13 \AA) يقترب من نصف قطر الكالسيوم (1.08 \AA) لذلك فهو يزداد في تركيب معادن البلاجيوكليس (Mason & Moore, 1982) ويرتبط بعلاقة طردية مع اوكسيد الكالسيوم (شكل 4-11) .

تتراوح نسبة عنصر النحاس (Cu) في مقطع كنارو ما بين 10-115 ppm بمعدل 49 ppm ، وفي مقطع وراز 74-2328 ppm بمعدل 379 ppm ، وفي مقطع كيمو 29-0 ppm بمعدل 11 ppm . ويكثر تواجد النحاس في الصخور القاعدية (Goldschmidt, 1954) ، وهو عنصر فلزي وعنصر جالكوفيلي قوي ويظهر ميلا للاتحاد مع الكبريت مكوناً معادن كبريتيدية (Krauskopf, 1979) .

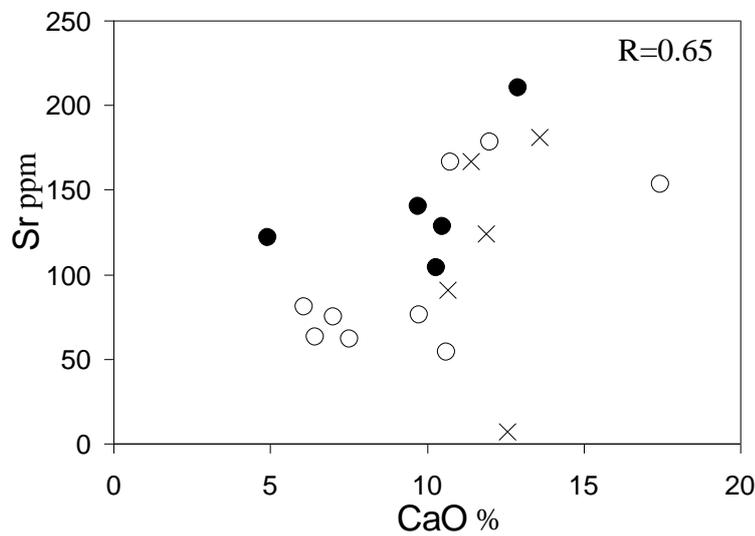
تتراوح نسبة عنصر الروبيديوم (Rb) في مقطع كنارو ما بين 0-4 ppm بمعدل 1.2 ppm ، وفي مقطع وراز 0-4 ppm بمعدل 2.1 ppm ، وفي مقطع كيمو 0-5 ppm بمعدل 2.6 ppm . ويعد الروبيديوم من العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر الأيوني الكبير (1.57 \AA) ويقترب من نصف القطر الأيوني للبتاسيوم (1.46 \AA) ويرتبط طردياً معه كما في الشكل (4-8) .

تتراوح نسبة عنصر الباريوم (Ba) في مقطع كنارو ما بين 5-16 ppm بمعدل 12 ppm ، وفي مقطع وراز 8-76 ppm بمعدل 34 ppm ، وفي مقطع كيمو 2-12 ppm بمعدل 7 ppm . ويعد الباريوم عنصر ليثوفيلي بنصف قطر كبير (1.44 \AA) يقترب من نصف قطر البوتاسيوم ويرتبط طردياً معه كما في الشكل (4-9) ، ويمكن احتواءه في المعادن الغنية بالبوتاسيوم .

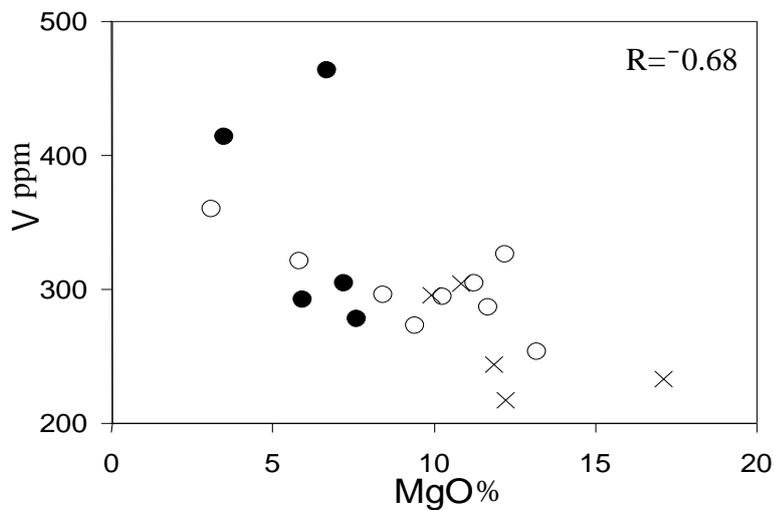
تتراوح نسبة عنصر الفناديوم (V) في مقطع كنارو ما بين 278-463 ppm بمعدل 350 ppm ، وفي مقطع وراز 253-360 ppm بمعدل 301 ppm ، وفي مقطع كيمو 217-304 ppm بمعدل 259 ppm . ويعتبر الفناديوم عنصر ليثوفيلي ذات نصف قطر 0.72 \AA ويدخل في تركيب البايروكسين والامفيبول والبايوتايت والاكاسيد الحاملة للتيتانيوم (Mason & Moore, 1982) . وهو يرتبط عكسياً مع اوكسيد المغنيسيوم (شكل 4-12)



شكل (10-4) : مخطط العلاقة ما بين السليكا واوكسيد الفوسفور .



شكل (11-4) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الكالسيوم وعنصر السترونتيوم .



شكل (12-4) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد المغنيسيوم وعنصر الفناديوم .

ويدل بذلك على تبلور معادن البايروكسين من الصهير وعلى تركيز الفناديوم مع نقصان المغنسيوم بتقدم التبلور التجزئي .

تتراوح نسبة عنصر الخارصين (Zn) في مقطع كنارو ما بين 38-94 ppm بمعدل 75 ppm ، وفي مقطع وراز 49-192 ppm بمعدل 103 ppm ، وفي مقطع كيمو 75 ppm 69-48 بمعدل 54 ppm . ويعد الخارصين من العناصر الليثوفيلية والجالكوفيلية وهو في الوقت نفسه ينتمي إلى مجموعة العناصر الانتقالية ، ويزداد تركيزه مع تقدم عملية التبلور التجزئي (Krauskopf, 1979).

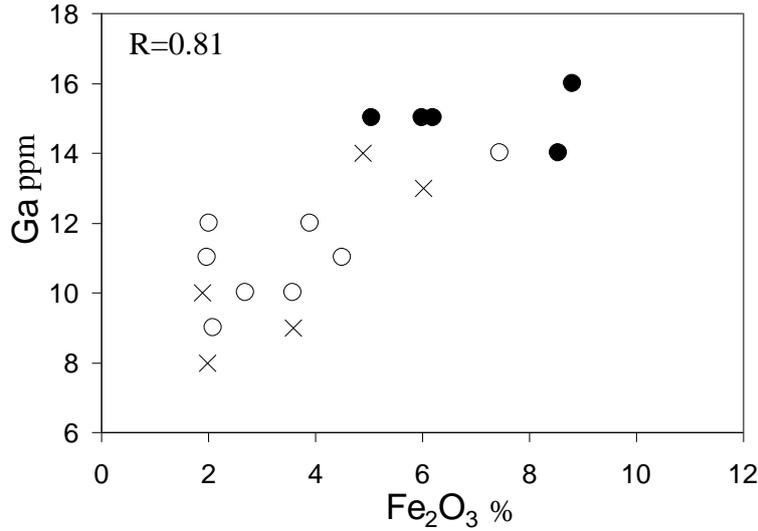
تتراوح نسبة عنصر الزركونيوم (Zr) في مقطع كنارو ما بين 18-32 ppm بمعدل 26 ppm ، وفي مقطع وراز 6-15 ppm بمعدل 10 ppm ، وفي مقطع كيمو 6-18 ppm بمعدل 10 ppm . ومن المعلوم أن الزركونيوم لا يحل محل العناصر الرئيسية في المعادن المكونة للصخور النارية بسبب الشحنة العالية مقارنة بنصف قطره ولذلك نقل نسبة وجود هذا العنصر في الصخور فوق القاعدية والقاعدية (Mason & Moore, 1982) .

تتراوح نسبة عنصر اليتيريوم (Y) في مقطع كنارو ما بين 15-23 ppm بمعدل 18.2 ppm ، وفي مقطع وراز 7-16 ppm بمعدل 11.2 ppm ، وفي مقطع كيمو 5-14 ppm بمعدل 8.6 ppm . ويعد عنصر ليثوفيلي يبلغ نصف قطره الأيوني 0.98 \AA ، وعلى الرغم من التقارب في نصف قطره الأيوني مع نصف قطر الكالسيوم (1.08 \AA) فان معادن البلاجيوكليس والكلابايروكسين يعدان من المعادن الراضة لليتيريوم (Lambert & Holland, 1974) ولهذا يقل تركيزه في الصخور القاعدية .

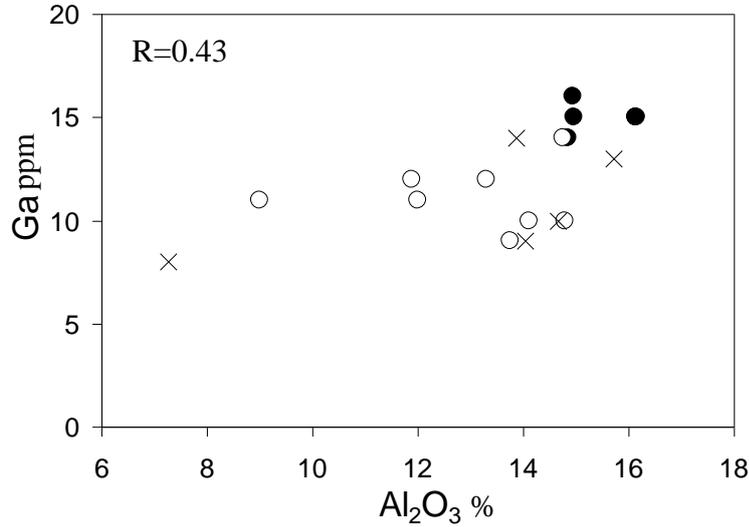
تتراوح نسبة عنصر النايوبيوم (Nb) في مقطع كنارو ما بين 0.5-1.3 ppm بمعدل 0.88 ppm ، وفي مقطع وراز 0-0.9 ppm بمعدل 0.46 ppm ، وفي مقطع كيمو 0.8-0.1 ppm بمعدل 0.48 ppm . وبشكل عام تعد قيم هذا العنصر واطئة جداً .

تتراوح نسبة عنصر الكاليوم (Ga) في مقطع كنارو ما بين 14-16 ppm بمعدل 15 ppm ، وفي مقطع وراز 9-29 ppm بمعدل 13 ppm ، وفي مقطع كيمو 8-14 ppm بمعدل 11 ppm . ويعد الكاليوم من العناصر الانتقالية وذات نصف قطر ايوني يبلغ 0.62 \AA وهو قريب من نصف القطر الأيوني لايون الحديدك (0.64 \AA) والالمنيوم (0.50 \AA) لذلك فهو يحل محل كلا العنصرين (Goldschmidt, 1954) ويرتبط بعلاقة طردية معهما كما في الشكل (4-13) والشكل (4-14) .

تتراوح نسبة عنصر السكندسيوم (Sc) في مقطع كنارو ما بين 40-62 ppm بمعدل 47 ppm ، وفي مقطع وراز 29-51 ppm بمعدل 38 ppm ، وفي مقطع كيمو 47 ppm 60-50 بمعدل 52 ppm . ويبلغ نصف قطر السكندسيوم 0.81 \AA ويتوزع هذا العنصر



شكل (4-13) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الحديدك وعنصر الكاليوم .



شكل (4-14) : مخطط العلاقة ما بين اوكسيد الالمنيوم وعنصر الكاليوم .

في كل من الصخور القاعدية والمتوسطة ويقفل في الصخور الحامضية ، ويدخل في الصخور النارية في معادن البايروكسين والامفيبول والمايكا (Wodepohl, 1978) . تتراوح نسبة عنصر السيزيوم (Cs) في مقطع كنارو ما بين 0.0075-0.0431 ppm بمعدل 0.026 ppm ، وفي مقطع وراز 0.0188-0.2212 ppm بمعدل 0.077 ppm ، وفي مقطع كيمو 0.1378-0.8481 ppm بمعدل 0.485 ppm . ويظهر من نسب هذا العنصر ان هناك تباين واضح في تركيزه .

تتراوح نسبة عنصر الهافنيوم (Hf) في مقطع كنارو ما بين 1.896-0.468 ppm بمعدل 1.182 ppm ، وفي مقطع وراز 0.799-0.279 ppm بمعدل 0.510 ppm ، وفي مقطع كيمو 1.314-0.270 ppm بمعدل 0.663 ppm ، وهي قيم تعد واطئة بشكل عام .

تتراوح نسبة عنصر الرصاص (Pb) في مقطع كنارو ما بين 2.287-1.157 ppm بمعدل 1.722 ppm ، وفي مقطع وراز 92.45-1.348 ppm بمعدل 31.95 ppm ، وفي مقطع كيمو 2.539-0.644 ppm بمعدل 1.405 ppm ، وهي قيم تعكس تشتت واضح فيه .

تتراوح نسبة عنصر التانتالوم (Ta) في مقطع كنارو ما بين 0.488-0.135 ppm بمعدل 0.312 ppm ، وفي مقطع وراز 0.223-0.096 ppm بمعدل 0.155 ppm ، وفي مقطع كيمو 0.130-0.047 ppm بمعدل 0.483 ppm .

تتراوح نسبة عنصر الثوريوم (Th) في مقطع كنارو ما بين 0.236-0.097 ppm بمعدل 0.167 ppm ، وفي مقطع وراز 0.167-0.050 ppm بمعدل 0.101 ppm ، وفي مقطع كيمو 0.199-0.066 ppm بمعدل 0.118 ppm .

تتراوح نسبة عنصر اليورانيوم (U) في مقطع كنارو ما بين 0.115-0.053 ppm بمعدل 0.084 ppm ، وفي مقطع وراز 0.256-0.017 ppm بمعدل 0.129 ppm ، وفي مقطع كيمو 0.091-0.030 ppm بمعدل 0.052 ppm .

3-2-4 العناصر الأرضية النادرة REE (Rare Earth Elements)

يطلق على هذه العناصر باللانثانيدات (Lanthanides) في الجدول الدوري نسبة إلى اسم أول عنصر فيها وهو اللانثانوم (Lanthanum) ، وتشتمل على 15 عنصراً وتمتلك أنصاف أقطار تتراوح من 1.03 Å (عنصر اللانثانوم La^{+3}) إلى 0.86 Å (عنصر اللوتيتيوم Lu^{+3}) (جدول 2-4) ، ويمكن تقسيمها على مجموعتين تمثل الأولى العناصر الأرضية النادرة الخفيفة (LREE) ذات الأعداد الذرية الواطئة وتمثل الثانية العناصر الأرضية النادرة الثقيلة (HREE) ذات الأعداد الذرية العالية ، وتتشابه هذه العناصر في الخواص الفيزيائية والكيميائية كما تتشابه بتوزيع الإلكترونات في المدارات الخارجية لها مما يعني تواجدها معاً في البيئة الطبيعية وصعوبة الفصل بينها في المختبر . عموماً تتواجد عناصر هذه المجموعة بحالة أكسدة ثلاثية التكافؤ ، لكن ممكن لليوربيوم أن يتواجد بحالتين الثنائي التكافؤ (Eu^{2+}) والثلاثي التكافؤ (Eu^{3+}) ، وكذلك السيريوم (Ce^{3+}) الذي من الممكن تواجده بتكافؤ رباعي (Ce^{4+}) تحت الظروف عالية الأكسدة .

من بين جميع العناصر تبقى صفة عدم التوافق (Incompatibility) في هذه المجموعة هي الأقوى بسبب شحنتها العالية وإنصاف أقطارها الكبيرة إذ لا تمتلك القدرة على

الإحلال محل العناصر الأساسية في المعادن السائدة في الصخور النارية ، وذلك وخلال عملية التبلور التجزئي للصهير تبقى العناصر الأرضية النادرة في السوائل المتبقية إلى مراحل متأخرة مع إمكانية محدودة للإحلال محل العناصر الليثوفيلية ، وفي النهاية ومع زيادة تركيزها إلى الحد الكافي تندمج هذه العناصر في المعادن الإضافية مثل المونازيت (Monazite) والزينوفايم (Xenotime) والالانيت (Allanite) والاباتيت (Apatite). وبالرغم من ندرة هذه العناصر فإن لدراستها أهمية كبيرة في المجال النشوئي (Petrogenesis) للصخور النارية وللتعرف على مصدر الصهير . وتظهر قيم العناصر الأرضية النادرة للدراسة الحالية في الجدول (4-1) ، وسيتم التركيز عليها في الفقرة 4-7 من حيث محتواها في نماذج مقاطع الدراسة الحالية ومن حيث تفسير المخطط الخاص بها .

جدول (4-2) : توزيع العناصر الأرضية النادرة وصفاتها .

Type	Name	Symbol & Charge	Radius	Atomic Number
LREE	Lanthanum	La ⁺³	1.03	57
	Cerium	Ce ⁺³	1.01	58
	Praseodymium	Pr ⁺³	0.99	59
	Neodymium	Nd ⁺³	0.98	60
	Promethium	Pm ⁺³	0.97	61
	Samarium	Sm ⁺³	0.96	62
HREE	Europium	Eu ⁺³	0.95	63
		Eu ⁺²	1.17	
	Gadolinium	Gd ⁺³	0.94	64
	Terbium	Tb ⁺³	0.92	65
	Dysprosium	Dy ⁺³	0.91	66
	Holmium	Ho ⁺³	0.90	67
	Erbium	Er ⁺³	0.89	68
	Thulium	Tm ⁺³	0.88	69
	Ytterbium	Yb ⁺³	0.87	70
Lutetium	Lu ⁺³	0.86	71	

3-4 نوعية الصخور Rock Types

جرى استعمال مخططات الفرز (Discrimination Diagrams) التي وضعت من قبل ونجيستر وفلويد (Winchester & Floyd, 1977) وبيرس (Pearce, 1996) في تحديد نوعية الصخور . وفي معظم هذه المخططات اعتمدت العناصر التي لا تتأثر أو الأقل تأثراً

بعمليات التغيير والتحول والتي تتمثل بالعناصر الغير متحركة (Immobile Elements) وتشمل عناصر الزركونيوم واليثيريوم والتيتانيوم والكالسيوم والنايوبيوم (Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1977; Pearce, 1996), إذ ان التغييرات في تركيز هذه العناصر تعكس الاختلافات بنوعية الصخور النارية المتعرضة لعملية التبلور التجزئي (Fractional Crystallization) لمجاميع الصحارة القلوية وتحت القلوية وتعكس الخصائص الكيميائية الأولية لها. وهذه المخططات هي:

1-3-4 مخطط Zr/TiO₂ - Nb/Y

وضع هذا المخطط من قبل ونجيستر وفلويد (Winchester & Floyd, 1977) إذ تعد النسبة Nb/Y (جدول 3-4) مؤشراً على درجة القلوية (Alkalinity) وان قيمتها التي تساوي 0.67 تمثل الحد الفاصل ما بين الصهير تحت القلوي الثولبيتي والصحير القلوي، وان نقصان هذه النسبة عن هذا الحد يعكس الطبيعة تحت القلوية (الثولبيتي) للصخور. اما النسبة Zr/TiO₂ (جدول 3-4) فهي تعد مقياساً لدرجة التفاضل الصهيري (Fractionation) لصخور الجبة وان التناقص في هذه النسبة يعكس التناقص في عنصر الزركونيوم المميز لصخور السلسلة تحت القلوية. ويظهر في هذا المخطط (شكل 4-15) ان معظم صخور الدراسة الحالية تقع في حقل البازلت تحت القلوي (Subalkaline Basalt) مع وقوع نموذجين في الحد الفاصل مع حقل البازلت الانديسيتي (Basaltic Andesite)، كما يتبين أن صخور مقطع كيمو تمتلك التباين الأكبر في النسبة Nb/Y تليها صخور مقطع وراز في حين كانت صخور مقطع كزارو ذات التباين الأقل بهذه النسبة.

2-3-4 مخطط Zr/TiO₂ - Ga

وضع كذلك من قبل الباحثين نفسها وتم فيه استخدام عنصر الكالسيوم (Ga) مع النسبة Zr/TiO₂. ويعد عنصر الكالسيوم عنصراً غير متحرك أثناء عمليات التغيير والتحول باستثناء مناطق التحول الشديد إذ تبين انه عند تسقيط نماذج الصخور البركانية غير المتغيرة (Fresh) والمتغيرة (Altered) في موقع حدبة وسط المحيط الأطلسي (Mid Atlantic Ridge) فان كل النماذج تسقط في الموقع نفسه في هذا المخطط مما يدل على الحركة القليلة لعنصر الكالسيوم (Winchester & Floyd, 1977). يظهر في هذا المخطط (شكل 4-16) ان كل نماذج الدراسة الحالية تقع في حقل البازلت تحت القلوي كذلك وأن التغيير في محتوى الكالسيوم كبير مقارنة مع التغيير المحدود في النسبة Zr/TiO₂، وفي هذا الصدد يتضح أن العلاقة

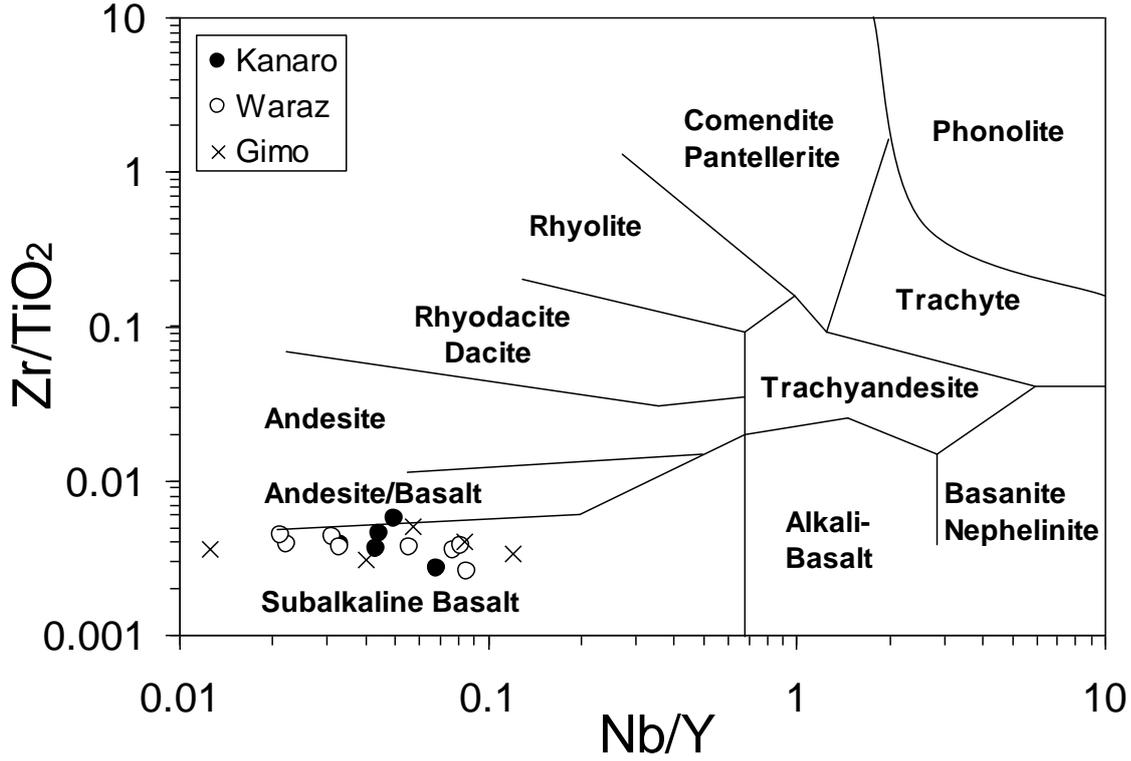
جدول (3-4) : نسب العناصر المعتمدة في الدراسة الحالية .

Ratio Sample	Zr/P ₂ O ₅	Zr/TiO ₂	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	Zr/Al ₂ O ₃ (×10 ⁻³)	P ₂ O ₅ /Al ₂ O ₃	Nb/Y	Rb/Sr	Zr/Ti	Ti/Cr
SM1	0.057	0.0036	16.582	2.142	0.0037	0.044	0.000	0.0059	600
SM8	0.056	0.0039	32.829	1.202	0.0021	0.033	0.010	0.0066	38.50
SM9	0.032	0.0045	30.206	1.485	0.0047	0.044	0.008	0.0075	13.94
SM11	0.063	0.0027	13.996	1.953	0.0031	0.068	0.002	0.0046	254.4
SM12	0.063	0.0056	35.947	1.549	0.0025	0.050	0.029	0.0093	16.00
SW2	0.047	0.0039	54.605	0.723	0.0015	0.022	0.016	0.0066	1.66
SW5	0.050	0.0035	58.330	0.601	0.0012	0.078	0.012	0.0059	2.48
SW6	0.042	0.0038	53.688	0.708	0.0017	0.082	0.037	0.0063	4.60
SW7	0.053	0.0037	51.306	0.727	0.0014	0.056	0.053	0.0062	2.62
SW8	0.060	0.0026	51.948	0.500	0.0008	0.086	0.006	0.0043	2.27
SW11	0.024	0.0043	63.750	0.676	0.0028	0.031	0.000	0.0072	66.24
SW12	0.036	0.0037	37.702	0.972	0.0027	0.033	0.048	0.0061	106.6
SW15	0.065	0.0044	49.831	0.881	0.0014	0.021	0.026	0.0073	3.11
SW20	0.046	0.0039	39.112	1.009	0.0022	0.000	0.056	0.0066	1.75
GS2	0.075	0.0034	79.322	0.427	0.0006	0.120	0.032	0.0057	7.42
GS6	0.048	0.0036	56.143	0.636	0.0013	0.013	0.006	0.0060	6.26
GS9	0.067	0.0051	39.403	1.298	0.0019	0.057	0.033	0.0085	5.08
GS10	0.058	0.0040	41.073	0.963	0.0017	0.083	0.000	0.0066	0.73
GS11	0.060	0.0031	50.552	0.614	0.0010	0.040	0.030	0.0052	9.35

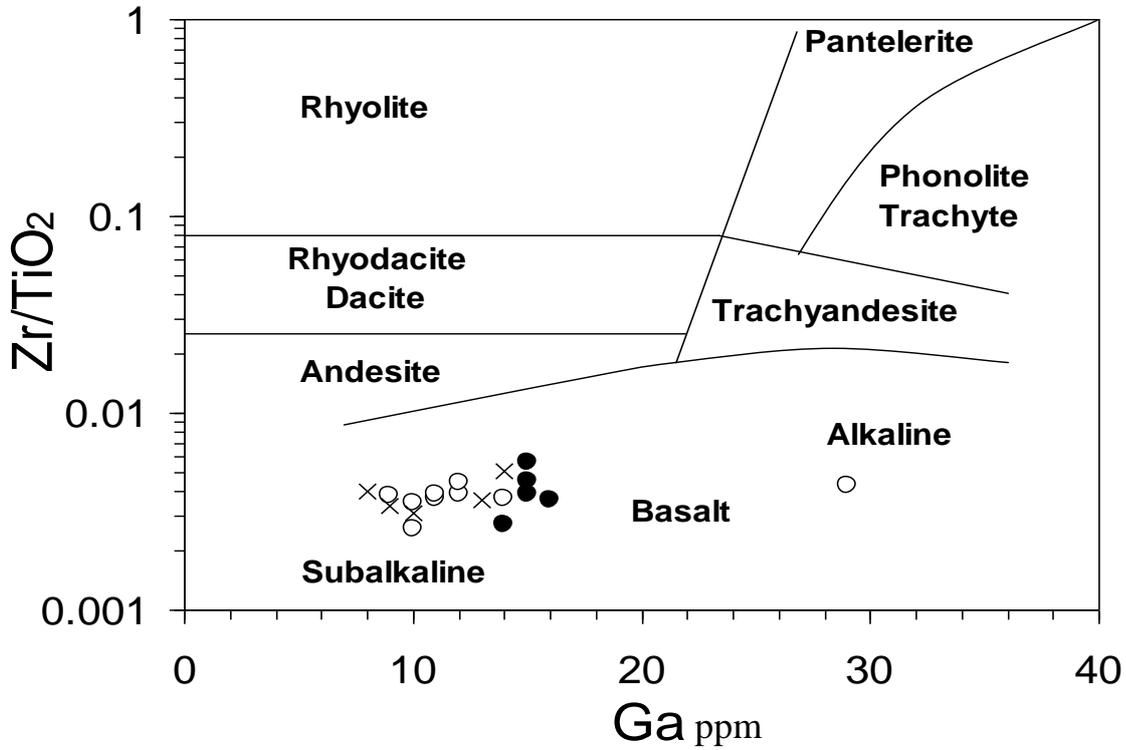
جدول (3-4) تكملة .

Ratio Sample	Ti/V	Zr/Y	Cr/Ni	Ba/Th	Ba/La	La/Yb	(La/Yb) _{cn}	(La/Sm) _{cn}	(Eu/Eu*)
SM1	13.05	1.391	1.286	-	-	-	-	-	-
SM8	9.36	1.200	1.690	-	-	-	-	-	-
SM9	10.55	1.333	3.026	165.65	35.87	0.699	0.501	0.699	0.680
SM11	13.74	1.526	1.136	21.18	5.09	0.782	0.561	0.799	0.654
SM12	9.68	1.563	2.667	-	-	-	-	-	-
SW2	4.19	1.000	5.138	244.38	74.29	0.836	0.599	1.189	0.513
SW5	5.01	0.889	6.802	-	-	-	-	-	-
SW6	5.19	0.909	4.183	372.12	108.61	0.621	0.446	1.038	0.482
SW7	5.62	1.111	8.297	-	-	-	-	-	-
SW8	4.71	0.857	6.278	490.06	88.39	1.041	0.747	1.695	0.599
SW11	3.86	0.625	0.447	-	-	-	-	-	-
SW12	7.64	1.000	0.460	-	-	-	-	-	-
SW15	6.00	0.929	4.050	396.13	80.79	0.860	0.617	0.772	0.626
SW20	7.21	1.091	3.553	-	-	-	-	-	-
GS2	4.35	1.200	1.375	121.89	50.48	1.088	0.780	0.990	0.953
GS6	7.74	1.250	2.310	78.66	21.10	0.780	0.559	0.782	0.960
GS9	7.13	1.286	2.986	-	-	-	-	-	-
GS10	4.55	1.167	4.792	-	-	-	-	-	-
GS11	5.72	0.900	2.241	60.36	24.10	0.705	0.506	0.880	0.703

Eu* : يمثل (Gd_N/2 + Sm_N) إذ ان N تعني المعايرة للعناصر نسبة إلى صخور الكونديريت .



شكل (4-15) : مخطط ($Zr/TiO_2 - Nb/Y$) لتحديد نوعية الصخور ، عن وينجستر وفلويد (Winchester & Floyd, 1977) .

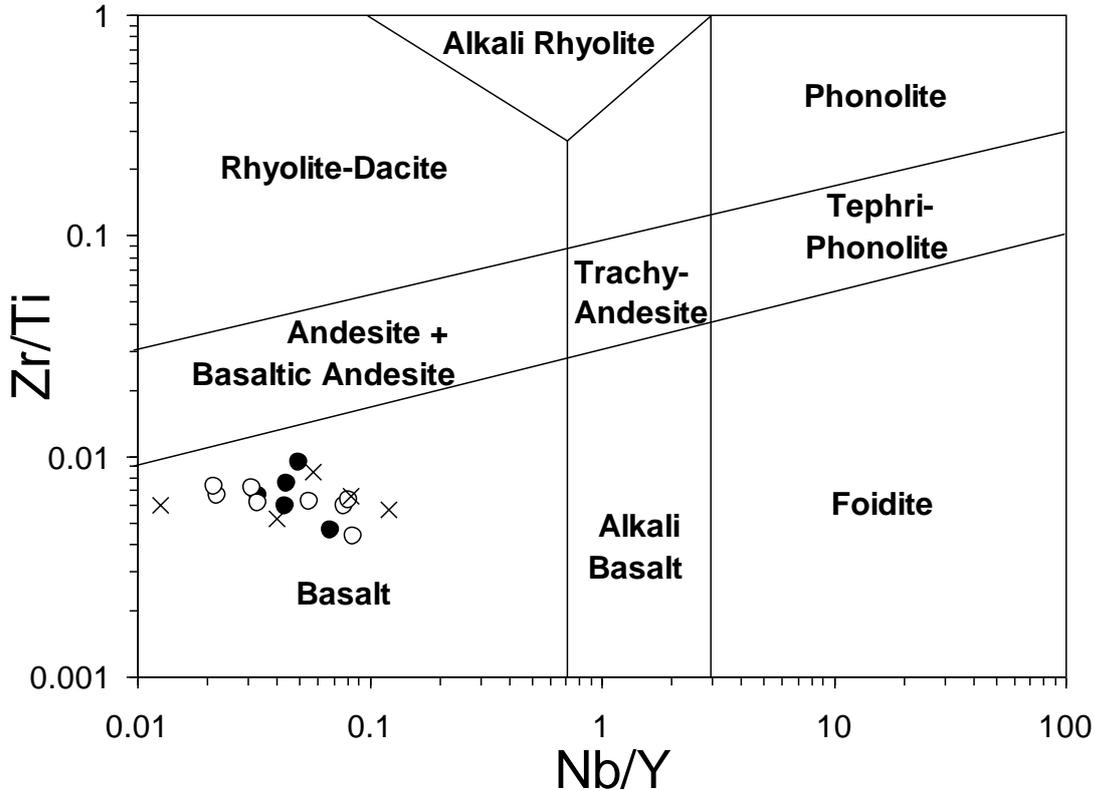


شكل (4-16) : مخطط ($Zr/TiO_2 - Ga$) لتحديد نوعية الصخور ، عن وينجستر وفلويد (Winchester & Floyd, 1977) .

تكون محدودة التباين في مقطع كنفارو بينما يكون التباين اكبر في نماذج ورازو وكيمو. ويلاحظ أن نموذجاً واحداً من مقطع ورازو يمثل صخرة الالبيدوسايت (Epidosite) ذات التغير الشديد يقع خارج الحقل السابق اذ يظهر له محتوى عالٍ من عنصر الكالسيوم ، وقد تبين أن هناك حركة للعديد من العناصر في صخور الالبيدوسايت التي تمثل انطقة تصريف (Discharge Zones) في المناطق التي يحصل فيها تغير حرماي وكما هو ملاحظ في معقد اوفيوالايت بندوس (Pindos) (Valasmi-Jones & Cann, 1994) وكذلك في صخور الدراسة الحالية .

3-3-4 مخطط Zr/Ti - Nb/Y

وضع من قبل بيرس (Pearce, 1996) وهو مخطط حديث لا يختلف كثيراً عن المخطط السابق (Zr/TiO₂ - Nb/Y) ، ويلاحظ فيه أن جميع النماذج تقع في حقل البازلت (شكل 4-17) ، وان التغير يكون كبير في النسبة Nb/Y (خاصة في نماذج ورازو وكيمو) مقابل تغير اقل في النسبة Zr/Ti (جدول 3-4) .



شكل (4-17) : مخطط (Zr/Ti - Nb/Y) لتحديد نوعية الصخور ، عن بيرس (Pearce, 1996) .

4-4 نوعية الصهير Magma Type

بما أن الصخور البركانية الحالية قد تعرضت إلى عمليات التحول والتغير التي أدت إلى تكوين معادن ثانوية وبدرجات مختلفة ، فإنه يفضل الاعتماد على العناصر غير المتأثرة بدرجة كبيرة بهذه العمليات . وقد تم تحديد نوعية الصهير بواسطة المخططات الآتية:

1-4-4 مخطط $TiO_2 - Zr/P_2O_5$

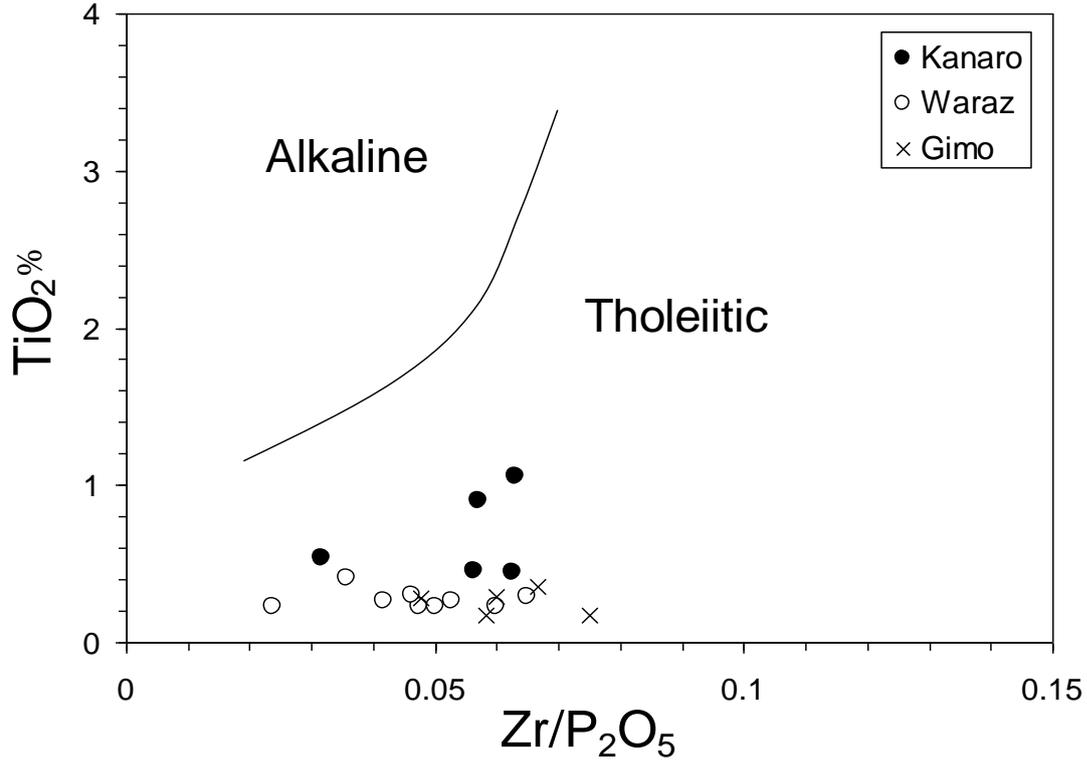
وضع هذا المخطط من قبل ونجيستر وفلويد (Winchester & Floyd, 1976)، ويظهر فيه ان كل صخور مقاطع كنارو وواراز وكيمو تقع ضمن حقل الثولييايت (Tholeiitic) وكما مبين في الشكل (4-18) .

2-4-4 مخطط $Nb/Y - Zr/P_2O_5$

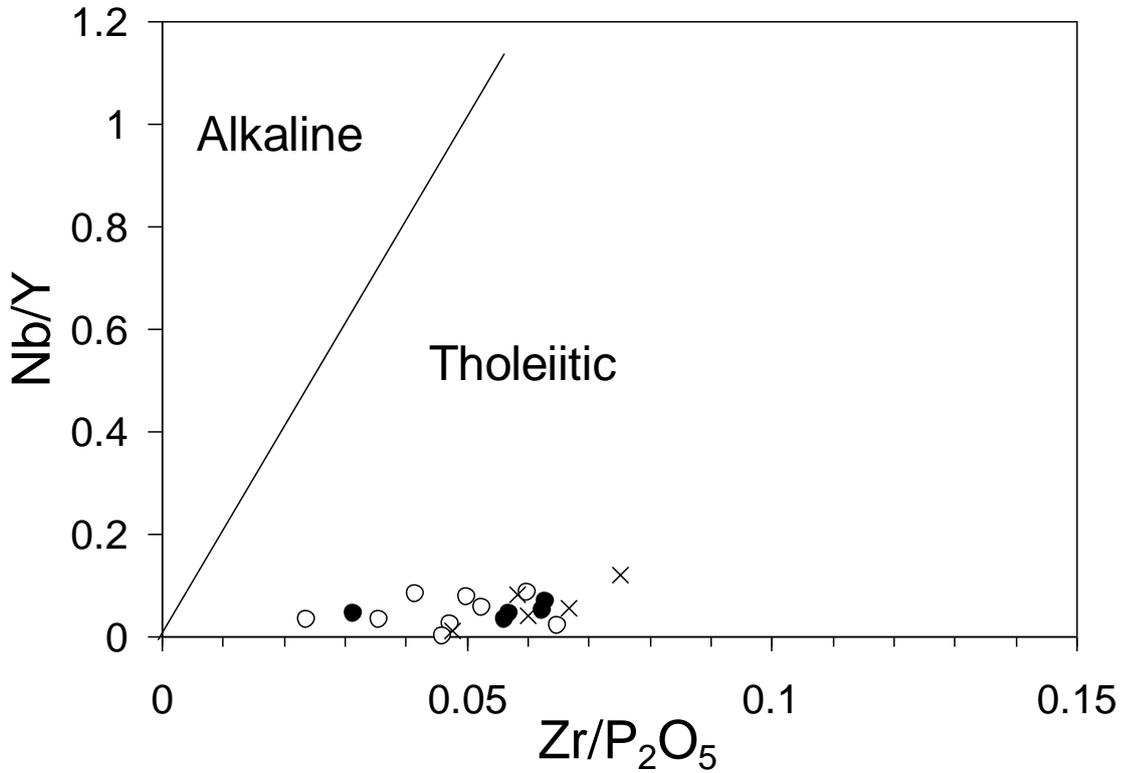
وضع من قبل الباحثين نفسهما ويظهر فيه كذلك أن كل صخور المقاطع الثلاثة تقع في حقل الثولييايت (شكل 4-19) . يلاحظ في هذا المخطط والمخطط الذي سبقه ان النسبة Zr/P_2O_5 تتغير بدرجة ملحوظة مقارنة مع تغير محدود في اوكسيد التيتانيوم واقل من ذلك في النسبة Nb/Y .

كما يعد احتواء الصخور على محتوى واطى من اوكسيد البوتاسيوم واوكسيد التيتانيوم وعنصر الزركونيوم والعناصر الغير متوافقة (Incompatible Elements) والنسبة العالية من $(8 < Y/Nb)$ والنسبة الواطئة $(0.04 > Rb/Sr)$ صفات مميزة للصخور الثولييتية (Le Masurier *et al.*, 1990 ; Pearce & Cann, 1973) .

كما تشير النسبة $(La/Yb)_{cn} = 0.45 - 0.78$ (جدول 3-4) (إذ أن cn تعني المعايرة على أساس قيم العناصر في صخور الكوندرائيت) إلى كون الصخور ثولييتية إذ تبين انه كلما كانت هذه النسبة تساوي أو قريبة من 1 فهي تدل على أن الصخور ثولييتية ، أما إذا بلغت هذه النسبة 10-12 فهي تدل على أن الصخور قلوية كلسية (Iacumin *et al.*, 2001). وتتوافق الصفة الثولييتية لهذه الصخور مع ما ذكره باحثين سابقين (السعدي، 1990 ; زكريا، 1992) إذ تعد هذه الصفة مميزة للصخور التابعة للمراحل الأولية لبيئة الجزر القوسية (Initial Stage Island Arc) في معقدات الاوفيولايت (Miyashiro, 1974) .



شكل (4-18) : مخطط ($TiO_2 - Zr/P_2O_5$) لتحديد نوعية الصهير ، عن ونجيسثير وفلويد (Winchester & Floyd, 1976) .



شكل (4-19) : مخطط ($Nb/Y - Zr/P_2O_5$) لتحديد نوعية الصهير ، عن ونجيسثير وفلويد (Winchester & Floyd, 1976) .

5-4 الصلة التكتونية Tectonic Affinity

من الضروري قبل التعرف على الصلة التكتونية للصخور البركانية في مقاطع كنارو وواراز وكيمو إعطاء عرض سريع للبيئات التكتونية وذلك لغرض تسهيل التعرف على المخططات التكتونية اللاحقة والصخور التابعة لها وتسمياتها .

يتكون الصهير البازلتي في مناطق مختلفة من الصفائح التكتونية (Tectonic Plates) التي تكون القشرة الأرضية ، لذلك صنفت الصخور البركانية إلى أربع بيئات تكتونية (Pearce & Cann, 1973) (شكل 4-20) وكما يأتي :

1- صخور بازلت حلبة وسط المحيط (Mid Oceanic Ridge Basalt) MORB :

وتتكون في مناطق تباعد حافات الصفيح (Diverging Plate Margins) .

2- صخور بازلت القوس البركاني (Volcanic Arc Basalt) VAB : وتتكون في

مناطق تقارب حافات الصفيح (Converging Plate Margins) .

3- صخور بازلت جزر المحيط (Oceanic Island Basalt) OIB : وتتكون في القشرة

المحيطية ضمن الصفيح .

4- صخور البازلت القاري (Continental Basalt) CB : وتتكون في القشرة القارية

ضمن الصفيح .

ولغرض تحديد البيئة التكتونية للصخور الحالية في المقاطع الثلاثة تم استعمال

مخططات تكتونية عدة وكما يأتي :

1-5-4 مخطط Ti - Cr

وُضع هذا المخطط من قبل بيرس (Pearce , 1975) وهو يمثل علاقة ما بين

عنصرين احدهما متوافق مع الصلب (Compatible) وهو الكروميوم (Cr) والآخر عنصر

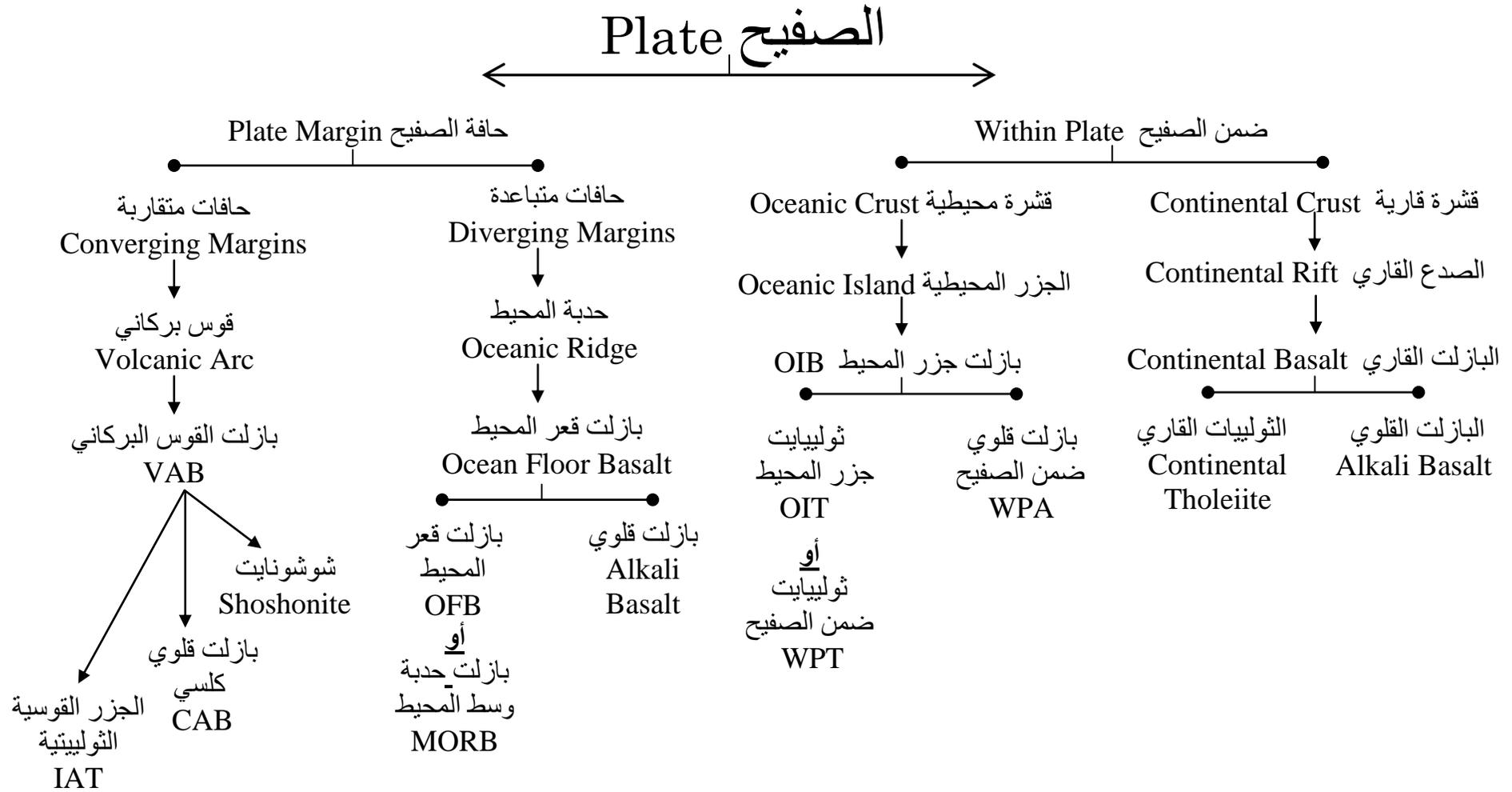
غير متوافق مع الصلب (Incompatible) وهو التيتانيوم (Ti) ، ويفصل بصورة رئيسة ما بين

بيئتي الجزر القوسية الثولييتية (IAT) وبيئة حلبة وسط المحيط (MORB) . يتضح في

هذا المخطط (شكل 4-21) ان الصخور الحالية تقع وبشكل كامل في حقل الجزر القوسية

الثولييتية او حقل اوفيولايت فوق نطاق الغوران (Supra-Subduction Zone Ophiolite)

برمز SSZ وفق التصنيف الحديث لبيرس (Pearce, 2003) .



شكل (4-20) : مخطط توضيحي لتصنيف البازلت تكتونياً ، محور عن بيرس وكان (Pearce & Cann ,1973) .

Nb – Y مخطط 2-5-4

وضع هذا المخطط من قبل جان واخرون (Jahn *et al.*, 1977) إذ استعملوا فيه عنصرين مستقرين هما اليتيريوم (Y) والنايوبيوم (Nb) ، ويفصل هذا المخطط كذلك بين صخور بازلت الجزر القوسية وبازلت حلبة وسط المحيط . ويظهر فيه ان صخور كنارو وواراز وكيمو تقع ضمن بازلت الجزر القوسية وكما مبين في الشكل (4-22) .

Ti – Zr مخطط 3-5-4

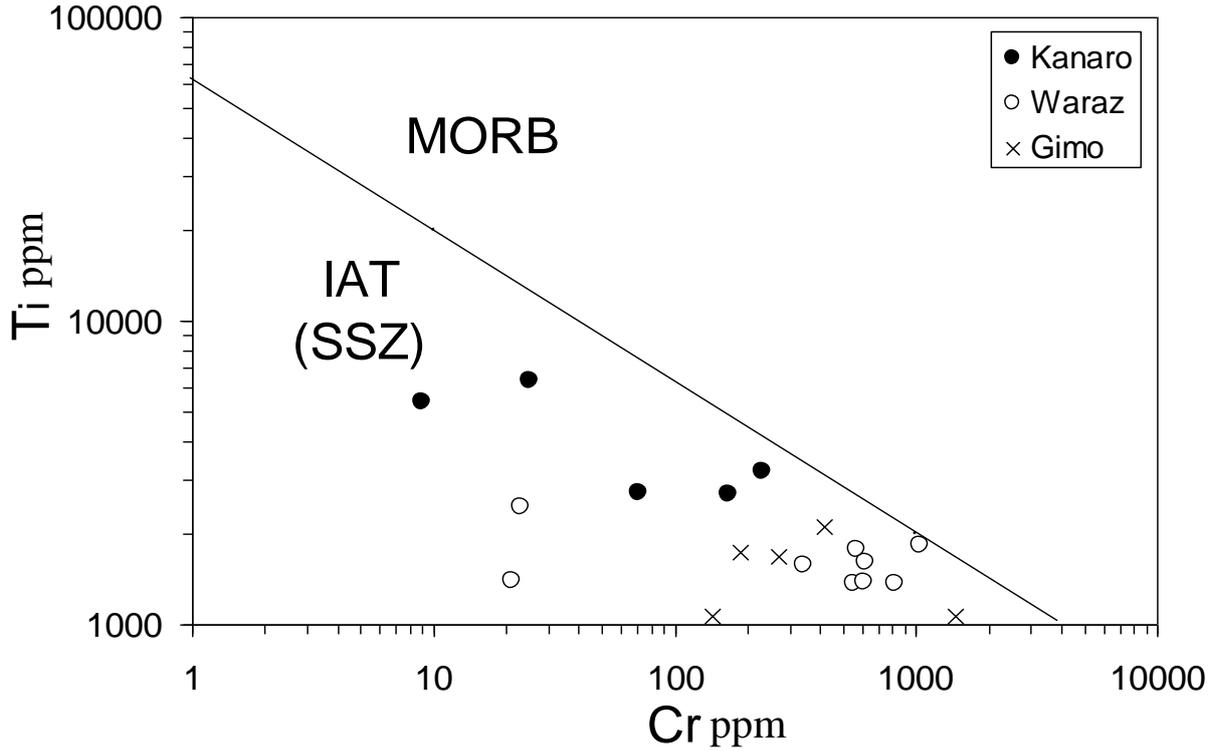
وضع من قبل بيرس وكان (Pearce & Cann, 1973) ويحتوي على تقسيمات تكتونية عدة تتضمن صخور بازلت حلبة وسط المحيط (MORB) ذات التركيز العالي من عنصري الزركونيوم والتيتانيوم ، وصخور البازلت القلوي الكلسي (CAB) التي تمتلك تركيزاً عالياً من عنصر الزركونيوم مع زيادة طفيفة في تركيز عنصر التيتانيوم ، في حين تمتاز صخور الجزر القوسية الثوليبينية (IAT) باحتوائها على تراكيز واطئة من هذين العنصرين وكما مبين في الشكل (4-23) . تقع كل الصخور الحالية في هذا المخطط ضمن حقل الجزر القوسية الثوليبينية ، وبالتحديد صخور مقطع كنارو بينما تقع صخور مقطعي وراز وكيمو إلى الأسفل من هذا الحقل وهي بذلك تشابه صخور البونينايت (Boninite) في العديد من معقدات الاوفيولايت كما هو الحال في تلك الموجودة في الصين (Zhang *et al.*, 2003) .

Ti/Cr – Ni مخطط 4-5-4

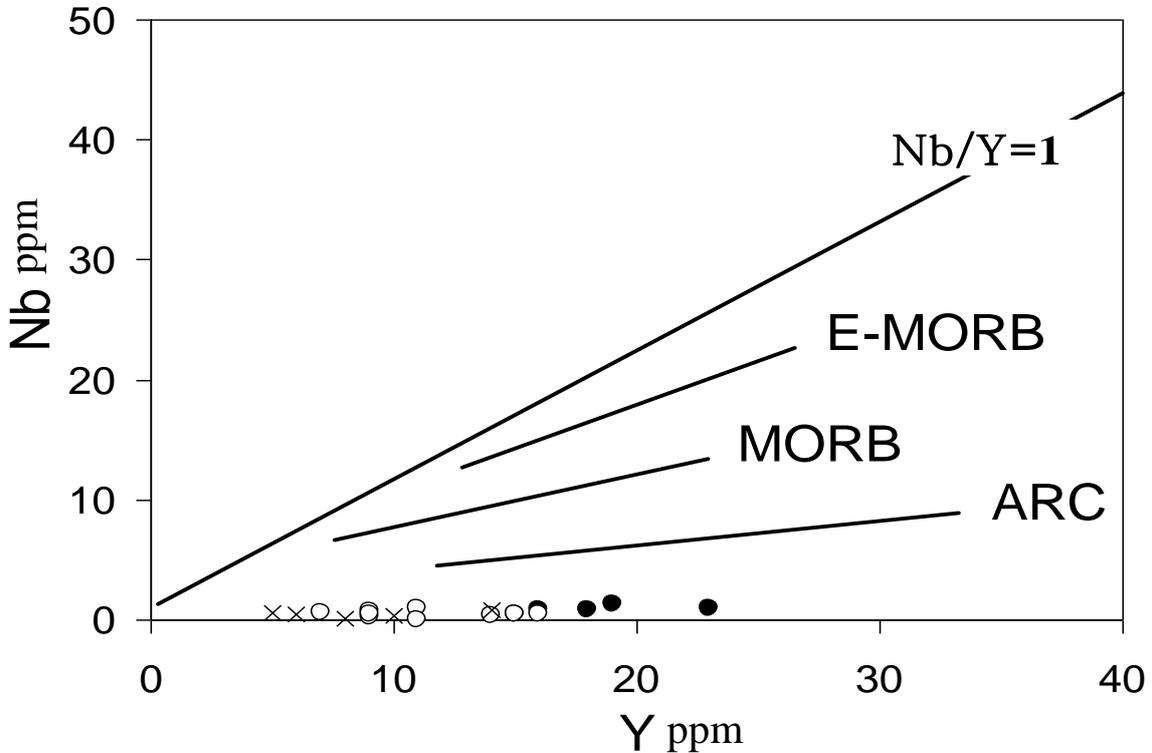
وضع من قبل بيكالوفا وآخرون (Beccaluva *et al.*, 1983) ويفصل ما بين بيئة الجزر القوسية التي تشمل كل من الجزر القوسية الثوليبينية والبازلت الواطئ جدا بالتيتانيوم والبونينايت وما بين بيئة بازلت حلبة وسط المحيط (MORB) . وتقع صخور مقطع كنارو في هذا المخطط (شكل 4-24) في حقل الجزر القوسية الثوليبينية اما صخور وراز وكيمو فتقع في حقل البازلت الواطئ جدا بالتيتانيوم والبونينايت مع شذوذ نموذجين أحدهما ضمن بازلت حلبة وسط المحيط والآخر في الحد الفاصل بين الأخير وبازلت الجزر القوسية .

TiO₂ – MgO مخطط 5-5-4

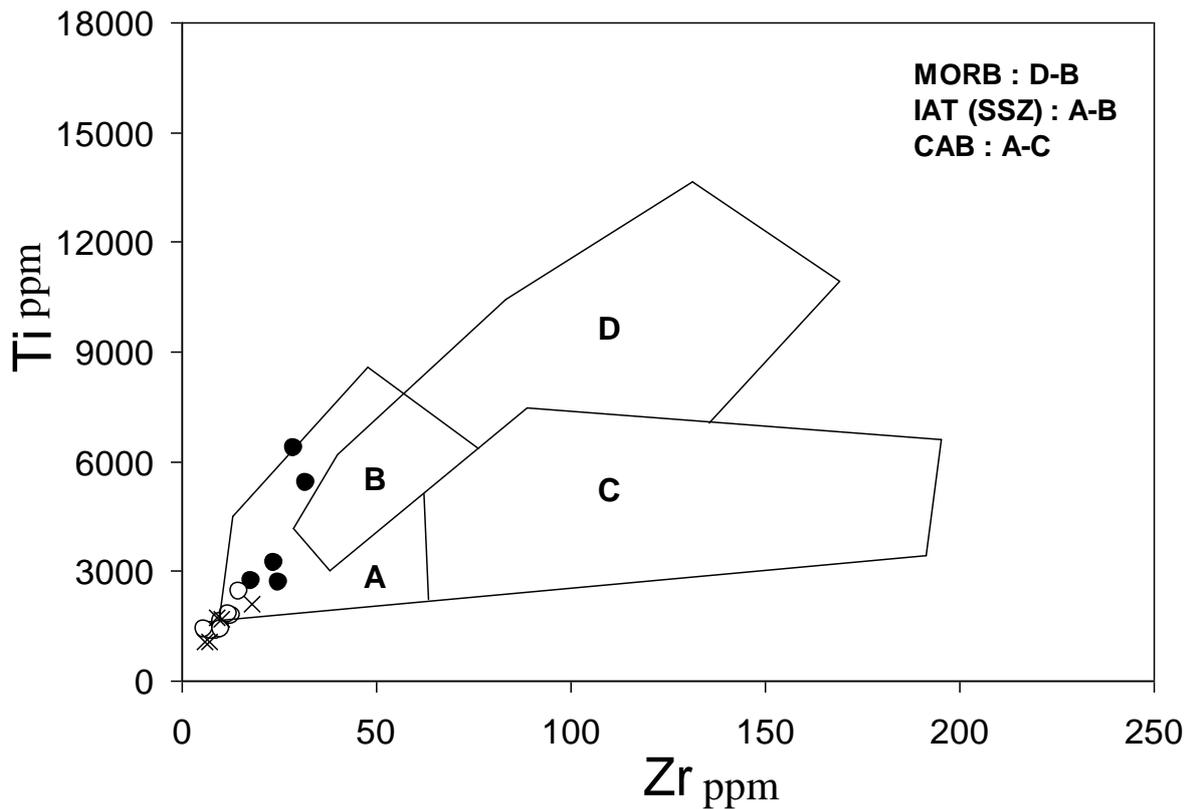
وضع هذا المخطط من قبل لورينت وهيرت (Laurent & Hebert, 1989) لتصنيف الصخور على وفق محتواها من هذين الاوكسيدين . ووفق هذا المخطط فان صخور



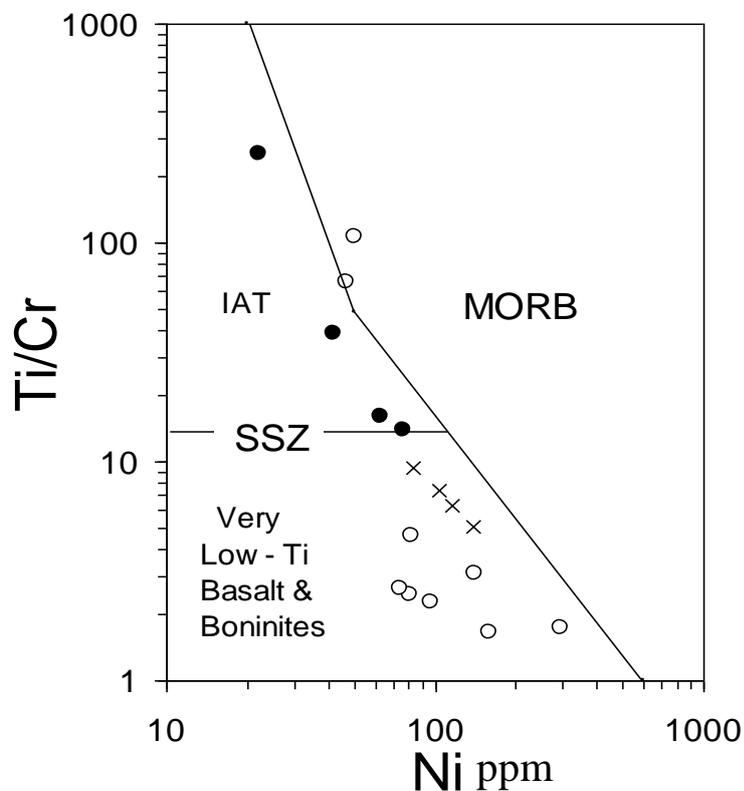
شكل (4-21) : مخطط (Ti - Cr) لتحديد الصلة التكتونية، عن بيرس (Pearce, 1975). إذ يمثل MORB بازلت حدية وسط المحيط، ويمثل IAT الجزر القوسية الثوليتية، والتسمية SSZ في كل المخططات تمثل أوفيولايت فوق نطاق الغوران عن بيرس (Pearce, 2003).



شكل (4-22) : مخطط (Nb - Y) لتحديد الصلة التكتونية، عن جان وآخرين (Jahn et al., 1977)، تعني (E) المغتني (Enriched).



شكل (4-23) : مخطط (Ti - Zr) ، عن بيرس وكان (Pearce & Cann, 1973) . يمثل CAB البازلت القلوي الكلسي (Calc-alkaline Basalt) .



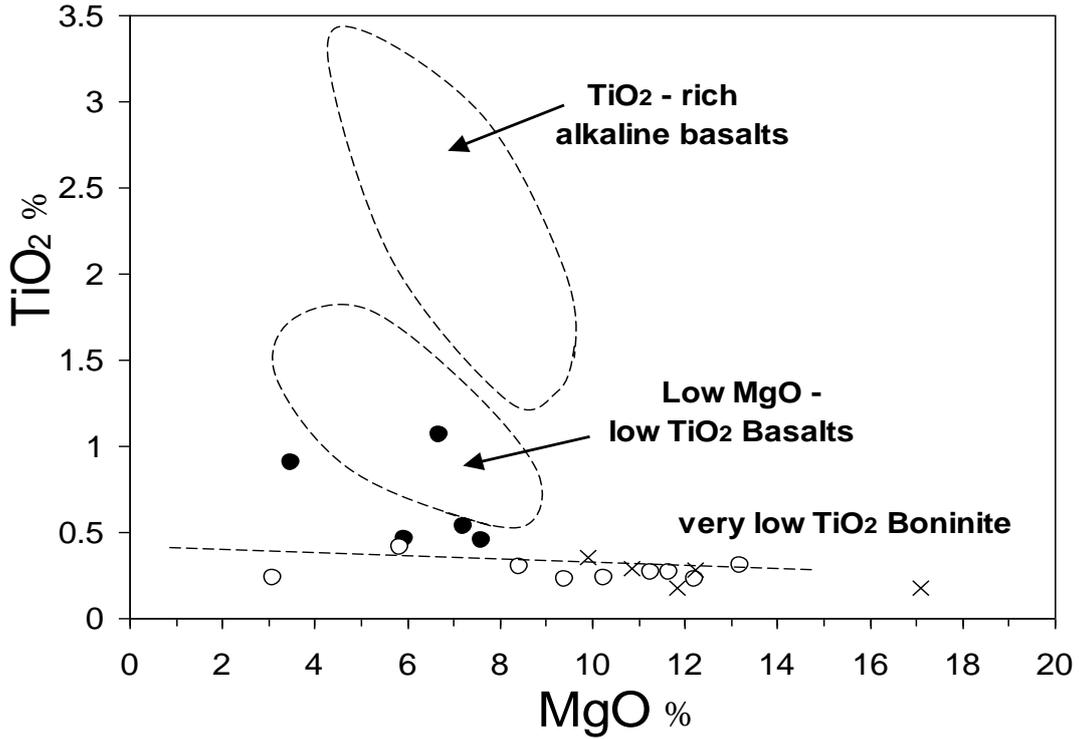
شكل (4-24) : مخطط (Ti/Cr - Ni) لتحديد الصلة التكتونية ، عن بيكالوفا وآخرون (Beccaluva et al., 1983) .

كل من وراز وكيمو قد وقعت ضمن بيئة البونينايت ذات محتوى التيتانيوم الواطئ جدا (Very Low TiO₂ Boninite) ، بينما وقعت صخور كزارو ما بين هذا الحقل والحقل الذي يعلوه أي البازلت ذي المحتوى الواطئ من المغنيسيوم والتيتانيوم (Low MgO – low TiO₂ Basalt) وكما مبين في الشكل (4-25) .

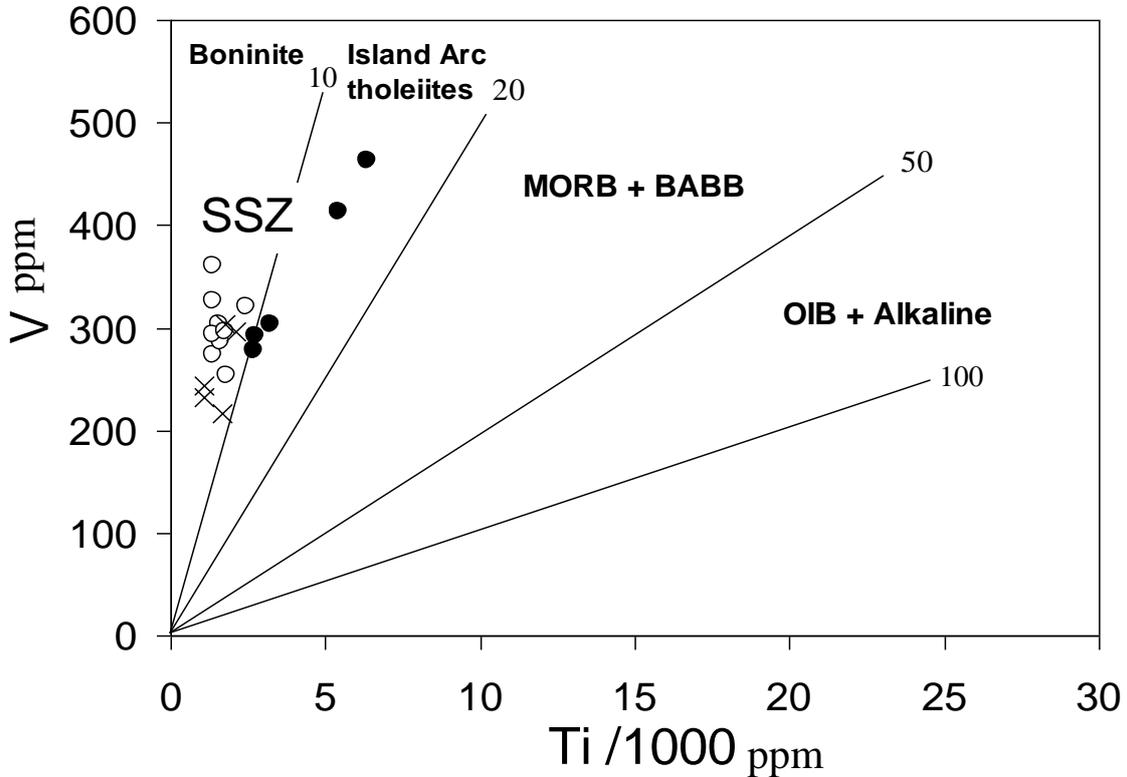
6-5-4 مخطط Ti – V

وضع هذا المخطط من قبل شيرفيس (Shervais, 1982) الذي استعمل فيه عنصري التيتانيوم (Ti) والفناديوم (V) اللذين يتصرفان بأسلوب غير متوافق خلال عمليات التحول ، اذ بينت العديد من الدراسات (Humphris & Thompson, 1978b ; Kerrich & Wyman, 1997 ; Weaver & Tarney, 1981) ان هذين العنصرين يكونان غير متحركين تقريبا حتى مديات التحول العالية ذات سحتي الامفيبوليت (Amphibolite) والكرانيوليت (Granulite) . ولهذا فان النسبة Ti/V سوف تبقى ثابتة بنفس القيمة تقريبا في الصخور المتحولة كما في الصخور غير المتحولة ، اذ يقع كلا النوعين في نفس البيئة التكتونية مما يدل على عدم تأثير التحول على سلوكية هذين العنصرين . كذلك ووفق مفهوم شيرفيس اذا كانت النسبة Ti/V قريبة من 20 فانها تدل على تبلور معادن الكلاينوبايروكسين والبلاجيوكليس ، اما اذا كانت اقل من 20 فانها تدل على تبلور معادن الاوليفين فضلا عن الكلاينوبايروكسين والبلاجيوكليس ، اما اذا كانت اكبر من 20 فهي تدل على تبلور معادن اكاسيد الحديد (الالمايت والمغنتايت) بصورة واسعة ، لذلك فان قلة هذه النسبة تشير إلى أن الصخور قد تكونت من مصدر جبي مستنزف وناضب .

يظهر في هذا المخطط أن نماذج مقطع كزارو تقع في الحقل ذات نسبة Ti/V اقل من 20 أي في بيئة الجزر القوسية الثوليبية بينما وقعت نماذج كل من مقطعي وراز وكيمو ضمن الحقل ذي النسبة الأقل من 10 أي في بيئة البونينايت (شكل 4-26) والاثنين يمثلان توكناً فوق نطاق الغوران (SSZ) ، وهذه تشابه وفقاً لشيرفيس صخور البونينايت التابعة لجزر الماريانا (Marianas Forearc) والجزء العلوي من معقد اوفيولايت ترودوس (Troodos) ومعقد اوفيولايت بابوا نيوجينيا (Papua-New Guinea) .



شكل (4-25) : مخطط (TiO₂ - MgO) لتحديد الصلة التكتونية ، عن لورينت وهيبيرت (Laurent & Hebert, 1989) .



شكل (4-26) : مخطط (Ti-V) لتحديد الصلة التكتونية ، عن شيرفيس (Shervais, 1982) . ويمثل BABB بازلت حوض مؤخرة الجزر القوسية (Backarc Basin Basalts) ، ويمثل OIB بازلت جزر المحيط (Ocean Island Basalt) .

7-5-4 مخطط $TiO_2 - Zr$

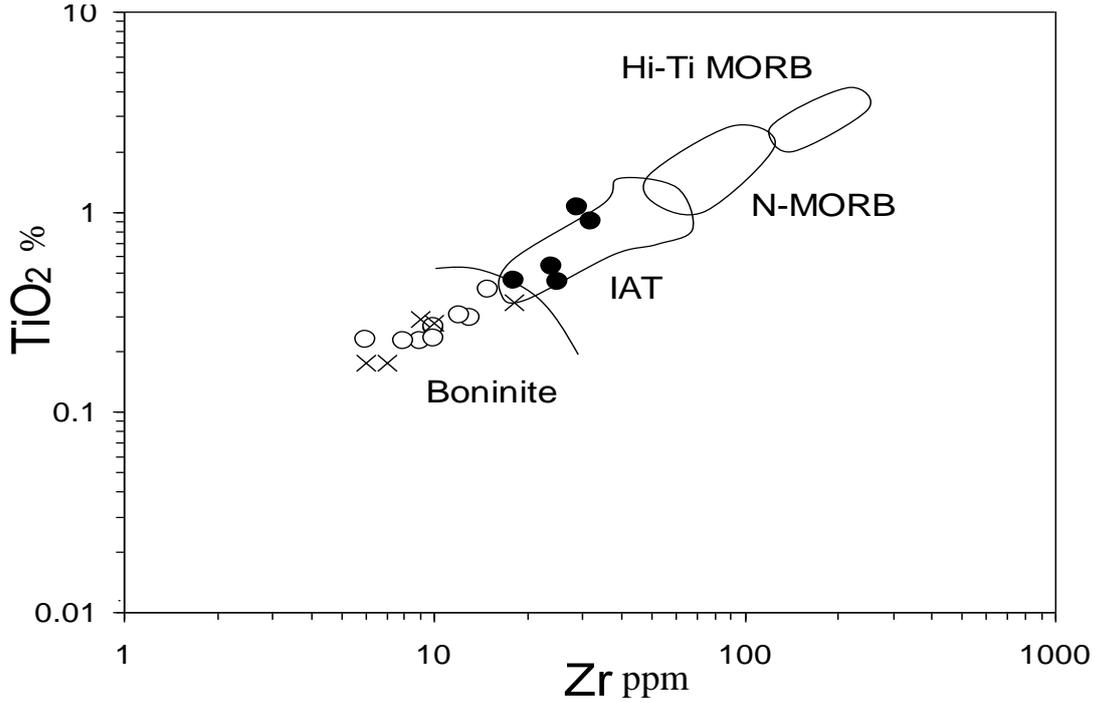
هو مخطط لوغارتمي وضع من قبل بي باير وآخرين (Pe-Piper *et al.*, 2004) والذي يتضمن تقسيمات لبيئات تكتونية متعددة هي بيئة البونينايت والجزر القوسية الثولييتية وبيئة بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي (N-MORB) وبيئة بازلت حلبة وسط المحيط ذات محتوى التيتانيوم العالي (Hi-Ti MORB). ومن الواضح في هذا المخطط ان صخور كنارو تقع في بيئة الجزر القوسية الثولييتية بينما تقع صخور وراز وكيمو ضمن بيئة البونينايت وكما هو واضح في الشكل (4-27).

8-5-4 مخطط $Cr - Y$

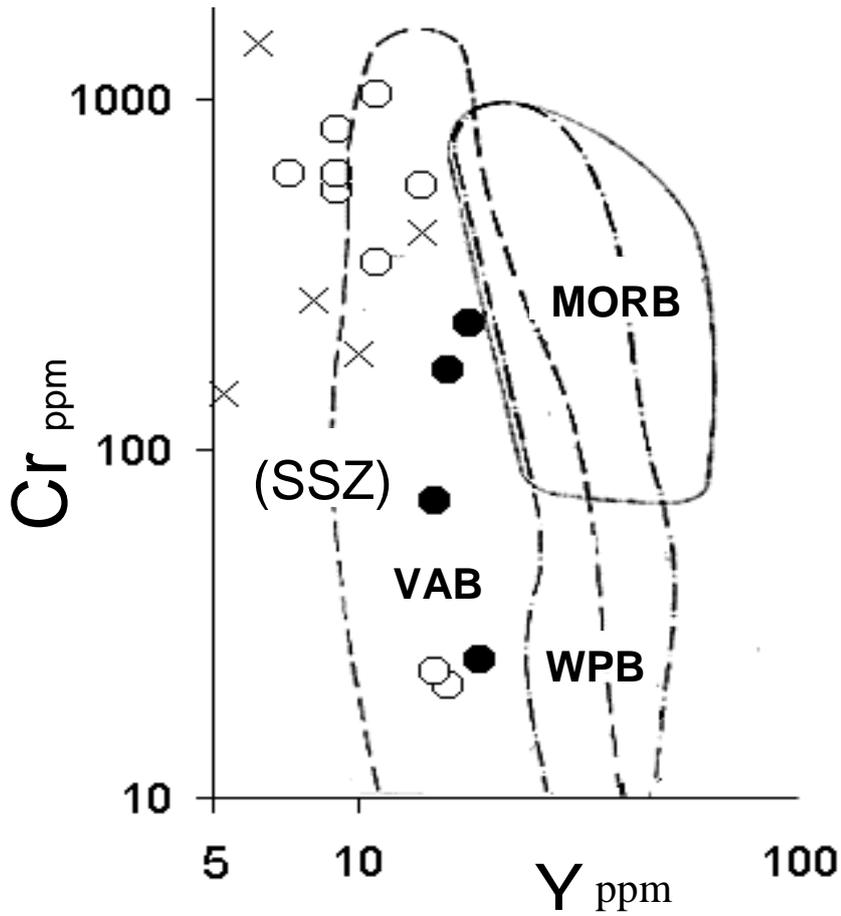
يمثل هذا المخطط علاقة بين عنصرين احدهما متوافق مع الصلب (Cr) والآخر غير متوافق مع الصلب (Y). وهذا المخطط يفصل ما بين صخور بازلت الجزر القوسية وبازلت حلبة وسط المحيط وبازلت ضمن الصفيح (شكل 4-28). ويتضح من هذا الشكل ان معظم النماذج تقع في حقل بازلت الجزر القوسية وإلى الجهة اليسرى منه، وهو الموقع الذي يمثل اوفيولايت فوق نطاق الغوران والذي تقع فيه الصخور التابعة لبيئة مقدمة الجزر القوسية (Forearc Basin) كما هي الحالة في حوض ماريانا (Mariana Forearc Basin) (Pearce *et al.*, 1984) وصخور البونينايت في معقد اوفيولايت عمان (Oman) (Pearce, 1982) وفي معقدي اوفيولايت فورينوس (Vourinos) وبندوس (Pindos) (Pearce *et al.*, 1984). وفي هذا السياق فقد اكد كروكيت واوشين (& Oshin, 1987) ولورينت وهيبيرت (Laurent & Hebert, 1989) انه اذا سقطت القيم في حقل بازلت الجزر القوسية او إلى الجهة اليسرى منه فهي تمثل حقل البونينايت التابع لبيئة مقدمة الجزر القوسية حيث تتميز الصخور فيها بمحتوى واطئ من عنصر اليتيريوم مقارنة مع قيمته في بيئة حلبة وسط المحيط.

9-5-4 مخطط $Al_2O_3 - TiO_2$

وضع هذا المخطط من قبل اركولوس واخرون (Arculus *et al.*, 1995). وهو يفصل بين بيئة الجزر القوسية وبيئة مقدمة الجزر القوسية (Forearc) وبيئة مؤخرة الجزر القوسية (Backarc) عن بيئة حلبة وسط المحيط، وقد لوحظ من الشكل (4-29) ان معظم نماذج الدراسة الحالية تمثل بيئة مقدمة الجزر القوسية.



شكل (4-27) : مخطط (TiO_2 - Zr) لتحديد الصلة التكتونية ، عن بي بايبر وآخرين (Pe-Piper et al., 2004) .



شكل (4-28) : مخطط (Cr - Y) لتحديد الصلة التكتونية ، عن بيرس (Pearce, 1980) .
يمثل VAB بازالت القوس البركاني ، WPB بازالت ضمن الصفيح .

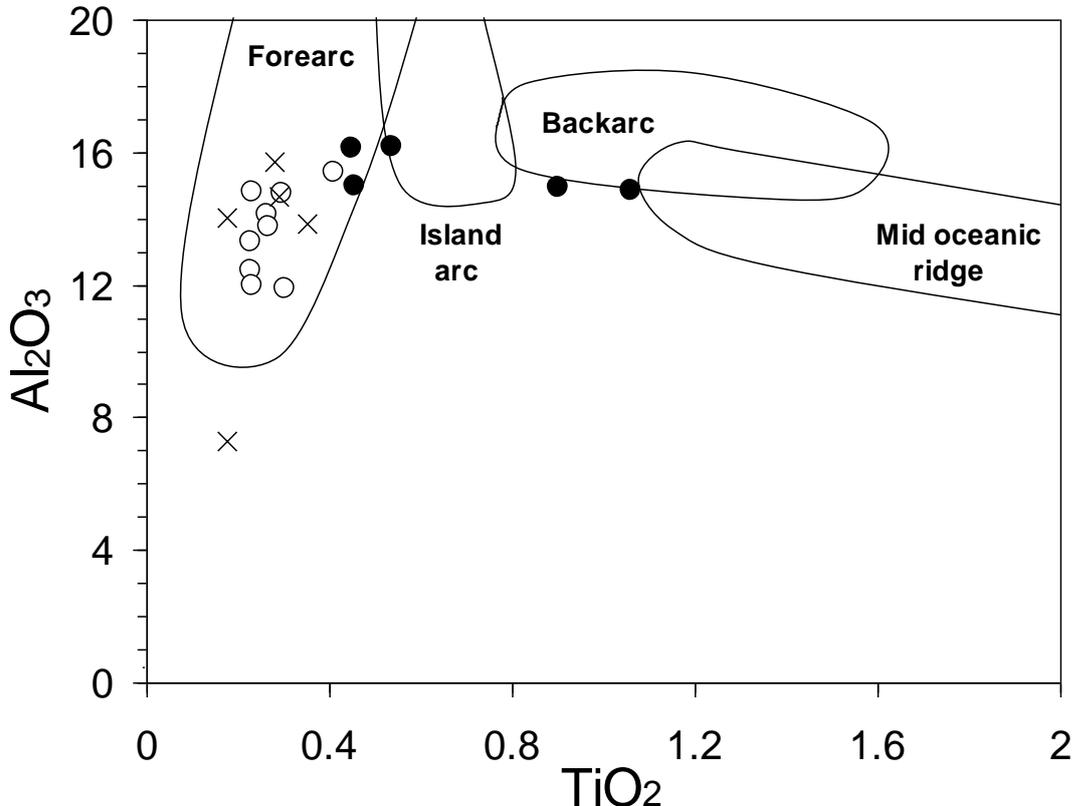
10-5-4 مخطط Zr – Ti/Zr

وضع هذا المخطط من قبل كامبل وآخرون (Gamble *et al.*, 1993) وهو يفصل بين بيئتين ضمن الجزر القوسية وهما بيئة مقدمة الجزر القوسية المتمثلة بقوس تونكا (Tonga arc) وبيئة مؤخرة الجزر القوسية المتمثلة بحوض لاو (Lau basin). ووفق هذا المخطط فإن الصخور الحالية تشير مرة أخرى إلى بيئة مقدمة الجزر القوسية وكما مبين في الشكل (4-30).

11-5-4 مخطط Zr – Zr/Y

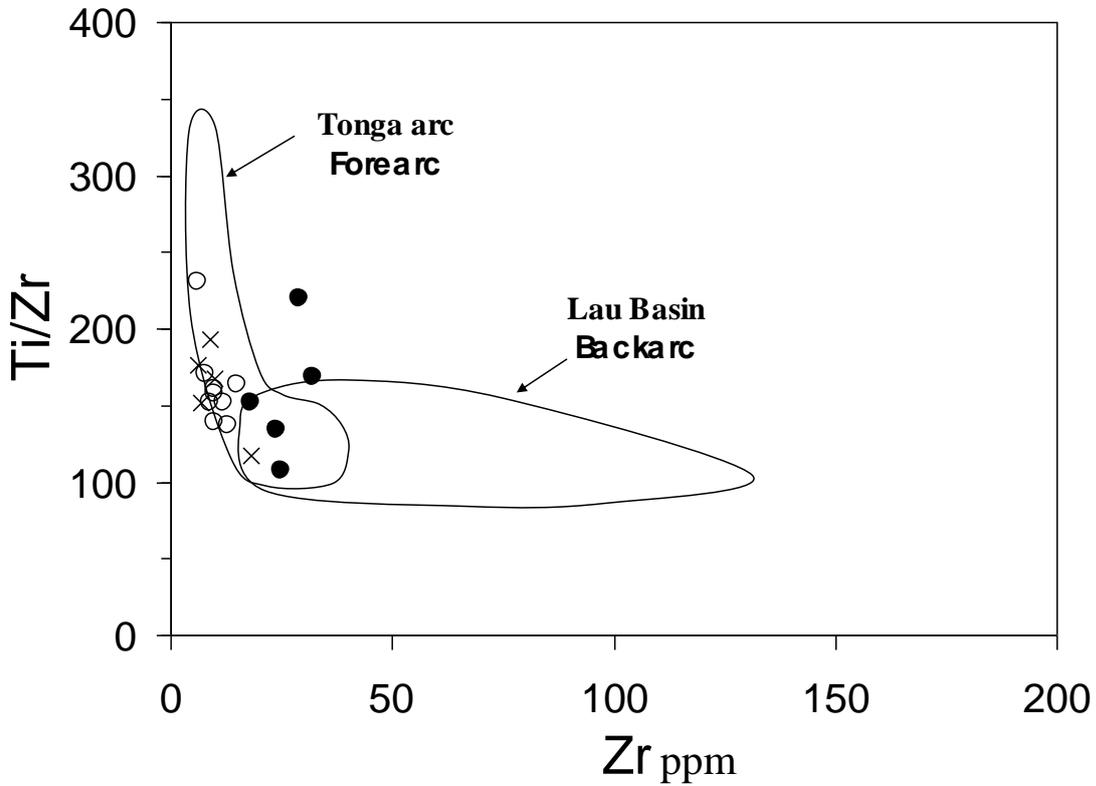
وضع من قبل بيرس (Pearce, 1983) للفصل ما بين صخور الجزر القوسية المحيطية عن القارية، ويظهر فيه (شكل 4-31) ان صخور الدراسة الحالية من نوع الجزر القوسية المحيطة (Oceanic arc) أو التي نشأت في داخل المحيط (Intra-oceanic).

يستدل من محتوى اوكسيد الالمنيوم الواطئ (اقل من 16%) واوكسيد التيتانيوم (اقل من 1%) واوكسيد الفوسفور (اقل من 0.3%) وكذلك المحتوى العالي لعنصري الكروميوم (Cr) والنيكل (Ni) والنضوب العام للعناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) ان صخور الدراسة تتبع بيئة الجزر القوسية بشكل مثالي (Wilson, 1989 Le Masurier *et al.*, 1990). ووفقا لبيكالوفا وآخرون (Beccaluva *et al.*, 1983) فان النسبة Al_2O_3/TiO_2 (جدول 4-3) في صخور مقطع كنارو التي تتراوح بين 15-30 تمثل الجزر القوسية التوليبية (ذات محتوى تيتانيوم واطئ)، بينما في صخور وراز وكيمو فان هذه النسبة تكون أعلى (80-30) ومن ثم فان هذه الصخور تمثل وبلا شك بونينايت (ذات محتوى تيتانيوم اوطأ).

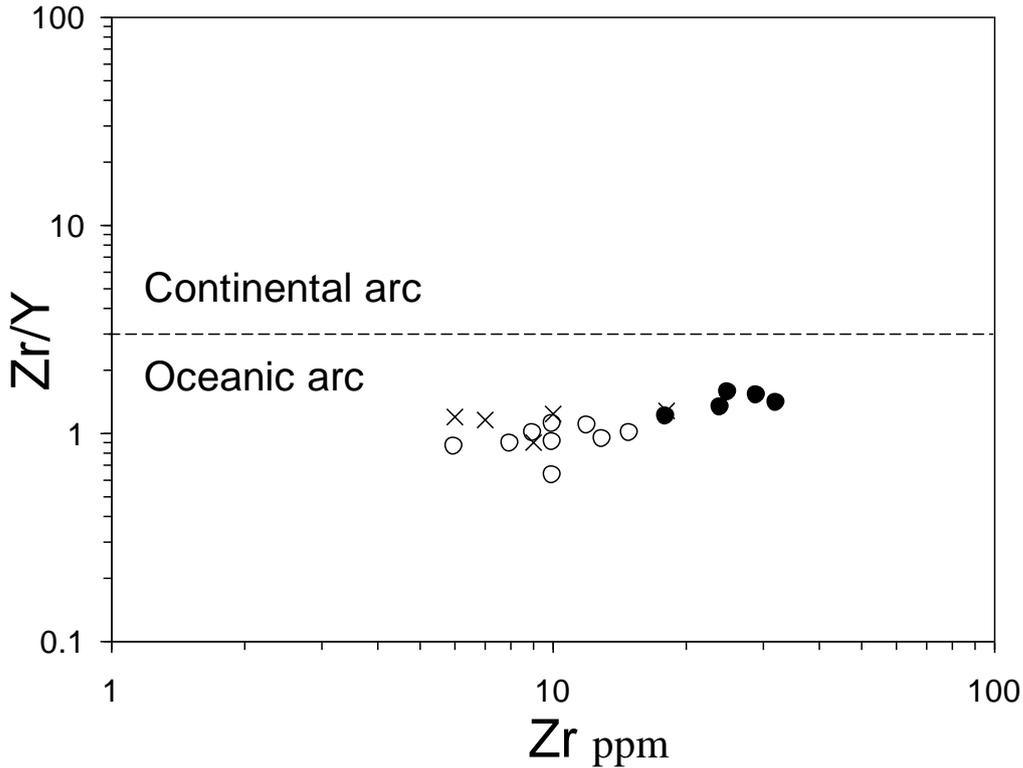


%

شكل (4-29) : مخطط ($Al_2O_3 - TiO_2$) لتحديد الصلة التكتونية ، عن
اركولوس واخرون (Arculus *et al.*, 1995) .



شكل (4-30) : مخطط (Zr - Ti/Zr) لتحديد الصلة التكتونية ، عن كامبل واخرون
(Gamble *et al.*, 1993) .



شكل (4-31) : مخطط Zr – Zr/Y لتحديد الصلة التكتونية عن بيرس (Pearce, 1983).

6-4 المخططات المتعددة العناصر Multi-element Diagrams

تعد المخططات المتعددة العناصر طريقة حديثة ومفيدة جدا في دراسة الصخور النارية والمتحولة لما تضم من عدد كبير من العناصر التي تعطي بمجموعها دلالات واضحة عن منشأ هذه الصخور والعمليات التي تأثرت بها والبيئة التكتونية المميزة لها . وتشمل هذه المخططات كلاً من مخطط المعايرة نسبة إلى بازلت حدية وسط المحيط الاعتيادي (N-MORB) ومخطط المعايرة نسبة إلى الجبة الابتدائية (Primitive Mantle) (Normalized Diagram) . وقد تم رسم هذين المخططين بعد عمل معايرة لقيم العناصر التي تم تحليلها بقسمتها على القيم الموضوعه من قبل صن ومكدونوف (Sun & McDonough,) (Normalized Diagram) . وتظهر القيم الناتجة بعد المعايرة في الجدول (4-5) والجدول (4-6) . يتبين في هذين المخططين (شكل 4-32) (شكل 4-33) أن العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (LILE) التي تشمل كلا من عناصر السيزيوم والروبيديوم والباريوم واليورانيوم والسترونتيوم والبوتاسيوم والثوريوم والرصاص تمتاز بالاغثناء (Enrichment) والمحتوى العالي مقارنة مع محتواها في صخور بازلت حدية وسط المحيط الاعتيادي (N-MORB) ، وتمتاز بالتغير الكبير الذي يزداد في عنصر

جدول (4-4) : تراكيز العناصر (ppm) لصخور الكوندرائيت (Chondrite) وصخور بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي (N-MORB) وصخور الجبة البدائية (Primitive Mantle) ، عن صن ومكدونوف (Sun & McDonough, 1989) .

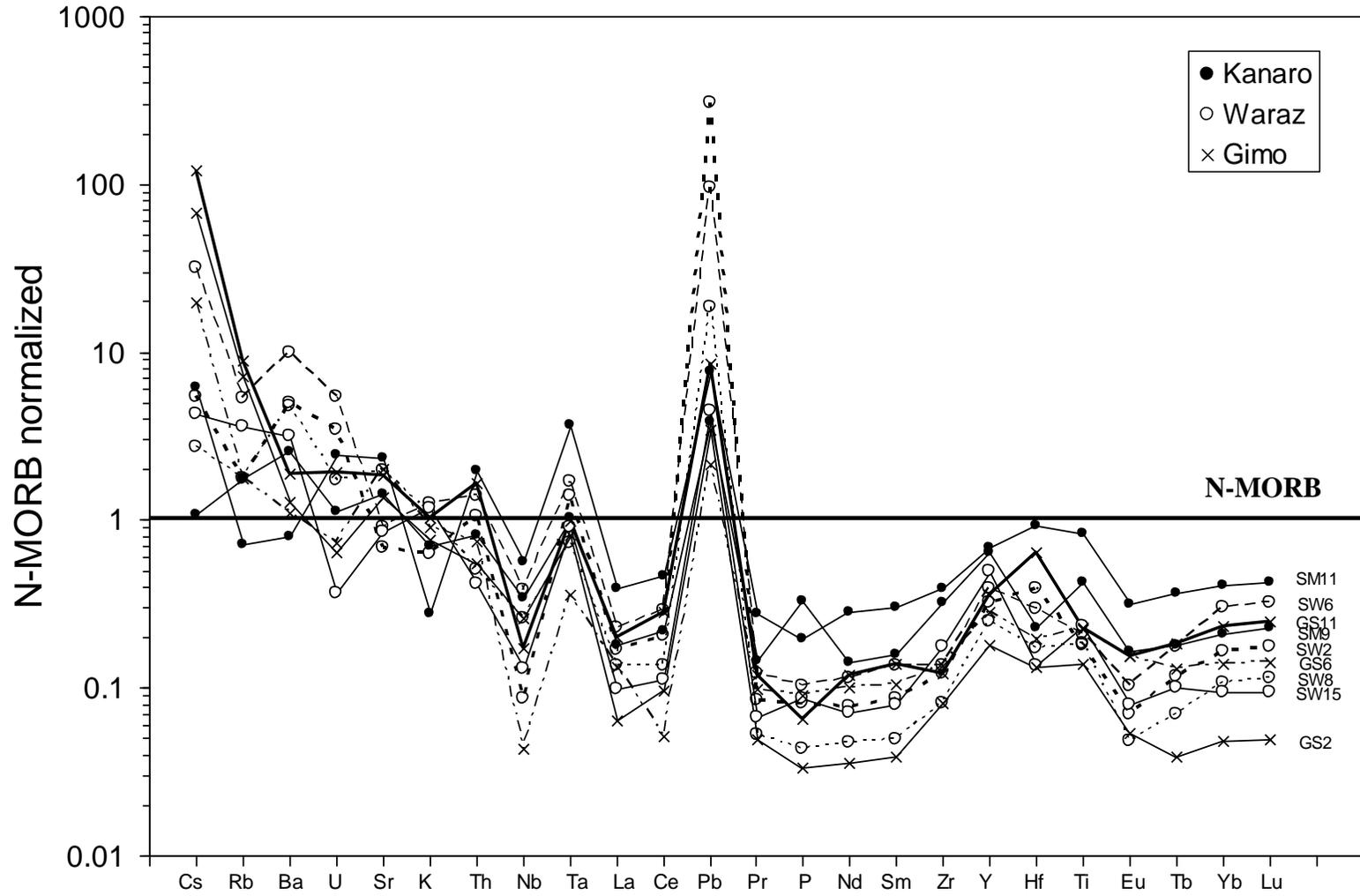
Elements	Chondrite	N-MORB	Primitive mantle
<i>Cs</i>	0.188	0.007	0.032
<i>Rb</i>	2.32	0.56	0.635
<i>Ba</i>	2.41	6.3	6.989
<i>Th</i>	0.029	0.12	0.085
<i>U</i>	0.008	0.047	0.021
<i>Nb</i>	0.246	2.33	0.713
<i>Ta</i>	0.014	0.132	0.041
<i>K</i>	545	600	250
<i>La</i>	0.237	2.5	0.687
<i>Ce</i>	0.612	7.5	1.775
<i>Pb</i>	2.47	0.3	0.185
<i>Pr</i>	0.095	1.32	0.276
<i>Sr</i>	7.26	90	21.1
<i>P</i>	1220	510	95
<i>Nd</i>	0.467	7.3	1.354
<i>Sm</i>	0.153	2.63	0.444
<i>Zr</i>	3.87	74	11.2
<i>Hf</i>	0.1066	2.05	0.309
<i>Eu</i>	0.058	1.02	0.168
<i>Ti</i>	445	7600	1300
<i>Gd</i>	0.2055	3.68	0.596
<i>Tb</i>	0.0374	0.67	0.108
<i>Dy</i>	0.254	4.55	0.737
<i>Y</i>	1.57	28	4.55
<i>Ho</i>	0.0566	1.01	0.164
<i>Er</i>	0.1655	2.97	0.48
<i>Tm</i>	0.0255	0.456	0.074
<i>Yb</i>	0.170	3.05	0.493
<i>Lu</i>	0.0254	0.455	0.074

جدول (4-5) : قيم العناصر الناتجة عن المعايرة بالاعتماد على تراكيزها في صخور بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي (N-MORB) .

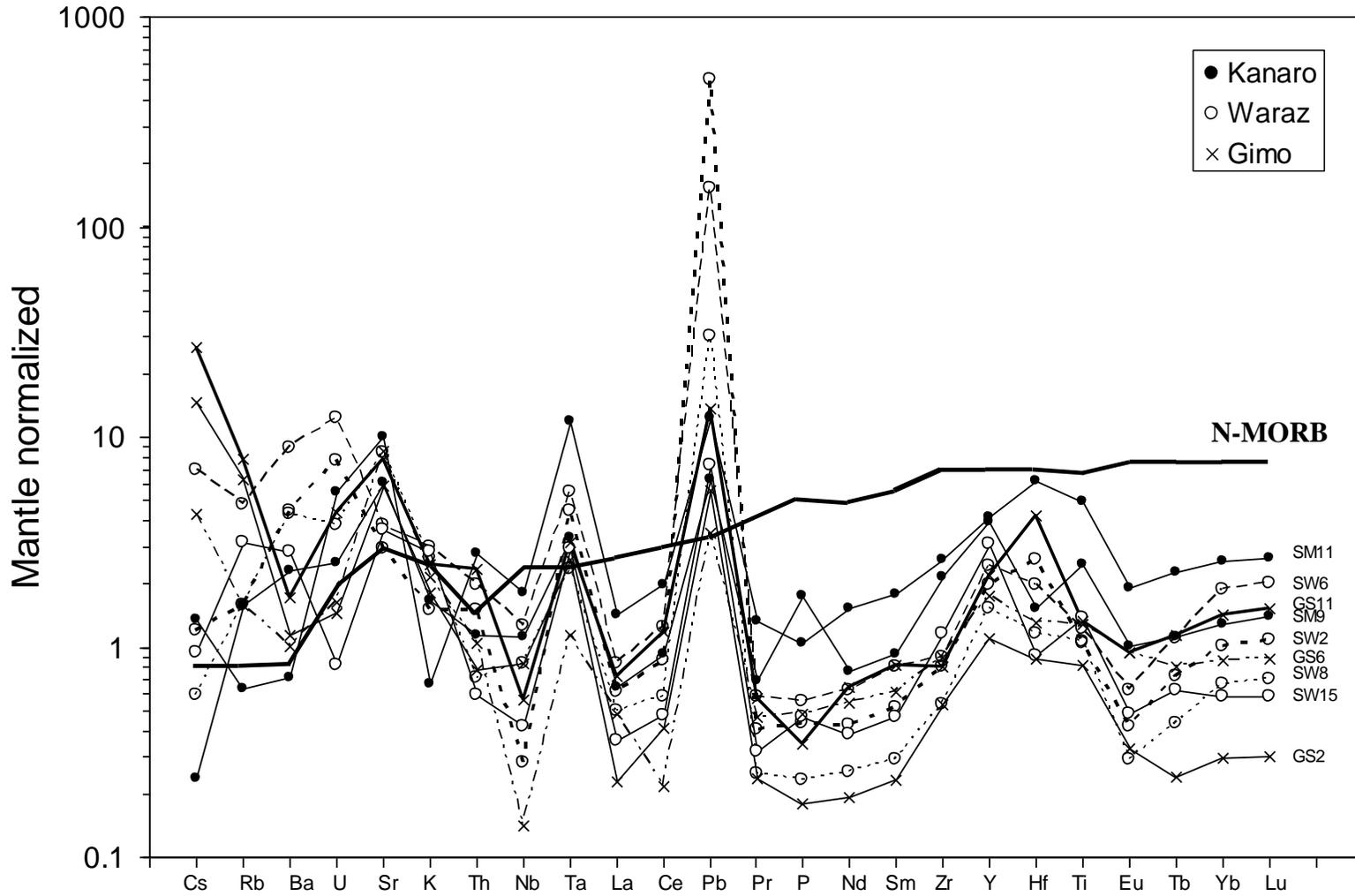
Sample No. Elements	SM9	SM11	SW2	SW6	SW8	SW15	GS2	GS6	GS11
Cs	1.076	6.150	5.458	31.60	2.691	4.305	66.88	19.68	121.2
Rb	1.786	0.714	1.786	5.357	1.786	3.571	7.143	1.786	8.929
Ba	2.540	0.794	4.921	9.841	4.762	3.175	1.270	1.111	1.905
U	1.124	2.444	3.427	5.450	1.714	0.365	0.646	0.730	1.938
Sr	1.422	2.333	0.689	0.900	1.978	0.844	1.378	2.011	1.856
K	0.692	0.277	0.623	1.245	1.107	1.177	0.762	0.900	1.038
Th	0.805	1.967	1.057	1.388	0.510	0.421	0.547	0.742	1.657
Nb	0.343	0.558	0.086	0.386	0.258	0.129	0.258	0.043	0.172
Ta	1.023	3.695	1.386	1.691	0.726	0.907	0.808	0.355	0.982
La	0.178	0.393	0.167	0.228	0.136	0.099	0.064	0.133	0.199
Ce	0.220	0.467	0.204	0.292	0.137	0.111	0.097	0.051	0.287
Pb	3.858	7.623	308.2	94.64	18.66	4.490	3.441	2.148	8.465
Pr	0.144	0.280	0.084	0.122	0.052	0.067	0.049	0.098	0.120
P	0.326	0.196	0.080	0.102	0.043	0.086	0.033	0.090	0.065
Nd	0.142	0.283	0.078	0.115	0.048	0.071	0.035	0.100	0.119
Sm	0.157	0.302	0.086	0.135	0.049	0.079	0.039	0.104	0.139
Zr	0.324	0.392	0.122	0.135	0.081	0.176	0.081	0.135	0.122
Y	0.643	0.679	0.321	0.393	0.250	0.500	0.179	0.286	0.357
Hf	0.228	0.925	0.390	0.297	0.174	0.136	0.132	0.197	0.641
Ti	0.422	0.837	0.180	0.208	0.182	0.234	0.140	0.221	0.229
Eu	0.166	0.312	0.069	0.102	0.048	0.080	0.054	0.155	0.154
Tb	0.180	0.364	0.117	0.177	0.070	0.101	0.039	0.131	0.183
Yb	0.209	0.412	0.164	0.301	0.107	0.094	0.048	0.140	0.232
Lu	0.226	0.430	0.175	0.325	0.115	0.095	0.049	0.142	0.248

جدول (4-6) : قيم العناصر الناتجة عن المعايرة بالاعتماد على تراكيزها في صخور الجبة الابتدائية (Primitive Mantle) .

Sample No. Elements	SM9	SM11	SW2	SW6	SW8	SW15	GS2	GS6	GS11
Cs	0.235	1.345	1.194	6.911	0.589	0.942	14.63	4.305	26.50
Rb	1.575	0.630	1.575	4.724	1.575	3.150	6.299	1.575	7.874
Ba	2.289	0.715	4.436	8.871	4.293	2.862	1.145	1.002	1.717
U	2.515	5.470	7.670	12.20	3.835	0.817	1.446	1.635	4.338
Sr	6.066	9.953	2.938	3.839	8.436	3.602	5.877	8.578	7.915
K	1.660	0.664	1.496	2.988	2.656	2.824	1.828	2.16	2.492
Th	1.136	2.777	1.492	1.960	0.720	0.594	0.772	1.047	2.339
Nb	1.122	1.823	0.281	1.262	0.842	0.421	0.842	0.140	0.561
Ta	3.293	11.90	4.460	5.444	2.337	2.921	2.602	1.142	3.160
La	0.649	1.431	0.607	0.831	0.494	0.360	0.231	0.483	0.725
Ce	0.929	1.974	0.862	1.233	0.578	0.470	0.411	0.216	1.186
Pb	6.257	12.36	499.7	153.5	30.26	7.288	5.580	3.483	13.73
Pr	0.688	1.337	0.401	0.584	0.250	0.318	0.236	0.467	0.573
P	1.747	1.053	0.432	0.547	0.232	0.463	0.179	0.484	0.347
Nd	0.767	1.525	0.422	0.619	0.256	0.382	0.191	0.539	0.640
Sm	0.928	1.788	0.510	0.800	0.291	0.466	0.233	0.617	0.823
Zr	2.143	2.589	0.804	0.893	0.536	1.161	0.536	0.893	0.803
Y	3.956	4.176	1.978	2.418	1.539	3.077	1.099	1.758	2.198
Hf	1.514	6.136	2.585	1.970	1.151	0.903	0.874	1.305	4.253
Ti	2.467	4.893	1.052	1.213	1.065	1.365	0.816	1.292	1.338
Eu	1.010	1.896	0.419	0.619	0.291	0.483	0.327	0.942	0.934
Tb	1.119	2.259	0.726	1.099	0.433	0.626	0.240	0.813	1.133
Yb	1.295	2.550	1.013	1.864	0.661	0.584	0.296	0.863	1.433
Lu	1.392	2.646	1.073	1.996	0.707	0.584	0.301	0.876	1.525



شكل (4-32) : مخطط العناصر المتعددة في صخور الدراسة الحالية ، اعتمدت قيم المعايرة (N-MORB) عن صن ومكدونوف . (Sun & McDonough, 1989)



شكل (4-33) : مخطط العناصر المتعددة في صخور الدراسة الحالية، اعتمدت قيم المعايرة (Primitive Mantle) عن صن ومكدونوف (Sun & McDonough, 1989).

السيزيوم ويقل في عنصري الثوريوم والسترونتيوم ، اما عنصر الرصاص فيمتاز بالمحتوى العالي جدا والتباين الكبير، في حين تكون العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) ناضبة وذات محتوى واطى مقارنة مع محتواها في بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادي وتمتاز بالنمط شبه المتوازي .

إن الاغثناء في العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (LILE) مع الافتقار بالعناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) وكما بينتها دراسات عديدة في معقدات اخرى حول العالم (Pearce & Parkinson, 1993 ; Tatsumi *et al.*, 1986) ; (Wallin & Metcalf, 1998) هي صفة مثالية ومميزة للصحارة المتكونة فوق نطاق الغوران اذ يعود ذلك إلى هجرة هذه العناصر بواسطة المحاليل المائية المشتقة من الصفيحة المحيطية الغائرة (Subducted Oceanic Slab) إلى اسفين الجبة الموجود فوقها (Overlying Mantle Wedge) بواسطة عملية إزالة الماء (Dehydration) ، بينما تبقى عناصر HFSE في الصفيحة الغائرة اذ لا تستطيع المحاليل الناتجة عن الصفيحة الغائرة أن تحركها وتنقلها إلى الأعلى ، وقد تساهم الرسوبيات الغائرة (Subducted Sediments) في نطاق الغوران في زيادة تركيز هذه العناصر ولو بشكل جزئي وذلك لاغتائها بها (Plank & Langmuir, 1990 ; Morris *et al.*, 1993) ، كما قد تتأثر هذه العناصر كذلك بصورة متباينة بالمحاليل الحرمائية المرافقة لتحولات قاع المحيط (Lugovic *et al.*, 1991 ; Celik & Delaloye, 2003) . وبالرجوع إلى سلوكية عناصر LILE في الشكلين السابقين فمن المتوقع جدا أنها نتجت عن تأثير العوامل السابقة بسبب كون هذه الصخور تعود إلى بيئة الجزر القوسية فوق نطاق الغوران كما تبين سابقا والتي تتأثر كذلك بعمليات تحول قاع المحيط والتحول الناتجة عن تموضع معقد الاوفيولايت .

ان الاغثناء والتغير في محتوى عناصر السيزيوم والروبيديوم يعود إلى تباين تأثيرها بالمحاليل المشتقة من الصفيحة الغائرة ، ويظهر عنصر السيزيوم بمحتوى متباين وأعلى من بقية هذه العناصر بسبب اغتائه بالمحاليل الناتجة عن الصفيحة الغائرة (Hickey *et al.*, 1984 ; White & Patchett, 1986) وبسبب الحركة العالية له خلال عمليات التحول (Hart & Staudigel, 1982) . في حين يلاحظ كذلك زيادة وتباين في عنصر اليورانيوم يعكسان تأثيره بالمحاليل الناتجة من إزالة المياه من الصفيحة الغائرة والتأثر بعمليات التحول والتغير الحرمائي (Valasmi-Jones & Taylor, 1976 ; Peccerillo & Ragnarsdottir, 1997) . وتظهر زيادة في محتوى عنصر السترونتيوم تدل على بيئة الجزر القوسية كما يتأثر كذلك بعمليات التغير الحرمائي (Keller *et al.*, 2002) . ويمتاز عنصر الثوريوم بالاغثناء نسبة الى عنصر النايوبيوم وهي صفة مميزة لبيئة الجزر القوسية ولكنه

يعد قليل الحركة أو غير متحرك خلال عمليات التحول (Kerrich & Wyman, 1997 ; Pearce, 1996). وعلى الرغم من كون عنصر الرصاص متحركاً خلال عملية إزالة المياه من الصفيحة الغائرة إلا أن الزيادة المفرطة له في بعض النماذج قد تعود بشكل أساسي إلى تأثير الترسبات الغائرة ذات المحتوى العالي من الرصاص وهو يزداد بصورة كبيرة في صخور البونينايت (Ishikawa & Tera, 1999) ويتأثر كذلك بالمحاليل المائية (Keppler, 1996)

إن انخفاض محتوى العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) وقسم من العناصر الأرضية النادرة (كما سيتبين لاحقاً) تحت مستوى محتواها في بيئة حدية وسط المحيط الاعتيادي يدل على أن هذه الصخور ناتجة عن مصدر جبي ناضب ومستنزف وهي تمثل صفة مميزة لبيئة الجزر القوسية المرتبطة بعملية الغوران (Sun & McDonough, 1989).

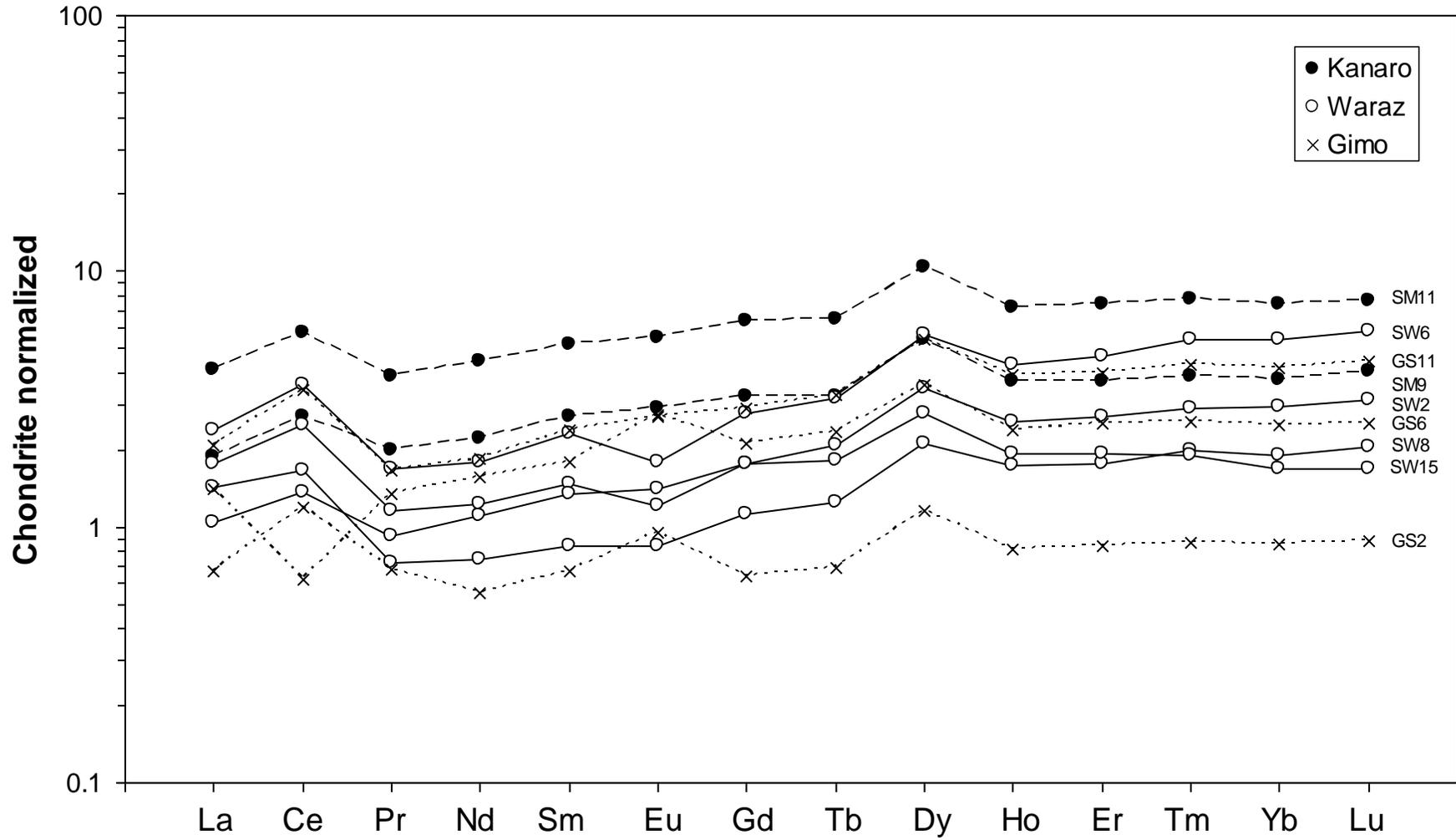
يستدل من نمط عناصر HFSE المتوافق وشبه المتوازي على احتفاظ الصخور بتراكيز العناصر الأثرية الأصلية ما قبل عمليات التحول (Ghazi & Hassanipak, 1999 Maheo ; Ghazi & Hassanipak, 1999 Maheo ; Xu et al., 2003 ; et al., 2004). أما الاختلافات في محتوى عناصر HFSE ما بين النماذج والذي يؤدي إلى اغتناء نموذج على حساب آخر فيعود بصورة أساسية إلى تأثير عملية الانصهار الجزئي والتبلور التجزئي (المتتمثلة بمعامل Mg#)، إذ أن النماذج التي يقل تأثير عملية التبلور التجزئي فيها مع ازدياد (Mg#) سوف تظهر تركيزاً واطناً في عناصر HFSE في النمط بينما يكون العكس صحيحاً للنماذج التي تعرضت بشكل أكبر لعملية التبلور التجزئي. إن عدم وجود شذوذ سالب في عنصر الزركونيوم يدل على عدم تبلور معدن الزركون (Zircon) وأن الشذوذ الموجب في هذا العنصر يعتبر صفة مميزة لبيئة البونينايت (Pearce et al., 1992). أما الشذوذ الموجب في عنصر التيتانيوم فيعزى إلى عدم حصول تبلور معدن الامفيبول و/أو المغنتايت الغني بالتيتانيوم (El-Sayed, in press). كما ذكر بي بايبر وآخرون (Pe-Piper et al., 2004) أن عناصر الهافنيوم واليتيريوم والزركونيوم تتغير بصورة نظامية مع تغير عنصر التيتانيوم في الصخور البركانية. إن عدم وجود شذوذ سالب في عنصر الفوسفور في معظم الصخور يدل على قلة تبلور معدن الاباتايت (Apatite) (El-Sayed, in press). ويظهر شذوذ موجب في عنصر التانتالوم قد يكون ناتج عن قلة تركيزه في الترسبات الغائرة نتيجة اتساع حوض المحيط قبل الغوران في المنطقة (Clift, Personal Communication). بينما يعد الشذوذ السالب في عنصر النايوبيوم حالة مميزة ومعروفة في العديد من صخور الجزر القوسية والبونينايت كما في معقد اوفيولايت بندوس (Pindos) في اليونان (Pe-Piper et al., 2004) وصخور البونينايت في منطقة ياكون (Yukon) في كندا

(Piercey & Murphy, 2001) وصخور الجزء العلوي من معقد أوفيولايت ترودوس (Troodos) في قبرص (Cameron, 1985) .

7-4 مخطط العناصر الأرضية النادرة REE Diagram

يعد مخطط العناصر الأرضية النادرة مهماً جداً في الدراسات النشوئية (Petrogenetic Studies) ، إذ انه وعلى الرغم من كون هذه العناصر متحركة في بعض الأحيان وخاصة العناصر الأرضية النادرة الخفيفة (LREE) ، إلا أن ظهورها بنمط منتظم في صخور الدراسة الحالية (شكل 4-34) يدل على الحركة القليلة جداً لها . وهذا يعني أن التغيرات الملحوظة في هذه العناصر ربما تعود إلى تأثير عملية الانصهار الجزئي والتبلور التجزئي للصخور الأصلية مع تأثير قليل للعمليات الثانوية اللاحقة كالتغير والتحول (Offler & Gamble, 2002 ; Strong & Dostal, 1980 ; Menzies *et al.*, 1979) . تم رسم المخطط بعد إجراء معايرة (Normalization) لقيم العناصر التي تم تحليلها بقسمتها على قيم هذه العناصر في صخور الكونديرايت (Chondrite) الموضوع من قبل صن ومكدونوف (Sun & McDonough, 1989) (جدول 4-4) وظهرت القيم بعد المعايرة والمعدة للرسم في الجدول (4-7) .

يشمل مخطط العناصر الأرضية النادرة 14 عنصراً ويمتاز نمط هذه العناصر (شكل 4-34) بكونه على العموم متوازي إلى شبه متوازي وهذه الحالة أوضح في العناصر الأرضية النادرة الثقيلة (HREE) منها في العناصر الأرضية النادرة الخفيفة (LREE) ، ويكون هذا النمط قريب من النوع المنبسط (Flat) والمتجانس (Homogeneous) . يلاحظ كذلك النضوب العام في هذه العناصر مع نضوب للعناصر الأرضية النادرة الخفيفة نسبة للعناصر الأرضية النادرة الثقيلة إذ يتغير تركيز العناصر عموماً من 0.75 إلى 7.5 من قيم الكونديرايت وهو يعكس لأول وهلة مفهوم القوس البركاني . وهناك زيادة متعاقبة محدودة إلى حد ما في محتوى العناصر الأرضية النادرة الخفيفة كما يبرز تداخل فيها لكن لا يوجد تقريباً تبدل في نمط العناصر الأرضية النادرة الثقيلة المنبسط تماماً والمفتقر إلى التداخل ما بين النماذج . وفي هذا السياق فإن أكثر النماذج اغتناءً بهذه العناصر هي نماذج كنارو إذ ان أعلى القيم ظهرت في نموذج SM11 التابع لها في حين أن أكثر النماذج افتقاراً هو GS2 من كيمو بينما توزعت نماذج وراز بين هاتين الحالتين . ان أكبر محتوى فيما يخص العناصر الأرضية النادرة الخفيفة ظهر في عنصر السيريوم (Ce) الذي ظهر بشذوذ موجب في جميع النماذج ما عدا نموذج GS6 من كيمو والذي أظهر شذوذاً سالباً .



شكل (4-34) : مخطط العناصر الأرضية النادرة في صخور الدراسة الحالية ، اعتمدت قيم المعايرة (Chondrite) عن صن ومكدونوف (Sun & McDonough, 1989) .

جدول (4-7) : قيم العناصر الأرضية النادرة الناتجة عن المعايرة بالاعتماد على تراكيزها في صخور الكوندرائيت (Chondrite) .

Sample No.	SM9	SM11	SW2	SW6	SW8	SW15	GS2	GS6	GS11
REE									
La	1.882	4.149	1.761	2.409	1.432	1.045	0.669	1.400	2.101
Ce	2.695	5.725	2.499	3.575	1.675	1.363	1.191	0.625	3.439
Pr	1.999	3.885	1.166	1.696	0.727	0.924	0.686	1.355	1.666
Nd	2.223	4.421	1.224	1.795	0.742	1.108	0.554	1.561	1.857
Sm	2.692	5.189	1.481	2.322	0.845	1.350	0.675	1.790	2.388
Eu	2.926	5.493	1.214	1.792	0.844	1.399	0.948	2.729	2.706
Gd	3.225	6.424	1.768	2.788	1.129	1.768	0.639	2.107	2.925
Tb	3.232	6.522	2.097	3.175	1.251	1.809	0.693	2.347	3.271
Dy	5.396	10.43	3.480	5.637	2.114	2.760	1.154	3.598	5.396
Ho	3.696	7.252	2.575	4.308	1.733	1.925	0.816	2.409	3.964
Er	3.707	7.376	2.687	4.667	1.768	1.950	0.837	2.521	4.009
Tm	3.889	7.749	2.925	5.433	1.986	1.903	0.865	2.592	4.302
Yb	3.755	7.395	2.937	5.407	1.917	1.694	0.857	2.503	4.154
Lu	4.056	7.707	3.127	5.815	2.057	1.701	0.878	2.551	4.443

في حين سجلت أكثر زيادة في العناصر الأرضية النادرة الثقيلة في عنصر الديسبورسيوم (Dy) الذي ظهر بشذوذ موجب في جميع النماذج (؟) ، أما سمة الشذوذ في عنصر اليوربيوم (Eu) فهي التباين ما بين الموجب والسالب والانعدام وهذا ما سوف يوضح لاحقا .

لاعطاء مزيد من التفسير حول نمط العناصر الأرضية النادرة يمكن استعمال النسبة $(La/Sm)_{cn}$ (جدول 3-4) اذ ان cn تعني أن القيم حسبت على أساس قيمها في صخور الكوندرائيت (Chondrite normalized) ، وهذه النسبة تعبر عن الاغناء (Enrichment) والافتقار (Depletion) في العناصر الأرضية النادرة الخفيفة ، فضلا عن ذلك تستعمل النسبة $(La/Yb)_{cn}$ (جدول 3-4) التي تمثل النسبة ما بين العناصر الأرضية النادرة الخفيفة والثقيلة (LREE/HREE) . تتباين قيم نسبة $(La/Sm)_{cn}$ في صخور كنارو وواراز وكيمو في حدود 0.70-0.80 و 0.77-1.69 و 0.78-0.99 على التوالي وهذه القيم متقاربة في المقاطع الثلاثة ومعظمها اقل من 1 وبالتالي تعكس الافتقار النسبي في محتوى العناصر الأرضية النادرة الخفيفة . اما قيم النسبة $(La/Yb)_{cn}$ في صخور المقاطع الثلاثة فهي متقاربة ويحدود 0.50-0.56 و 0.45-0.75 و 0.51-0.78 في كنارو وواراز وكيمو على التوالي . ان التقارب في القيم أعلاه يفسر النمط المنبسط والمتجانس وهو بذلك يختلف عن النمط غير المتجانس (Heterogeneous) الذي يمتاز بحدود متباينة جدا في النسبة $(La/Yb)_{cn}$. يظهر شذوذ مختلف لعنصر اليوربيوم في صخور الدراسة الحالية ولغرض توضيح الشذوذ في عنصر

اليوروبيوم يمكن استخدام قيمة النسبة (Eu/Eu^*) (الجدول 3-4) اذ يمثل (Eu^*) القيمة ($Gd_N/2+Sm_N$) (N تعني المعايرة للعناصر نسبة إلى صخور الكوندررايت) ، اذ كلما زادت النسبة (Eu/Eu^*) زاد احتمال كون الشذوذ موجبا وكلما قلت القيمة زاد احتمال كونه سالبا . ومن ملاحظة تصرف عنصر اليوروبيوم في صخور المقاطع الثلاثة يظهر تباين في هذا الشذوذ ، اذ ينعدم وجود شذوذ في صخور مقطع كزارو مما يدل على قلة عنصر اليوروبيوم الثنائي نسبة إلى الثلاثي وليس له علاقة مع البلاجيوكليس في هذا المقطع (Peccerillo *et al.*, 2003) . ويعزى الشذوذ السالب (نقصان Eu/Eu^*) في صخور وراز إلى وجود عنصر اليوروبيوم الثنائي مما يدل على تبلور وتجزئة (Fractionation) معدن البلاجيوكليس (Zhang *et al.*, 2003 ; Van Wagoner *et al.*, 2002) . أما الشذوذ الموجب (زيادة Eu/Eu^*) في صخور كيمو فقد يعود إلى تبلور وتجمع (Accumulation) البلاجيوكليس الكلسي (الغني بعنصر الكالسيوم) مما يؤدي إلى زيادة محتوى اليوروبيوم الثنائي (Savov *et al.*, 2001 ; Al-Hassan, 1987) . من جهة اخرى تعود الزيادة في محتوى السيريوم (واللانثانوم في بعض نماذج وراز) إلى الاغتناء بالترسبات الغائرة (Gamble *et al.*, 1996) . ويتبين من ملاحظة دراسات سابقة أن هذه الزيادة تعد ممكنة في صخور الجزر القوسية والبونينايت كما في معقدات اوفيولايت البانيا (Albanian Ophiolites) (Bortolotti *et al.*, 2002) واوفيولايت بندوس (Pindos) في اليونان (Saccani & Photiades, 2004) . ويظهر في نموذج واحد في مقطع كيمو (GS6) شذوذ سالب في عنصر السيريوم قد يعود سببه إلى عمليات التغير (Deuteric Processes) أو إلى التلوث مع صخور قليلة المحتوى بهذا العنصر مثل الرواسب الفتاتية (Terruginous Sediments) (Cotton *et al.*, 1995) .

8-4 صخور البونينايت Boninites

لقد أصبحت صخور البونينايت هدفاً للدراسة من قبل العديد من الباحثين وخاصة بعد أن اكتشفت هذه الصخور في عام 1976 في الآبار المحفورة في اخدود ماريانا (Mariana Trench) من قبل بوكدانوف وآخرين (Bogdanov *et al.*, 1977) بعد أن اكتشفت لأول مرة في جزر البونين (Bonin Islands) . وتم وصف هذه الصخور بشكل مثالي من قبل كراوفورد وآخرين (Crawford *et al.*, 1989) .

1-8-4 جيوكيميائية البونينايت Boninite Geochemistry

من المراجعة الدقيقة لعدد من المخططات التكتونية السابقة يتبين وجود هذا النوع من الصخور في معقد اوفيولايت ماوات وخصوصا في مقطعي وراز وكيمو اذ تميزت الصفات الكيميائية فيها بما يأتي : نسبة السليكا (SiO_2) ما بين 45.4 - 55.21% ومحتوى المغنسيوم عالٍ ($\text{MgO} = 5.85 - 17.1\%$) ومحتوى التيتانيوم واطئ ($\text{TiO}_2 > 0.41$) ، وتتميز كذلك بالافتقار في محتوى الالمنيوم ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\%$) وفي محتوى الفوسفور ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.008 - 0.042\%$) ، كما يلاحظ زيادة في محتوى عنصر الكروميوم ($\text{Cr} = 21 - 1452 \text{ ppm}$) وعنصر النيكل ($\text{Ni} = 50 - 303 \text{ ppm}$) ، اما محتوى الزركونيوم ($\text{Zr} = 6 - 18 \text{ ppm}$) واليتيريوم ($\text{Y} = 5 - 15 \text{ ppm}$) فهو واطئ ، وتتراوح النسبة Ti/V بين 4.19 - 7.74 والنسبة Zr/Y بين 0.63 - 1.29 (جدول 3-4) .

يتبين من هذه القيم أن هناك اغتناء في محتوى المغنسيوم واغتناء نسبي في محتوى عنصري الكروميوم والنيكل والعناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (جدول 4-1) ، وفي الوقت نفسه هناك افتقار في محتوى الالمنيوم والتيتانيوم والفوسفور ونضوب في العناصر ذات مجال الجهد العالي مثل الزركونيوم واليتيريوم والعناصر الأرضية النادرة وبخاصة الثقيلة بالمقارنة مع صخور البازلت في بيئتي الجزر القوسية الثوليبينية وحديقة وسط المحيط . وتشير هذه القيم الى كون هذه الصخور تمثل البونينايت ويؤكد ذلك التشابه الكبير بينها وبين تلك الموجودة في معقدات اوفيولايت اخرى في العالم كما في الصين (Zhang *et al.*, 2003) علما انه يندر وجود صخور بونينايت متكاملة الصفات (Boily & Dion, 2002 ; Poiderin, 1994) . وهنا يجب الإشارة إلى وجود انخفاض في محتوى السليكا نسبة الى صخور البونينايت المثالية (Crawford *et al.*, 1989) قد يعود إلى حركتها خلال عمليات التحول والتغير التي اثرت على هذه الصخور ، وبالاعتماد على تصنيف كابيدري وآخرين (Capedri *et al.*, 1996) يمكن تمييز نوعين من هذه الصخور هما البونينايت ذات المحتوى العالي من عنصر الكروميوم (High-Cr Boninite) الذي يقع تركيز الكروميوم فيه ما بين 300 - 2000 ppm ، والبونينايت ذات المحتوى الواطئ من الكروميوم (Low-Cr Boninite) الذي يقع تركيز الكروميوم فيه ما بين 20 - 300 ppm .

تعد الصفات المذكورة مشابهة لصخور البونينايت في العديد من معقدات الاوفيولايت في العالم كما في معقد اوفيولايت ترودوس (Troodos) (Beccaluva & Serri, 1988) في قبرص وسيميل (Semail) (Ishikawa *et al.*, 2002 ; Umino *et al.*, 1990) في عمان ومعقدات اوفيولايت البانيا (Albanian Ophiolites) (Bebien *et al.*, 1998 ;) ومعقدي ايفروس (Evros) (Magganos *et al.*, 1991) وبندوس (Pindos) (Saccani & Photiades, 2004) في اليونان ومعقدات الفليبين (Philippines)

(Ophiolites) (Yumul, 2003) وكل من معقدات داكادابان (Dachadaban) وكودي (Kudi) وزيكيز (Xigaze) ودينكينك (Dingqing) (Zhang *et al.*, 2003) في الصين .

2-8-4 معدنية البونينايت Boninite Mineralogy

وصفت صخور البونينايت سابقا بأنها تحوي على معادن الاوليفين والسبينيل الغني بالكروميوم والاورثوبايروكسين والكلابايروكسين (Crawford *et al.*, 1989) . غير أن العديد من الدراسات الحديثة أظهرت أن هذه الصخور ممكن أن تتكون كذلك من معدني الكلابايروكسين والبلاجيوكليس فضلا عن معادن الاوليفين والاورثوبايروكسين أو من نواتج تغير هذه المعادن (Pe-Piper *et al.*, 2002 ; Bortolotti *et al.*, 2002 ; Polat *et al.*, 2002 ; Boily & Dion, 2002 ; *al.*, 2004) . وتظهر الدلائل البتروغرافية والدلائل الجيوكيميائية للتبلور التجزئي للمعادن (كما سيتبين لاحقا) أن صخور الدراسة الحالية تحوي أساسا على معادن الكلابايروكسين والبلاجيوكليس والاوليفين والاورثوبايروكسين غير أن معظم هذه المعادن الأساسية قد اختفت وحلت محلها معادن اخرى بسبب عمليات التحول والتغير . يعد الكلابايروكسين المكون الأساسي في هذه الصخور وبما انه لم يتسن تحليله فهو قد يكون من النوع الغني بعنصر المغنيسيوم ، وقد تحول هذا المعدن بشكل كلي تقريبا إلى الامفيبول ، أما البلاجيوكليس فقد تحول بزيادة محتوى الصوديوم فيه أو عن طريق تحوله إلى معادن أخرى أحيانا مثل الالبيدوت والسريسايت ، ولم يظهر الاوليفين في هذه الصخور على الرغم من وجود دلائل جيوكيميائية على وجوده وهذا قد يعني انه ربما وجد أساسا على شكل بلورات صغيرة أو داخل الأرضية وتغير لاحقا وبصورة كاملة إلى معدن الكلورايت إذ يعد الاوليفين أكثر المعادن تأثرا بعمليات التحول والتغير . من جهة أخرى لوحظ الاورثوبايروكسين بشكل بلورات صغيرة وبنسبة قليلة جدا في بعض من صخور مقطعي وراز وكيمو . ويستدل من احتواء بعض بلورات الامفيبول على محتوى عالي من عنصر الكروميوم أن محتوى الأخير في الصخور يعود إلى وجوده في الامفيبول وليس في السبينيل الغني بالكروميوم .

الفصل الخامس

عمليات التحول والتغير

(Metamorphism and Alteration Processes)

1-5 تمهيد Preface

تعرضت الصخور البركانية في معقد اوفيولايت ماوات كباقي معقدات الاوفيولايت في العالم إلى تأثير عمليات ثانوية تتضمن كل من تحول قاع المحيط والتغيرات اللاحقة المرافقة لتموضع صخور المعقد . ويحصل تحول قاع المحيط في صخور الاوفيولايت بعد تكونه إذ تتغلغل المحاليل الحرمائية في صخوره مؤدية إلى تحولها. وهناك عدد من العوامل الفيزيائية التي تؤثر على النظام الحرمائي تتضمن : معدل سرعة الانتشار (Spreading Rate)، عمق نفوذ الفوالق الاعتيادية (Depth of Penetration of Normal Faulting) ، نسبة وحجم النشاطات الصهارية (Rate and Volume of Magmatic Activity) ، التركيب الكيميائي للصهارة المندفعة (Composition of Erupted Lava) وكذلك المحتوى من المواد الطيارة (Volatile Content) في الصهارة (Olive *et al.*, 1997 ; Mevel & Cannat, 1991). اذ تؤدي هذه العوامل مجملها إلى الاختلاف في درجة التحول التي تتعرض لها الصخور. ومن تطبيق تقنية البوتاسيوم-الاركون على معدن الهورنبلند المعزول من صخور الديابيس السبيليتية التابعة للجزء التحت بركاني من المعقد تبين ان عمر تحول هذه الصخور هو 105 مليون سنة أي بعمر (الالبان - سينومينيان) (Aswad & Elias, 1988) .

2-5 التغيرات المعدنية الأساسية Essential Mineral Variations

إن أهم التغيرات المعدنية التي يمكن حدوثها خلال تحول قاع المحيط (Humphris & Thompson, 1978a) هي :

Plagioclase → Albite + Epidote

Plagioclase + Clinopyroxene → Chlorite + Epidote

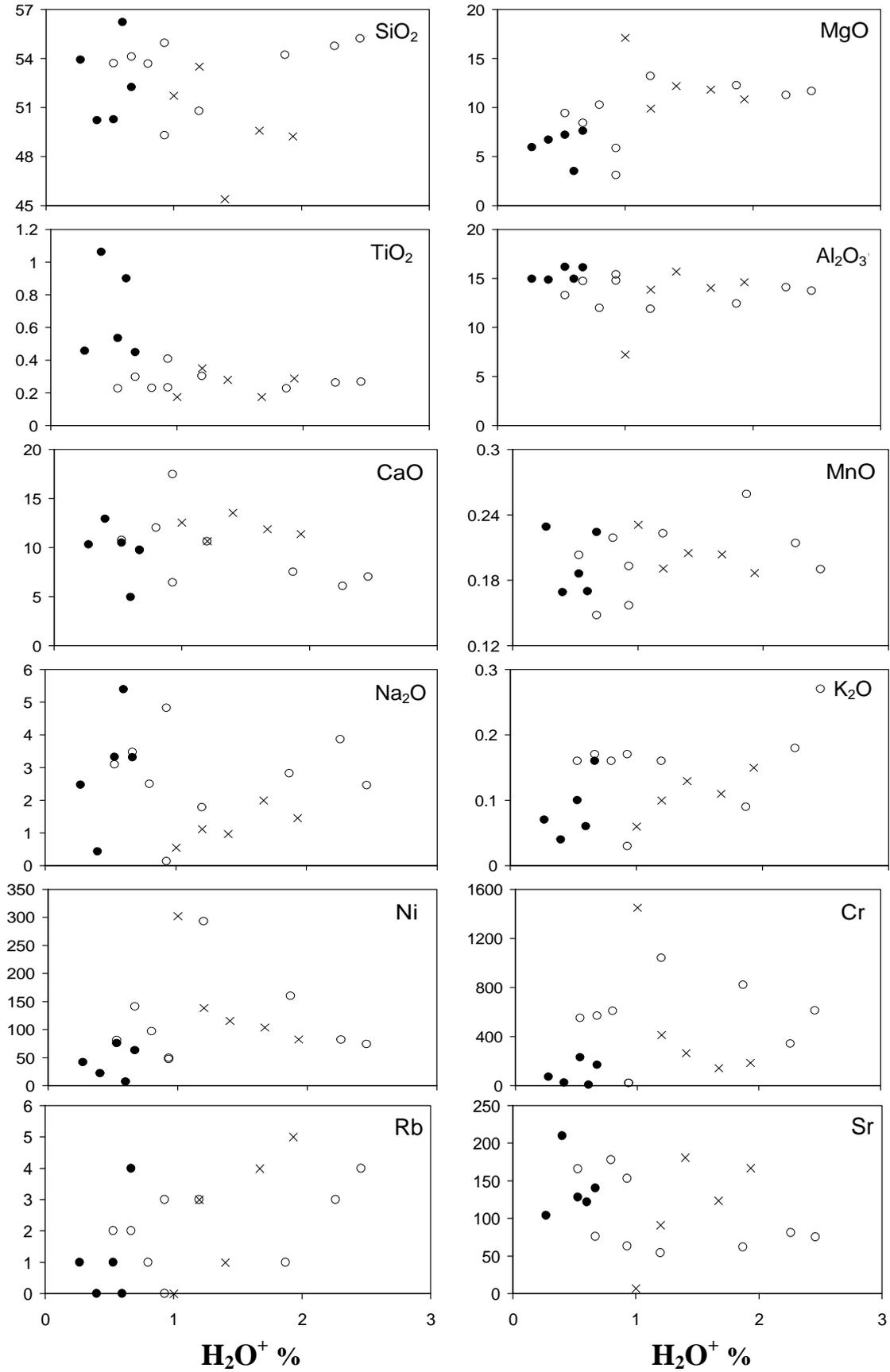
Olivine → Chlorite (+ Pyrite)

Pyroxene → Actinolite

Glassy Matrix → Chlorite + Actinolite Intergrowth

3-5 التغيرات الكيميائية Chemical Variations

تشكل حركة العناصر مشكلة كبيرة عند دراسة الصخور البركانية المتحولة والمتشوهة في معقدات الأوفيولايت ، إذ تتعرض هذه الصخور إلى تحول حرماي من نوع قاع المحيط في سحنة النضيد الأخضر وكذلك إلى عمليات التغير (Alteration) اللاحقة وإلى التشوهات متعددة الأطوار (Poly-Phase Deformation) والتي تؤدي بمجملها إلى تحطيم معظم المعادن والأنسجة الرئيسية (Polat *et al.*, 2002) . وبالاعتماد على محتوى الماء (H_2O^+) بوصفه مؤشراً على درجة التغير (Humphris & Thompson, 1978a) كما مبين في الشكل (1-5) يظهر أن صخور الدراسة الحالية قد تعرضت إلى درجات متباينة من التغير وهناك تباين في تصرف العناصر خلال هذه العمليات إذ يزداد اوكسيد المغنيسيوم (MgO) مع زيادة عملية التميؤ (زيادة H_2O^+) بسبب إحلال الكلورايت محل الأوليفين والكلابايروكسين (Floyd & Al-Samman, 1980) . من جهة أخرى يظهر نقصان في اوكسيد الكالسيوم يتفق مع دراسة السمان وآخرون (Al-Samman *et al.*, 1996) وتظهر زيادة في محتوى كل من اوكسيد الصوديوم واوكسيد البوتاسيوم وعنصر الروبيديوم مع زيادة التميؤ تختلف عن ما ذكره السمان وآخرون . كما يظهر عدم تأثر كل من اوكسيد التيتانيوم والألمنيوم بعمليات التغير في حين هناك تشتت في السيليكات واوكسيد المنغنيز وعنصر السترونتيوم نتيجة لهذه العمليات . وبسبب حصول العديد من العمليات خلال التحول مثل تكوين الالباييت (Albitization) وتكوين الكلورايت (Chloritization) والسلكتة (Silicification) فإنه من الواضح عدم وجود انتظام في الكثير من العلاقات ما بين الاكاسيد والعناصر أعلاه وما بين محتوى الماء بسبب احتمال حدوث تداخل ما بين هذه العمليات أثناء التحول مما يؤدي إلى صعوبة تحديد الزيادة أو النقصان في العناصر والاكاسيد . لذلك فقد استعملت العديد من الدراسات مسارا آخر في التعبير عن تصرف العناصر خلال عمليات التحول حيث اعتمدت على عنصر الزركونيوم (Zr) الذي يمثل احد العناصر الأقل تحركاً خلال هذه العمليات ويعاني فقط من التخفيف (Dilution) والتركيز (Concentration) بانتقال العناصر الأخرى من وإلى النظام (Smith & Smith, 1976 ; Wood *et al.*, 1979 ; Pearce & Peate, 1995) . ولهذا فان عنصر الزركونيوم يستعمل مؤشراً مستقلاً على التغير (Alteration-Independent Index) إذ انه كلما زاد التشتت في علاقة عنصر معين مع عنصر الزركونيوم كلما دل ذلك على زيادة تأثر هذا العنصر بعمليات التغير (Iacumin *et al.*, 2001 ; Murton *et al.*, 1992) . وهذا ما تم الاعتماد عليه في الدراسة الحالية لتقدير واختبار تأثيرات عمليات التحول على الصخور البركانية



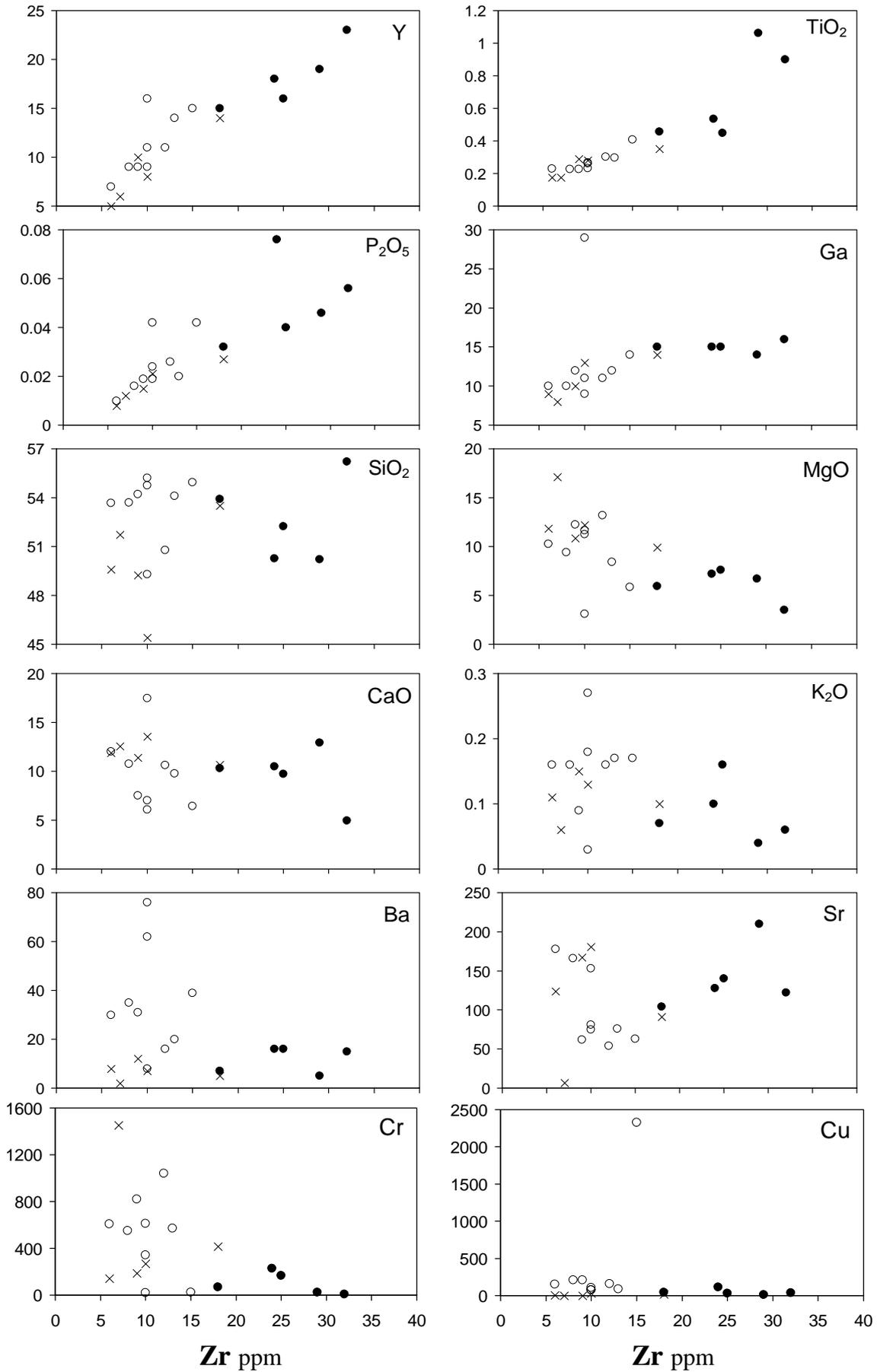
شكل (5-1) : العلاقة ما بين عناصر رئيسة (wt%) وأثرية (ppm) مختارة مع ماء التبلور (H_2O^+).

المتحولة في معقد اوفيولايت ماوات . إن حركة عناصر السليكون والكالسيوم والبوتاسيوم والباريوم والسترونشيوم والنحاس تظهر واضحة بسبب عدم وجود علاقة واضحة ما بين هذه العناصر مع عنصر الزركونيوم والتغيرات الكبيرة في تراكيز البعض منها (الشكل 5-2). كما أن هذه العناصر تظهر علاقة ضعيفة جداً مع اوكسيد المغنسيوم (MgO) كما في الشكل (5-3) وفي معظمها تباين واضح في المخططات متعددة العناصر مقارنة مع العناصر الأقل تحركاً وهذا يشير إلى فقدان أو الاكتساب في هذه العناصر خلال عمليات التحول . من جهة أخرى وكما هو مبين في الشكل (5-2) فإن عناصر أخرى مثل اليتيريوم والتيتانيوم والفسفور والكالسيوم تظهر علاقة قوية مع عنصر الزركونيوم مما يدل على قلة حركتها خلال عمليات التحول ، ولكنها تظهر علاقة غير قوية مع اوكسيد المغنسيوم (MgO) مما يدل على حركة الأخير خلال عمليات التحول والتغير وهو يتوافق كذلك مع عنصري النيكل والكروميوم وكما هو واضح في الشكل (5-3) .

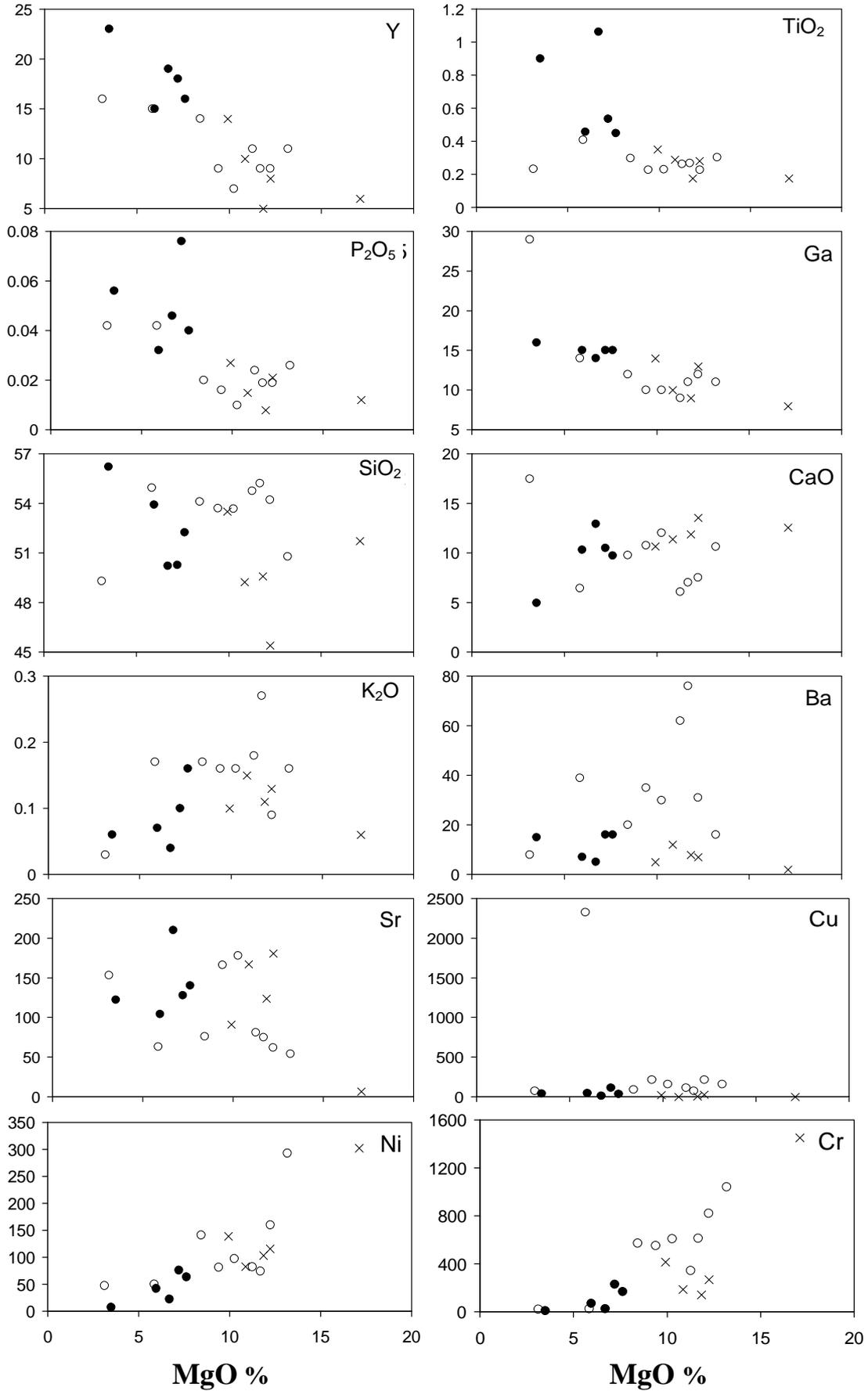
إن الثبات أو الزيادة في محتوى اوكسيد الصوديوم (Na_2O) في الصخور الحالية والذي ينتج من حصول عملية الالبتة أثناء التحول يدل على أن المحاليل التي أدت إلى التحول تمتلك صفة الزيادة في النسبة Na^+/H^+ ولأن هذه الصفة غير موجودة في عمليات التجوية (Weathering) والتي تؤدي بصورة عامة إلى إزالة هذا الاوكسيد من الصخور ، فهذا يعني أن عملية التحول الحاصلة قد تمت بفعل محاليل ماء البحر (Brine Water) (Barbieri et al., 2000 ; Hart et al., 1999 ; Akinci et al., 1991) . لكن لا يمكن تسمية هذه الصخور بالسيللايت (Spilite) وذلك لعدم وصول محتوى اوكسيد الصوديوم فيها الى 4.5 (Vallance, 1974) ما عدا نموذجين اثنين وكما هو ظاهر في مخطط ($\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$) (الشكل 5-4) اذ تقع معظم هذه الصخور في حقل الصخور غير المتسبلتة (Non-spilite)، علماً بأنه لم يتم تسقيط نموذج SW11(صخرة الابدوسايت) على المخطط.

لقد تبين للعديد من الباحثين أن العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر الكبير (LILE) والتي تشمل السيزيوم والروبيديوم والباريوم والبوتاسيوم والسترونشيوم واليورانيوم والرصاص والثوريوم تعد عناصراً متحركةً خلال عمليات التغير والتحول ومن ثم فقد تتأثر بالمحاليل وتنتقل

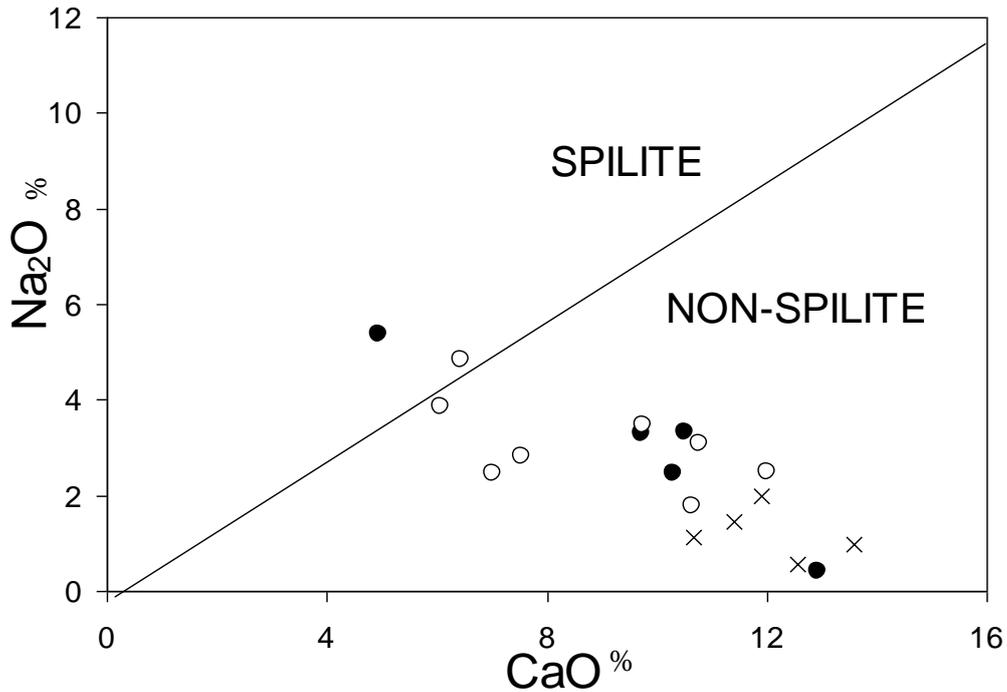
معها (Beccaluva et al., 1977 ; Schilling, 1973 ; Allegre et al., 1973) (Seewold & Seyfried, 1990) . ولذلك فإن تركيزها في الصخور الحالية لا يمكن أن يمثل محتواها في الصهير الأصلي بسبب حساسية هذه العناصر لعمليات التغير والتحول التي تعرضت لها صخور الدراسة الحالية . ومن جانب آخر فإن التغير الكبير في تركيز هذه العناصر مقارنة مع العناصر ذات مجال الجهد العالي قد يعود كذلك ولو بصورة محدودة إلى اختلاف درجة عدم التوافق (Incompatibility) فيها (Torres-Alvarado et al., 2003).



شكل (2-5) : العلاقة ما بين عناصر رئيسة (wt%) وأثرية (ppm) مختارة مع عنصر الزركونيوم.



شكل (3-5) : العلاقة ما بين عناصر رئيسة (wt%) وأثرية (ppm) مختارة مع اوكسيد المغنسيوم.



شكل (4-5) : مخطط (Na₂O - CaO) ، عن فالينس (Vallance, 1974) .

إما العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) التي تضم كلا من التيتانيوم والفوسفور والزركونيوم واليتيريوم والنايوبيوم والهافنيوم فهي على النقيض غير متحركة خلال عمليات التحول والتحول واقل حساسية للمحاليل المائية (Coish, 1977 ; Pearce & Cann, 1971) من كون الأخيرين تحت حد التحسس لأجهزة القياس ، ولذلك فإن هذه العناصر تعكس توزيعها الأصلي ما قبل التحول في صخور الدراسة الحالية .

ذكر العديد من الباحثين أن العناصر الانتقالية (Transitional Elements) مثل الفناديوم والكروميوم والنيكل والسكانديوم تُعد عناصراً غير متحركة تحت ظروف عمليات التحول والتحول (Oshin, 1981 ; Pearce, 1980) . غير ان عنصرى النيكل والكروميوم قد يظهران تأثيراً بعملية التحول ودرجات متباينة وبشكل يتوافق مع حركة اوكسيد المغنسيوم ، وهذا ما هو ملاحظ من خلال العلاقة الواضحة ما بين هذه العناصر واوكسيد المغنسيوم (الشكل 3-5) ، وهذا مشابه لما ذكره فلويد والسمان (Floyd & Al-Samman, 1980) عند دراستهما للصخور البركانية في منطقة غرب كورنش في بريطانيا .

أما العناصر الأرضية النادرة (REE) فهي كذلك غير متحركة خلال عمليات التحول والتحول (Boyle, 1989 ; Menzies *et al.*, 1979) . لكن إمكانية حصول حركة في العناصر الأرضية النادرة الخفيفة (LREE) واردة أثناء العمليات الثانوية

(Briand *et al.*, 2002 ; Venturelli *et al.*, 1981) . إلا أن ظهور نمط متوافق وشبه موازٍ لهذه العناصر (شكل 4-34) يدل على أن الصخور الحالية تحتفظ بتراكيز أصلية لهذه العناصر (Xu *et al.*, 2003 ; Offler & Gamble, 2002 ; Bienvenu *et al.*, 1990)، مما يعني أن هذه العناصر لم تعاني من حركة أو عانت من حركة قليلة جداً وفي الخفيفة منها (LREE) تحديداً خلال عمليات التغيير وتحول قاع المحيط .

وقد لوحظ في معظم النماذج أن تركيز اوكسيد الحديدوز (FeO) يكون عادة اكبر من اوكسيد الحديديك (Fe₂O₃) وخاصة في مقطعي وراز و كيمو وهذا يدل على أن عملية التحول قد تمت تحت ظروف مختزلة والتي تكون مثالية لتكوين معادن الكبريتيدات (Barbieri *et al.*, 1978b ; Humphris & Thompson, 2000) . إن وجود تشتت في توزيع عنصر النحاس (Cu) وتركيزه الكبير في بعض النماذج كما في نموذج SW12 من مقطع وراز يدل على إزالة هذا العنصر أثناء عمليات التحول وإعادة ترسيبه في مواقع معينة ضمن معادن وخامات الكبريتيدات ويكون مصاحباً لعنصر الخارصين (Zn) أحياناً ، ولذلك فإن وجود نسبة عالية من عنصر النحاس في بعض هذه الصخور ربما يدل على وجود معادن الكبريتيدات (Akinci *et al.*, 1951 ; Wager & Mitchell, 1979 ; Krauskopf, 1991) .

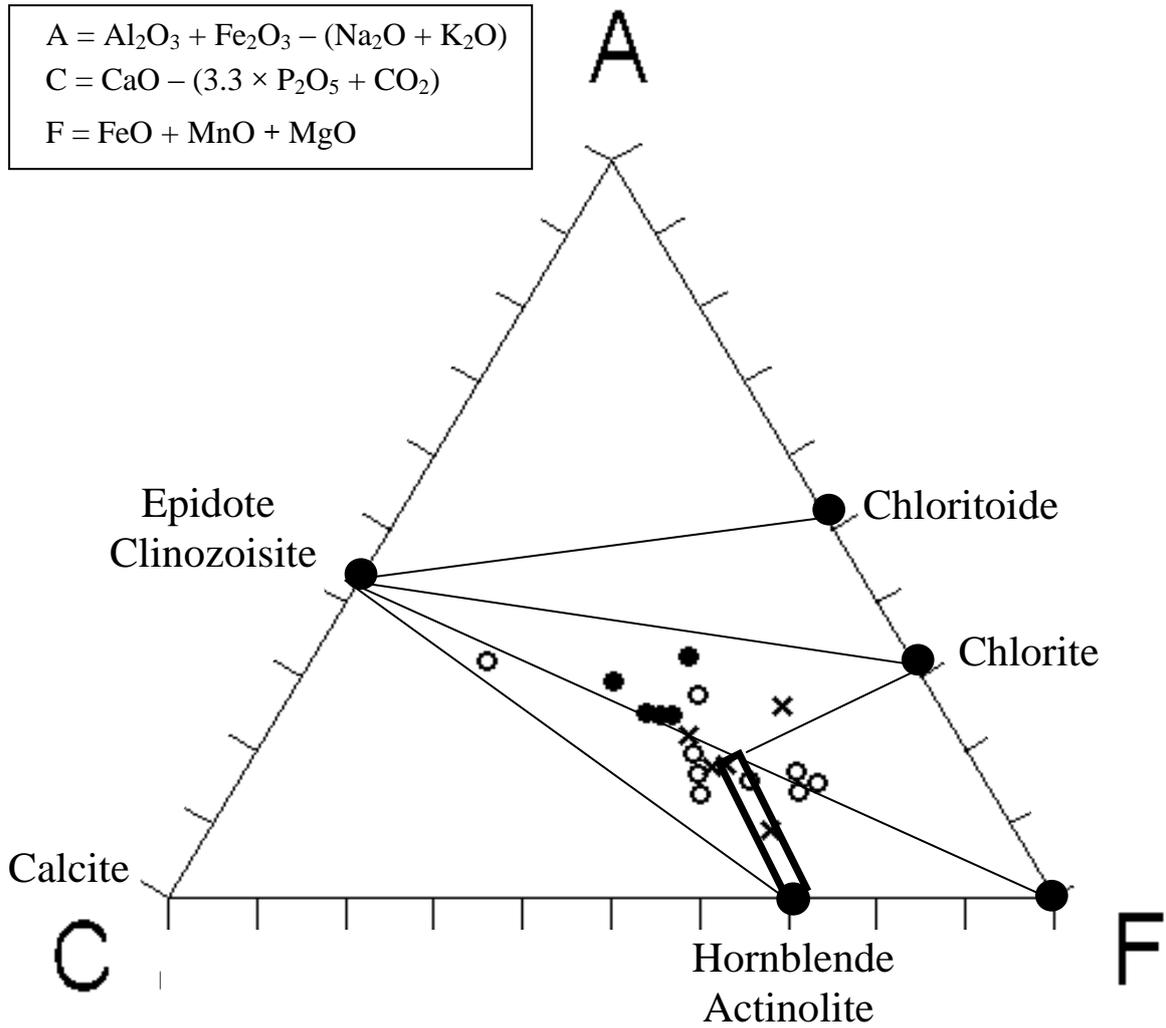
تتحول صخور البازلت أحياناً وبشكل كلي إلى صخور الالبيدوسايت الممثلة بالنموذج SW11 في الدراسة الحالية أثناء تحولات قاع المحيط ، إذ تمثل هذه الصخور نواتج تفاعل شديد ما بين الصخور والمحالييل ذات درجة الحرارة المتوسطة إلى العالية وفي ظروف وجود نسبة عالية للماء خلال العملية والتي تحصل في مناطق التصريف المحصورة (Restricted Discharge Zones) . وتتميز هذه الصخور بتجمعة معدنية تضم الالبيدوت + الكوارتز + الكلورايت وتظهر بالنسيج الحبيبي (Granoblastic Texture) . وفي هذا السياق تبين أن هناك دلائل على حركة كبيرة للعناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي والعناصر الأرضية النادرة وتغير في النسبة ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd في صخور الالبيدوسايت كما في معقد بندوس (Valasmi-Jones & Cann, 1994) . وقد لوحظت هذه الصخور في العديد من معقدات الاوفيولايت في العالم مثل معقد ساموثراكي ايلاند (Samothraki Island) (Tsikouras, 1998) ومعقد اوفيولايت بندوس (Pindos) (Pe-Piper *et al.*, 2004) في اليونان ومعقد بوهول (Bohol) (Yumul, 2003) في الفلبين . ولذا فإن هذه الصخور تعد احد الصفات المميزة لمعقدات الاوفيولايت المتكونة فوق نطاق الغوران (Banerjee & Gillis, 2001 ; Banerjee *et al.*, 2000) .

4-5 العلاقة ما بين التغيرات الكيميائية والمعدنية**Relationship between Chemical and Mineralogical Variations**

يمكن توضيح التغيرات في التركيب الكيميائي والمعدني للصخور الحالية باستخدام مخطط ACF الذي يساعد على ربط أكبر عدد ممكن من المعادن مع مكوناتها الأساسية. ويتبين فيه أن الصخور الحالية تقع في بداية سحنة الامفيبوليت (Lower Amphibolite Facies). وإن تأثير العمليات الثانوية كالتغير والتحول يمكن ملاحظته من خلال الانتشار الواضح للنماذج على هذا المخطط (شكل 5-5)، لكن مع ذلك تقع معظم النماذج في حقل الصخور القاعدية بامتداد ما بين حقلي المغنسيوم والكالسيوم إذ تضم التجمعة المعدنية كلا من الامفيبول والكلورايت والابيدوت+الفلدسبار+الكوارتز. وتمثل النماذج المغتنية بالمغنسيوم وجود الكلورايت الناتج من التحول مع استمرار التميؤ، أما النماذج المغتنية بالكالسيوم فتدل على وجود معدني الابيدوت والكالسايت، في حين تمثل النماذج ذات النسبة العالية من الكالسيوم والمغنسيوم معاً النماذج الغنية بالامفيبول والكلورايت وهي الغالبة.

5-5 ظروف التحول ومراحله Metamorphism Conditions and Stages

تدل التجمعة المعدنية على أن الصخور الحالية قد تأثرت بتحول قاع المحيط في سحنة النضيد الأخضر - بداية سحنة الامفيبوليت التي تمتاز بصورة عامة بمدى من درجات الحرارة والضغط، ويدعم ذلك ملاحظة عدم وجود نسيج اتجاهي في صخور المعقد ككل إلا في بعض المناطق القريبة من الفوالق وانطقة الزحف (Aswad & Ojha, 1984). ويدل وجود الكلورايت في هذه الصخور على أن الحرارة كانت بحدود 300 درجة مئوية (Kristmannsdottir, 1975) لكن وجود الامفيبول من نوع الهورنبلند بنسبة عالية في هذه الصخور يرفع من درجة الحرارة لها ما بين 400 - 500 درجة مئوية (Spear, 1981) (Liou et al., 1974; Miyashiro et al., 1971) وتصل بذلك إلى المراحل المبكرة من سحنة الامفيبوليت. من جهة أخرى فإن وجود الكلورايت في التجمعة المعدنية وقلة أو انعدام الصوديوم في الموقع B (M4 site) في الامفيبول (جدول 3-1) وكذلك المحتوى الواطي لعنصري التيتانيوم والالمنيوم في الموقع C (شكل 3-2) في الامفيبول هو دليل على ظروف التحول ذي الضغط الواطي (Pamic et al., 2002) الذي قد يكون بحدود 1 Kbar أو أقل من ذلك. إن مجمل هذه الظروف التحولية تعد أقل من تلك



شكل (5-5) : مخطط ACF لتوضيح العلاقة ما بين التركيب الكيميائي والمعدني ، عن اسكولا (Eskola, 1939) .

التي تعرضت لها الصخور تحت البركانية من المعقد والتي امتازت بمدى أعلى (Aswad & Elias, 1988) . وهذا ما تعكسه العلاقة ما بين $Al^{IV} - (Na+K)_A$ (شكل 3-3) إذ تدل العلاقة الطردية فيها على كون التحول من نوع قاع المحيط ، كما يظهر ان الصخور البركانية قد تعرضت إلى مدى تحول اقل من مداه في الصخور تحت البركانية في المعقد بوقوعها إلى الأسفل من الأخيرة . وبعد ذلك تأثرت صخور مقطع وراز جزئياً بتحول تراجع نتيجة التبريد ووجود الماء أدى إلى تغير في أنواع المعادن حيث تكون الامفيبول من نوع الاكتينولايت والبلاجيوكليس من نوع الالباييت وظهر معدن اليبيدوت ، وهي المعادن التي تعد مستقرة في

ظروف الحرارة الأعلى من 250 درجة مئوية (Bird et al., 1984) وبذلك فهي تقل عن ظروف التحول التقدمي الأولى .

ولتوضيح طبيعة بيئة التحول تم إيجاد علاقة كل من عنصرى الألمنيوم والكالسيوم ما بين معدني الامفيبول والبلاجيوكليس في كل من الصخور البركانية وتحت البركانية بعد إيجاد قيمة الجزء المولي (Mole Fraction) كما في الجدول (5-1) والجدول (5-2) والجدول (5-3) . ويتضح في المخططات الناتجة (شكل 5-6) و(شكل 5-7) أن معظم التحاليل لها مسار رئيس يمثل التحول من نوع قاع المحيط (Ocean Floor Metamorphism) وهو الحدث الرئيس المؤثر في هذه الصخور وأعطى الرمز M_1 ، إن وجود هذا الاتجاه يدل على وجود توازن ما بين الامفيبول والبلاجيوكليس اثناء التحول . وعلى امتداد الاتجاه الرئيس لحدث التحول التقدمي (Prograde Metamorphism) (M_1) حصل تبدل في تركيب الامفيبول الذي ابتداءً بالاكينوليت (بعض نماذج وراز) في المرحلة المبكرة من التحول الى الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم (بقية نماذج وراز ونماذج كنارو) والجيرماكايت الغني بالحديد (بعض نماذج كيمو) ثم الى الباركاسايت الغني بالحديد (Ferron Pargasite) الذي يمثل ذروة التحول للصخور تحت البركانية ، بينما تميز البلاجيوكليس خلال هذا الحدث بأنواع الاوليكوكليس والانديسين واللابرادورايت في الصخور البركانية والاوليكوكليس فقط بالنسبة للصخور تحت البركانية . وان المظهر العام للصخرة هو ناري أي لا يوجد نسيج اتجاهي واضح إلا في مواقع محددة قريبة من انطقة الزحف والقوق. إن هذا التحول يقع ضمن بداية سحنة الامفيبوليت وحدث خلال فترة الالبيان-سينومينيان وان عمره بالتحديد هو 105 مليون سنة كما بينا سابقاً . كما يظهر في المخططين (شكل 5-6 و 5-7) وقوع بعض تحاليل مقطع وراز في أسفل الاتجاه الرئيس وقد يعود ذلك إلى حدث التحول التراجعي (Retrograde Metamorphism) الذي اثر بصورة جزئية في بعض من صخور هذا المقطع وأدى إلى تكون الامفيبول من نوع الاكينوليت والبلاجيوكليس من نوع الالبايت . وهذا التحول مرتبط بالتحول الرئيس لكنه نتج عن انخفاض درجة الحرارة وزيادة نسبة الماء الى الصخرة .

في هذا السياق العام انقسمت نماذج صخور كيمو على قسمين ، الأول يتبع الاتجاه الرئيس مما يدل على تأثر هذه الصخور بتحول قاع المحيط (M_1) ، والثاني انفصل عن الاتجاه الرئيس ليقع إلى الأعلى منه بسبب زيادة محتوى الانورثايت في معدن البلاجيوكليس . وتفسر هذه الزيادة في محتوى الانورثايت (الى حدود 90%) باحتمال حدوث تحول محدود أعطى الرمز M_2 صاحب عمليات الزحف وتموضع الاوفيولايت خلال مدة المايوسين . والدليل على ذلك غلبة ظهور النسيج البورفيروكلاستي في صخور هذا المقطع . ان يمكن

القول ان السبب الأساسي لزيادة محتوى الكالسيوم في البلاجيوكليس هو تداخل صخور كيمو مع الصخور الكربوناتية المجاورة لها ، وأدى ارتفاع درجة الحرارة الناتجة عن حركات الزحف إلى تحرر محاليل حرمانية متحركة ما بين هذه الصخور ومن ثم حدوث تفاعل بين البلاجيوكليس (نوع الالبايت) مع الكالسايت .

إن زيادة محتوى الكالسيوم في البلاجيوكليس قد لا تؤدي بالضرورة إلى زيادة محتوى الكالسيوم الكلي في الصخرة لسبب قد يعود إلى النقصان في حجم ونسبة البلاجيوكليس نتيجة التحول وزيادة نمو الامفيبول على حسابه (Gresens, 1967) وهذا التفسير ينسجم مع الملاحظات البتروغرافية لصخور المقطع .

جدول (5-1) : قيم الجزء المولي (Mole Fraction) لعنصر الالمنيوم في معدني الالمنيول والبلاجيوكليس .

Al _{Amphibole}	Al _{Plagioclase}	Al _{Amphibole}	Al _{Plagioclase}	Al _{Amphibole}	Al _{Plagioclase}
SM9		SW6		GS2	
0.082	0.280	0.035	0.206	0.082	0.273
0.112	0.282	0.048	0.204	0.081	0.378
0.096	0.279	0.039	0.203	0.086	0.374
0.123	0.275	0.038	0.203	0.082	0.380
0.079	0.279	0.036	0.203	0.082	0.360
SM12		SW8		GS6	
0.105	0.283	0.062	0.250	0.155	0.273
0.103	0.274	0.144	0.255	0.141	0.309
0.128	0.285	0.054	0.252	0.135	0.261
0.070	0.280	0.032	0.255	0.149	0.257
0.087	0.282	0.065	0.259	0.152	0.261
SW2		SW15		GS11	
0.053	0.261	0.050	0.264	0.112	0.382
0.025	0.261	0.023	0.255	0.092	0.369
0.074	0.263	0.035	0.282	0.100	0.377
0.035	0.268	0.900	0.265	0.099	0.374
0.047	0.259	0.086	0.262	0.092	0.366

الجزء المولي (Mole Fraction) : هو النسبة المولية للعنصر المعني على مجموع المولات للعناصر (Mason & Moore, 1982) .

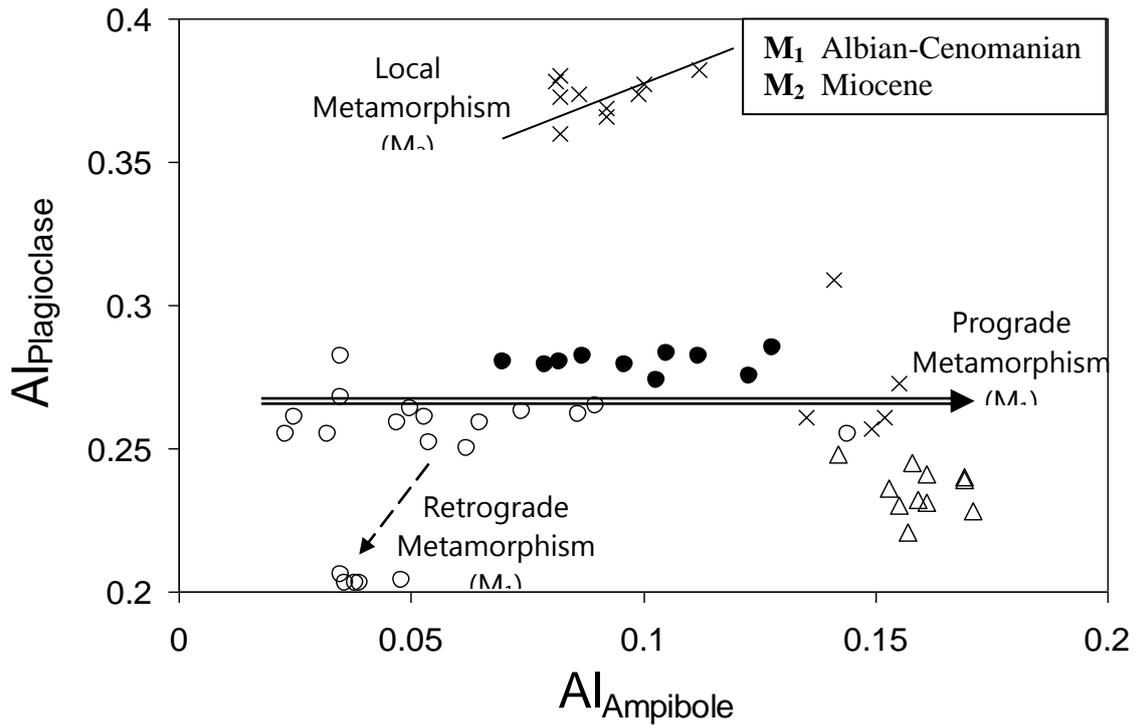
جدول (2-5) : قيم الجزء المولي (Mole Fraction) لعنصر الكالسيوم في معدني الامفيبول والبلاجيوكليس .

Ca _{Amphibole}	Ca _{Plagioclase}	Ca _{Amphibole}	Ca _{Plagioclase}	Ca _{Amphibole}	Ca _{Plagioclase}
SM9		SW6		GS2	
0.119	0.082	0.124	0.006	0.117	0.176
0.121	0.086	0.127	0.004	0.119	0.181
0.118	0.082	0.127	0.006	0.117	0.182
0.119	0.080	0.126	0.005	0.117	0.185
0.122	0.082	0.125	0.005	0.118	0.168
SM12		SW8		GS6	
0.122	0.074	0.129	0.054	0.121	0.078
0.120	0.060	0.126	0.061	0.120	0.116
0.109	0.077	0.128	0.056	0.118	0.064
0.122	0.128	0.131	0.058	0.119	0.061
0.119	0.074	0.125	0.061	0.122	0.066
SW2		SW15		GS11	
0.127	0.062	0.126	0.067	0.115	0.190
0.122	0.062	0.129	0.058	0.114	0.173
0.128	0.065	0.124	0.083	0.119	0.189
0.126	0.069	0.125	0.076	0.115	0.177
0.122	0.062	0.126	0.066	0.116	0.172

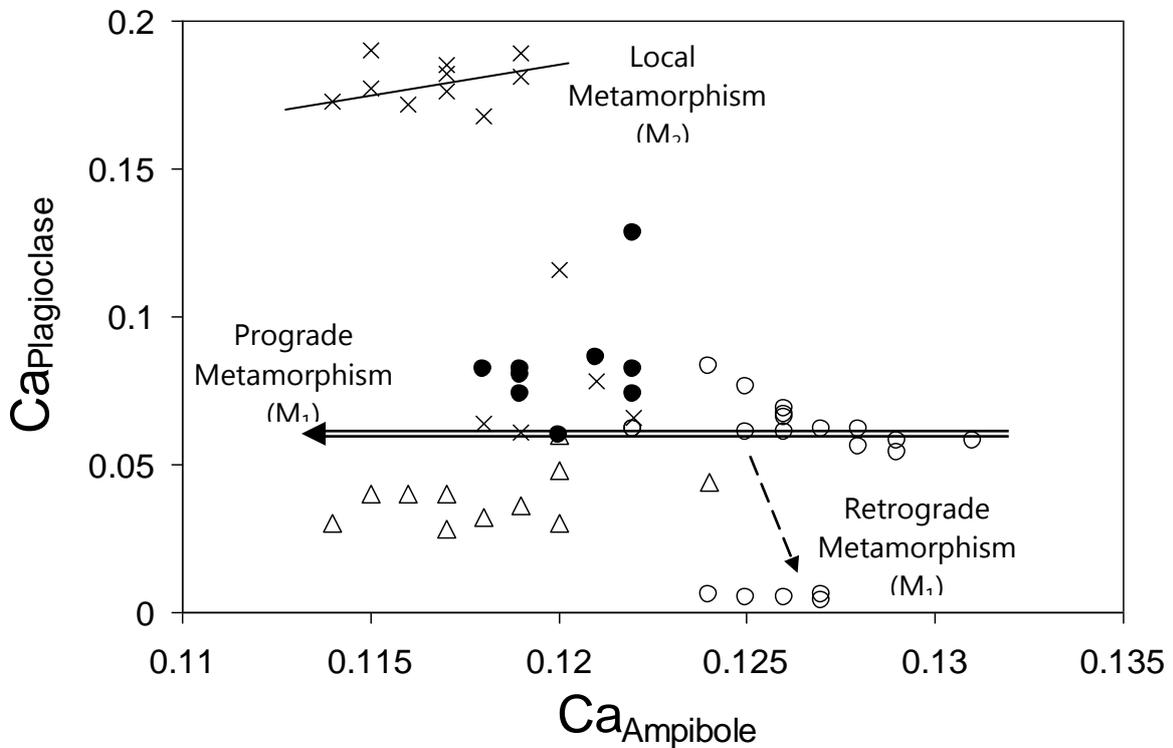
جدول (3-5) : قيم الجزء المولي (Mole Fraction) لعنصري الالمنيوم والكالسيوم في معدني الامفيبول والبلاجيوكليس للصخور تحت البركانية (Aswad & Elias, 1988) .

Al _{Amphibole}	Al _{Plagioclase}	Al _{Amphibole}	Al _{Plagioclase}
4		5	
0.158	0.245	0.157	0.221
0.142	0.248	0.155	0.230
0.171	0.228	0.161	0.231
10		14	
0.159	0.232	0.153	0.236
0.161	0.241	0.169	0.239
0.169	0.240	0.168	0.060

Ca _{Amphibole}	Ca _{Plagioclase}	Ca _{Amphibole}	Ca _{Plagioclase}
4		5	
0.124	0.044	0.114	0.030
0.120	0.048	0.120	0.030
0.124	0.028	0.119	0.036
10		14	
0.115	0.040	0.118	0.032
0.116	0.040	0.117	0.028
0.120	0.060	0.117	0.040



شكل (5-6) : علاقة الالمنيوم ما بين معدني الامفيبول والبلاجيوكليس . الرمز Δ يمثل الصخور تحت البركانية عن اسود والياس (Aswad & Elias, 1988) .



شكل (5-7) : علاقة الكالسيوم ما بين معدني الامفيبول والبلاجيوكليس . الرمز Δ يمثل الصخور تحت البركانية عن اسود والياس (Aswad & Elias, 1988) .

الفصل السادس النشوءية (Petrogenesis)

1-6 المصدر الجبي Mantle Source

إن النمط المتوازي والمتجانس والمنبسط إلى حد كبير للعناصر الأرضية النادرة (شكل 4-34) يعكس حقيقة أن الصخور في المقاطع الثلاثة (كنارو وواراز وكيمو) ذات أصل واحد ونتاجت عن المصدر الجبي نفسه وهي بذلك تماثل نتائج دراسات عديدة في هذا المجال (Parlak *et al.*, 2004 ; Srivastava *et al.*, 2004 ; Xu *et al.*, 2003 Maheo *et al.*, 2004). ويتمثل هذا المصدر الجبي بصخور البيروودوتايت التي تتكون من نسبة عالية من الهارزبركايت والدنايت الحاوية على عدسات من الكرومايت (Chromite Pods) مع تواجدات ثانوية لصخور الليروزولايت (Aswad *et al.*, 1993). كما إن وقوع صخور المقاطع الثلاثة على مسار واحد في مخططات التغيرات الثنائية للعناصر غير المتوافقة وبخاصة في العلاقة ما بين عنصر الزركونيوم واليتيريوم (شكل 5-2) يدل على الأصل والمنشأ الواحد والتأثر كذلك بالعمليات الصهيرية نفسها (Abu-Hamatteh, 2004 ; Nicolae & Saccani, 2003).

2-6 التبلور التجزئي Fractional Crystallization

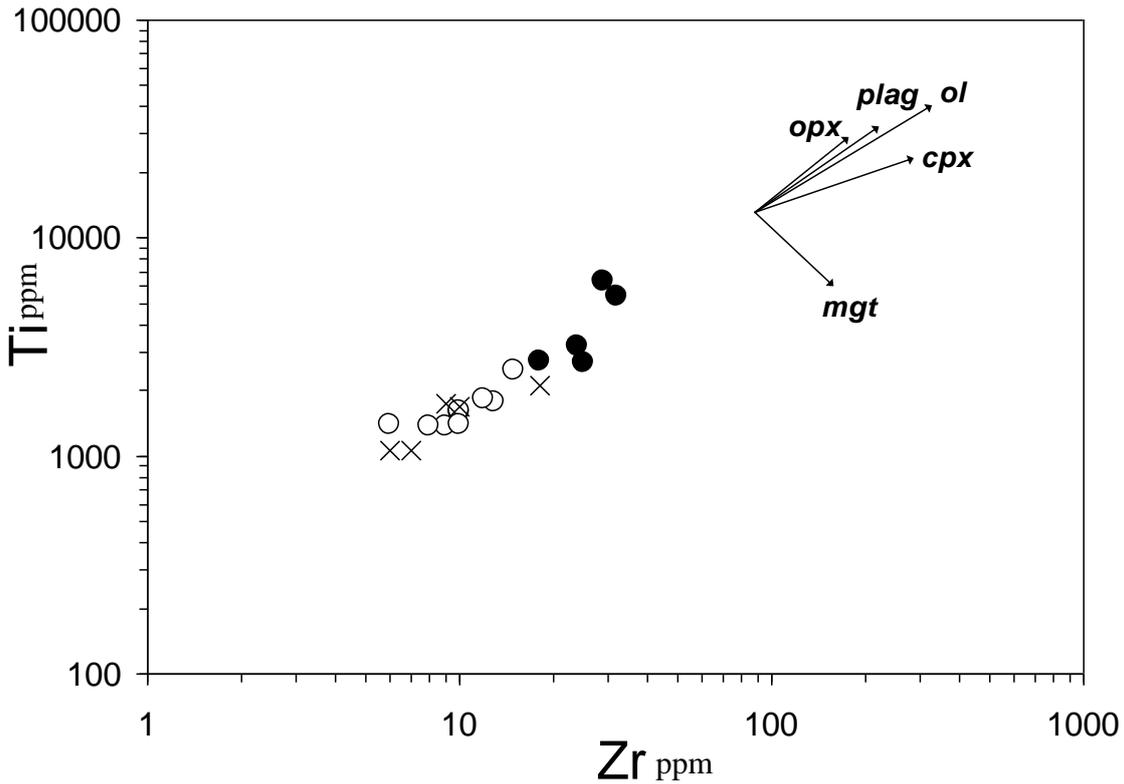
تتبلور المعادن الابتدائية أثناء عملية التبلور التجزئي للصحارة الأولية على وفق تسلسل معين اعتماداً على سلسلة تفاعل باون (Bowen Reaction Series) إذ يحصل تبلور لمعادن الصخور القاعدية في مرحلة لاحقة لتبلور معادن الصخور فوق القاعدية ومن بعدها تتبلور المعادن التابعة للصخور المتوسطة والحامضية. وفي هذه الدراسة فإن هناك العديد من الأدلة الجيوكيميائية التي تشير إلى تبلور معادن معينة ضمن الصخور البركانية الحالية وعدم تبلور معادن أخرى، وبما أن الصخور التابعة لمقاطع كنارو وواراز وكيمو ذات أصل واحد ومعرضة إلى نفس العمليات كما تبين سابقاً، لذلك فسيتم التطرق للمعادن المتبلورة في كل هذه المقاطع على أساس واحد.

إن ظهور علاقة طردية جيدة ما بين عنصر الزركونيوم وعناصر اليتيريوم والفناديوم وأكاسيد التيتانيوم والفسفور (شكل 5-2)، وظهور علاقة عكسية ما بين العناصر أعلاه مع أكاسيد المغنسيوم وعنصري النيكل والكروميوم (شكل 5-3) يدل على حصول التبلور التجزئي

لمعادن الكلاينوبايروكسين (Clinopyroxene) والاوليفين (Olivine) والبلاجيوكليس (Plagioclase) والاورثوبايروكسين (Orthopyroxene) (Hock & ; 1979 ; Barbieri *et al.*, 1995 Koller, 1989 ; Venturelli *et al.*, 1979).

وهناك أدلة تشير إلى كون معدن الكلاينوبايروكسين هو أكثر المعادن سيطرة على عملية التبلور التجزئي إذ أن وجود نسبة عالية من Cr/Ni (جدول 3-4) في هذه الصخور والنقصان الكبير في محتوى عنصر الكروميوم (Cr) نسبة إلى النقصان في محتوى عنصر النيكل (Ni) في النماذج المتعرضة لعمليات التبلور التجزئي بدرجة أعلى هي أدلة على التبلور التجزئي لمعدن الكلاينوبايروكسين نسبة إلى معدن الاوليفين (Wood, 1980)، إذ تعد عملية التبلور التجزئي أكثر ميكانيكية تؤدي إلى النقصان في عنصر الكروميوم (Pearce & Norry, 1979). أما العلاقة الطردية بين اوكسيد المغنسيوم (MgO) واوكسيد الكالسيوم (CaO) (شكل 3-5) فتدل على التبلور التجزئي لمعادن الكلاينوبايروكسين نسبة لمعادن البلاجيوكليس على الرغم من كون هذه العلاقة ضعيفة بسبب تأثير عمليات التحول (Hoang & Uto, 2003 ; Laurent & Hebert, 1989).

يتبلور معدن الاورثوبايروكسين بدل الاوليفين في ظروف التبلور التجزئي ذات الضغط العالي ويتسبب كذلك في تقليل فرص تبلور البلاجيوكليس (Jaques & Green, 1980)، ولكن وجود معدن الاورثوبايروكسين بنسبة قليلة جدا في الصخور الحالية ووفرة معادن البلاجيوكليس فيها يدل على أن عملية التبلور التجزئي قد حدثت في ظروف الضغط الواطئ. يعد المخطط (Ti-Zr) (الشكل 1-6) من المخططات المهمة في هذا المجال، إذ إن وقوع كل نماذج المقاطع الثلاثة (كنارو و وراز و كيمو) على مسار واحد يدل بصورة حتمية أنها تتبع اتجاه التبلور التجزئي نفسه، كما يدل كذلك على أن عملية التبلور التجزئي هي العملية التطورية المسيطرة على هذه الصخور (Saccani & Photiades, 2004). وان هذا المسار بالتحديد يمثل الاتجاه الذي تقع فيه الصخور التابعة لبيئة الجزر القوسية (Volcanic Arc Trend) (Alabaster *et al.*, 1982). ويستدل من هذا المخطط على تبلور معادن الكلاينوبايروكسين والاوليفين والبلاجيوكليس والاورثوبايروكسين، كما يدل على عدم تبلور المعادن الحاملة لعنصر التيتانيوم أو تبلورها بشكل قليل جداً (Pearce & Norry, 1979)، إذ يعد عنصر التيتانيوم غير متوافق خلال عملية التبلور التجزئي في التجمعات الغير حاوية على معادن المغنتايت والالمنائيت ولذلك تظهر له علاقة طردية واضحة مع عنصر الزركونيوم الغير متوافق دائماً (Pe-Piper *et al.*, 2004). وهذا يتوافق أيضا مع المحتوى العالي لكل من عنصري النيكل والكروميوم حيث أن حصول



شكل (6-1) : مخطط العلاقة اللوغارتمية ما بين الزركونيوم والتيتانيوم لتوضيح المعادن المتبلورة ، عن ساكاني وفوتيداس (Saccani & Photiades, 2004).

تبلور للمعادن الحاملة للتيتانيوم سوف يعمل على تقليل محتوى هذين العنصرين بشكل ملحوظ (Abu-Hamattah, 2004). وقد تبين أن الصخور الثوليتية الواطنة المحتوى بالبوتاسيوم (Low-K Tholeiite) تكون حاوية على معادن الكلاينوبايروكسين والاوليفين والبلاجيوكليس وبنسب متفاوتة لكنها لا تحتوي على معدن المغنتايت أو انه يكون بنسبة واطئة جدا (Laurent & Hebert, 1989).

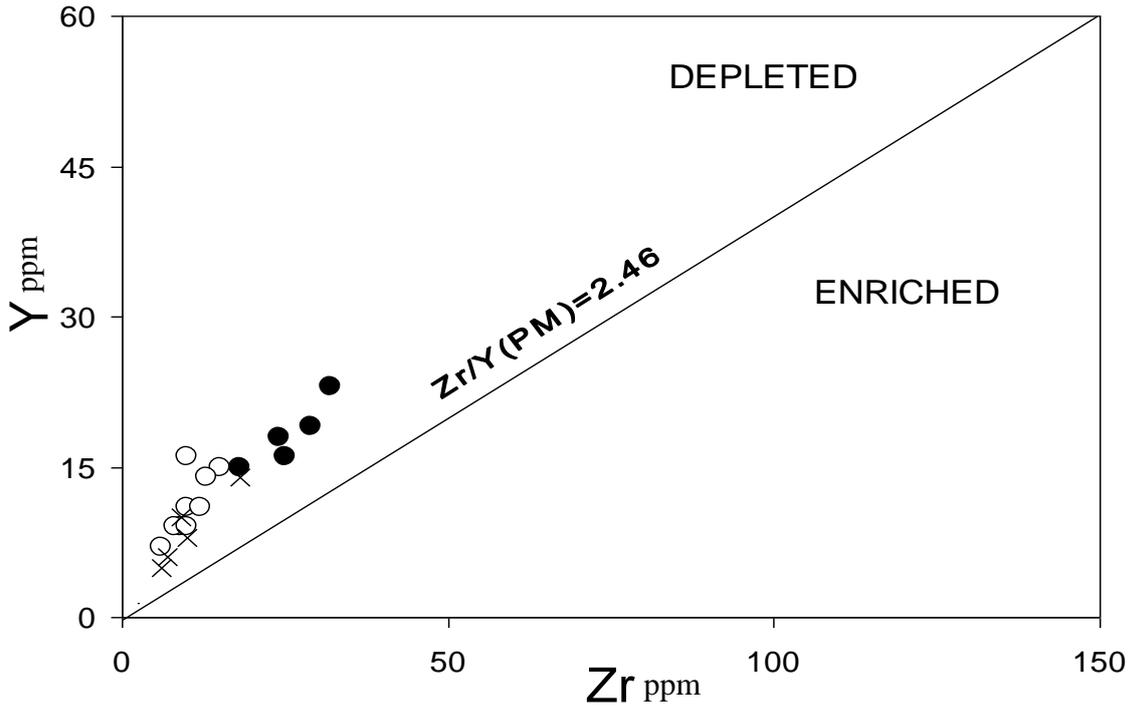
إن المحتوى الواطي لاوكسيد الفوسفور (P_2O_5) وعلاقته الطردية مع الزركونيوم (شكل 5-2) يدل على قلة تبلور معدن الاباتايت (Apatite) خلال عملية التبلور التجزئي (Wang et al., 2004 ; Briand et al., 2002).

من الدلائل الأخرى على حصول عملية التبلور التجزئي هي قيمة المعامل Mg# إذ انه ومع تقدم عملية التبلور التجزئي (مع تناقص Mg#) سوف يقل محتوى عنصري الكروميوم والنيكل من جهة ويزداد محتوى العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) والعناصر الأرضية النادرة (REE) من جهة أخرى كما أن العكس صحيح في حالة كون الصخور لم تتعرض لعملية التبلور التجزئي حيث تعكس بذلك طبيعة

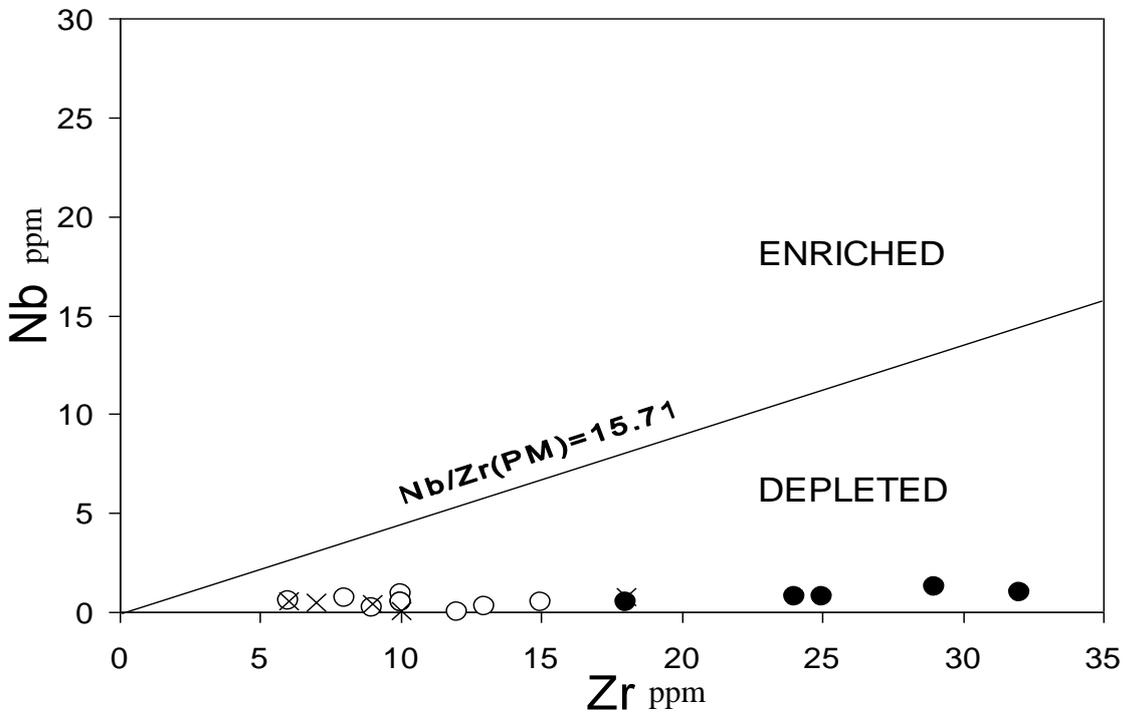
الصهير الاصلي (Kepezhinskas *et al.*, 1997 ; Wilkinson & Maitra, 1987)
 ; (Verma & Hasenaka, 2004) . ان معدن الزركون (Zircon) المتبلور في المراحل
 المتأخرة من عملية التبلور التجزئي يكون عادة غني بالعناصر الأرضية النادرة وخاصة الثقيلة
 منها مع بعض العناصر ذات مجال الجهد العالي ، أما معدن الاباتايت فانه يكون غنياً
 بالعناصر الأرضية النادرة الخفيفة عادة وبعض العناصر ذات مجال الجهد العالي
 (McLennan, 1989) ، اذ أن صفات هذه العناصر مثل الشحنة ونصف القطر الأيوني
 تجعلها غير متوافقة مع معظم الأطوار المتبلورة خلال عملية التبلور التجزئي (Wood,
 1980) . ومن الواضح في هذا السياق ان الصخور الحالية في المقاطع الثلاثة تعد متطورة
 نسبياً حيث تتراوح قيم معامل Mg# فيها ما بين 39.04 – 65.92 (جدول 4-1)، كما ان هناك
 تباين في قيمة هذا المعامل فيما بينها حيث أن صخور كنازو تعرضت بشكل اكبر لعملية التبلور
 التجزئي مقارنة بصخور مقطعي وراز وكيمو لذا تكون قيمة Mg# ومحتوى عنصر الكروميوم
 والنيكل في هذا المقطع اقل من محتواها في مقطعي وراز وكيمو .

3-6 الانصهار الجزئي Partial Melting

تتميز صخور الدراسة الحالية بصفة النضوب إذ تمتاز بالمحتوى الواطي جداً من
 العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) والعناصر الأرضية النادرة (REE) ، كما تمتاز
 بالاغثناء النسبي بالعناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (LILE) وفي عنصر الكروميوم
 (Cr). كما تدل الطبيعة الثولييتية لهذه الصخور كذلك على أنها ذات اصل ناضب ، اذ تتغير
 صخور البازلت التابعة لمعقدات الاوفيولايت من البازلت القلوي إلى البازلت الثولييتي مع ازدياد
 درجة نضوب صخور البيروودوتايت المصدرية (Ishiwatari, 1985). بالامكان ملاحظة صفة
 النضوب في صخور الدراسة الحالية من خلال المخطط (Zr-Y) (شكل 6-2) والمخطط (Zr-
 Nb) (شكل 6-3) إذ تظهر النسبتين (Zr/Y) و (Nb/Zr) قليلة جداً مقارنة مع قيمها في
 المصدر الجبي البدائي (Primitive Mantle) . كما تدعم
 النسبة Zr/Y التي تساوي 0.625-1.563 كون صخور الدراسة الحالية ناتجة عن مصدر جبي
 ناضب (Pearce & Norry, 1979) ، مع ملاحظة أن هذه النسبة تقل أكثر في مقطعي
 وراز وكيمو مقارنة مع قيمتها في صخور مقطع كنازو مما يدل على النضوب



شكل (2-6) : مخطط العلاقة ما بين الزركونيوم واليتريوم موضعاً صفة النضوب للصخور الحالية ، عن أبو هاماتي (Abu-Hamatteh, 2004) . (PM) يمثل المصدر الجبي البدائي الموضوع من قبل صن ومكدونوف (Sun & McDonough, 1989) .



شكل (3-6) : مخطط العلاقة ما بين الزركونيوم والنايوبيوم موضعاً صفة النضوب للصخور الحالية ، عن أبو هاماتي (Abu-Hamatteh, 2004) .

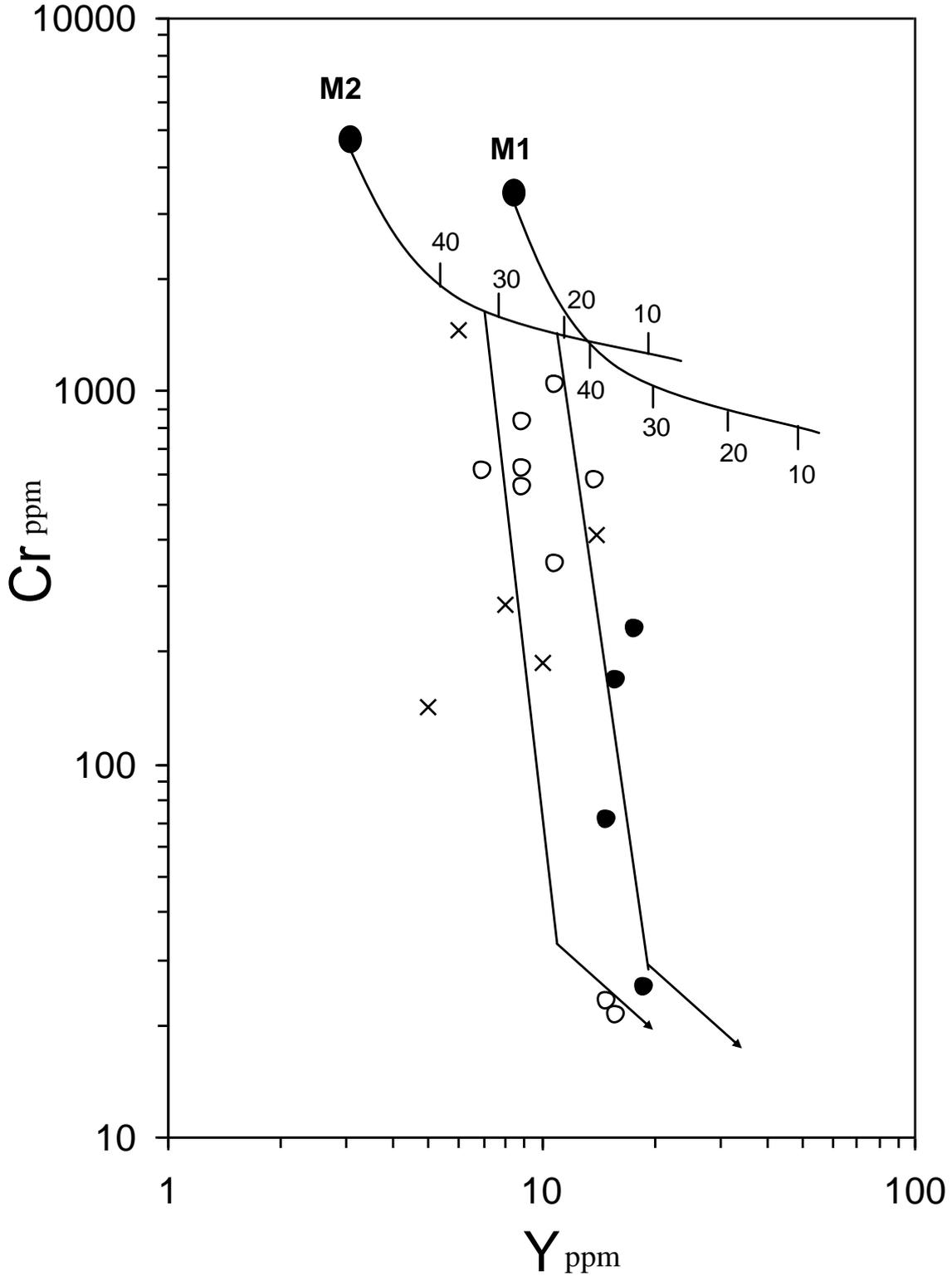
الأعلى في هذين المقطعين . ويعزى النضوب في العناصر غير المتوافقة إلى الأسباب الآتية :

1- وجود أطوار معدنية ثانوية غنية بالعناصر غير المتوافقة الثابتة مثل أطوار الروتايل (Rutile) والسفين (Sphene) والزركون (Zircon) في بقايا الصهير (Saunders et al., 1980) .

2- الدرجة العالية للانصهار الجزئي (Pearce & Norry, 1979) .

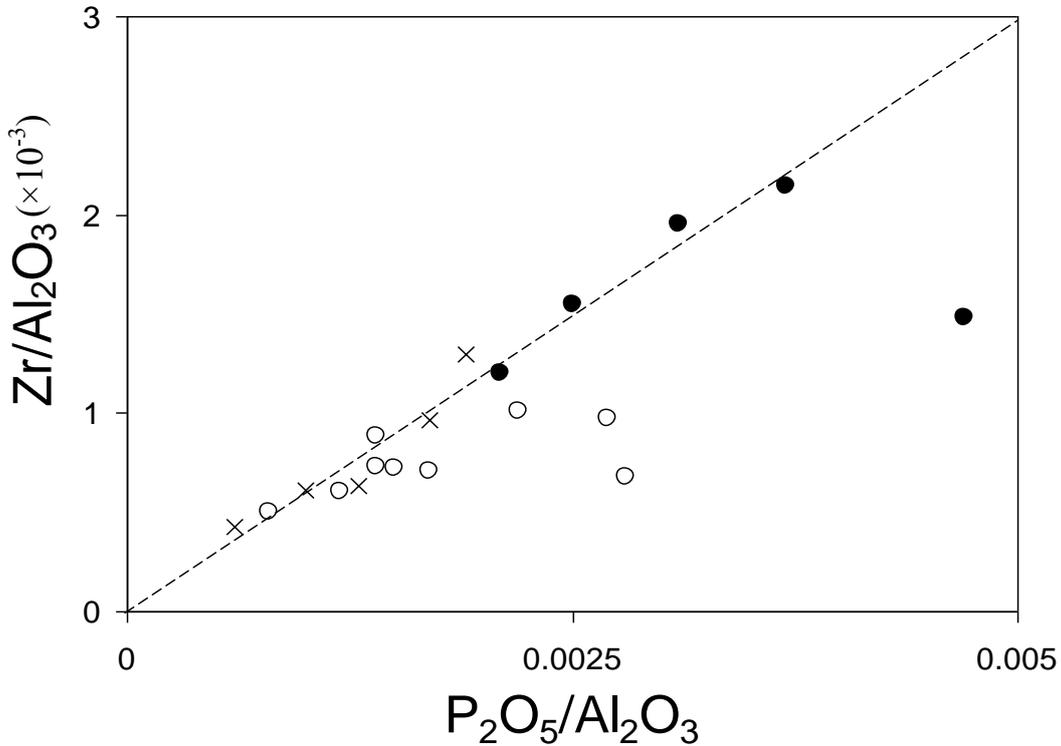
3- إعادة الانصهار لجبة ناضبة مسبقاً (Pearce, 1982 ; Green, 1973) .

وفي هذا السياق استعمل المخطط (Cr-Y) الذي يربط بين عنصر الكروميوم واليتريوم اللذين لا يتأثران بالعمليات التي تسبب عدم التجانس في المصدر الجبي (Pearce, 1980). إذ ان التباين في هذين العنصرين يعزى إلى الاختلافات في عمليتي الانصهار الجزئي والتبلور التجزئي . ويتكون هذا المخطط (شكل 6-4) من اتجاهين نشوئيين يتمثل الأول بالاتجاه الذي ينتج من الاختلاف في درجة الانصهار الجزئي والذي يكون موازي للمحور الأفقي لعنصر اليتريوم ، أما الاتجاه الثاني فيمثل اتجاه التبلور التجزئي للأطوار المافية الأساسية ويكون قريب من الاتجاه العمودي لعنصر الكروميوم . وقد تم الاعتماد على المصدر الجبي المقترح من قبل مورتن (Murton, 1989) بالنسبة لأصل صخور بازلت حلبة وسط المحيط وصخور البونينايت . ويلاحظ في هذا المخطط أن كل الصخور قيد الدراسة تعود إلى انصهار جزئي بنسبة عالية جداً ما بين 40-80 % بحسب المصدر الجبي الأول غير المستنزف (M1) وهي قيم مبالغ فيها. لذلك وبحسب بيرس وآخرون (Pearce et al., 1984) فإن هذه الصخور ربما تكون قد عانت من إعادة انصهار (Remelting) لمصدر جبي ناضب (M2) عانى مسبقاً من استخراج صهير بازلتي من نوع حلبة وسط المحيط . ويتمثل هذا الصهير البازلتي بصخور الجزء تحت البركاني (Subvolcanic) من معقد اوفيولايت ماوات الذي سبق دراسته من قبل اسود والياس (Aswad & Elias, 1988) . وفي هذا الخصوص يتضح أن نسبة الانصهار الجزئي كانت بصورة عامة ما بين 20 - 35 % وكانت النسبة في مقطعي وراز وكيمو (ذات النضوب الأكثر في محتوى عناصر REE و HFSE) أعلى منها في مقطع كنارو (ذات النضوب الأقل) ، مما أدى إلى تكوين صخور البونينايت في هذين المقطعين بينما انحصر تكوين صخور الجزر القوسية الثولييتية في مقطع كنارو ، ويعد كلا المسارين النشوئيين مميزين لمعقدات الاوفيولايت فوق نطاق الغوران (SSZ) .



شكل (4-6) : مخطط العلاقة ما بين اليتيريوم والكروميوم لتحديد نسبة الانصهار الجزئي عن سكاني وفوتياديس (Saccani & Photiades, 2004) محوراً عن بيرس وآخرين (Pearce *et al.*, 1984). تركيب المصدر الجبي ومسارات ازدياد الانصهار الجزئي من مورتن (Murton, 1989). (M1) يمثل المصدر لصهارة حدية وسط المحيط (MORB)، (M2) يمثل المصدر للصهارة المتبقية بعد استخراج صهارة حدية وسط محيط سابقة .

كما يشير مخطط ($Zr/Al_2O_3 - P_2O_5/Al_2O_3$) إلى التأثير الواضح لعملية الانصهار الجزئي على الخصائص الكيميائية لصخور الدراسة الحالية من خلال المسار الايجابي الذي يمر بنقطة الأصل (شكل 5-6). ويظهر تبايناً واضحاً في تأثير الانصهار الجزئي على صخور المقاطع الثلاثة وهذا يؤكد التغير في نسبة الانصهار الجزئي المبينة أعلاه (20 - 35 %). كما يظهر كذلك ان نسبة تأثير الانصهار الجزئي في صخور مقطع كنارو قليلة مما أدى إلى زيادة النسبتين في المخطط أعلاه ، في حين تناقصت النسبتين في صخور مقطعي وراز وكيمو مما يعني تاثرهما بنسبة انصهار جزئي أعلى . ومن الممكن ربط هذه الحالة بصورة ايجابية مع التباين الحاصل في نمط توزيع العناصر الأرضية النادرة والعناصر غير المتوافقة في المقاطع الثلاثة (شكل 4-32 وشكل 4-34). ويعد حصول إعادة انصهار لجة ناضبة ومستنزفة مسبقاً سبباً أساسياً لتكوين صخور البونينايت والجزر القوسية الواقعة فوق نطاق الغوران في داخل المحيطات وقد ساعد دخول الماء من الصفيحة الغائرة إلى حصول الانصهار الثاني والنضوب في هذه الصخور (Ewart & Hawkesworth, 1987) . (Dilek *et al.*, 1999 ; Hawkesworth *et al.*, 1993 ; Woodhead *et al.*, 1993) .



شكل (5-6) : مخطط $Zr/Al_2O_3 - P_2O_5/Al_2O_3$ لتبيان تأثير الانصهار الجزئي ، عن هورنل وشمينكي (Hoernle & Schmincke, 1993) .

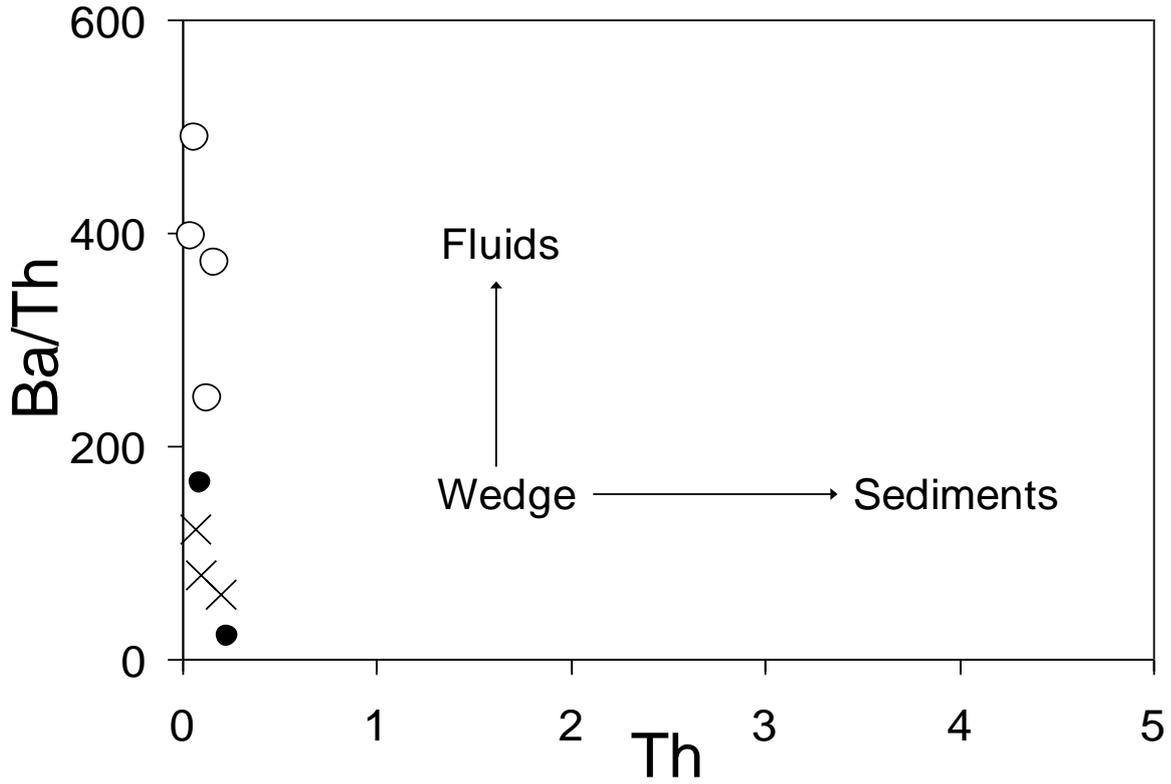
تم تصنيف صهارة الجزر القوسية إلى نوعين (Hawkesworth *et al.*, 1997) هما:

1- صهارة الجزر القوسية الناضبة وتمتاز بالنسبة العالية للعناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي نسبة للعناصر ذات مجال الجهد العالي (LILE/HFSE) وتتصف العناصر الأولى بالحركة بسبب المحاليل الحرمائية المتحررة من الصفيحة الغائرة (Subducted Slab) والتي تؤثر بشكل واضح على المصدر الجبي المستنزف .

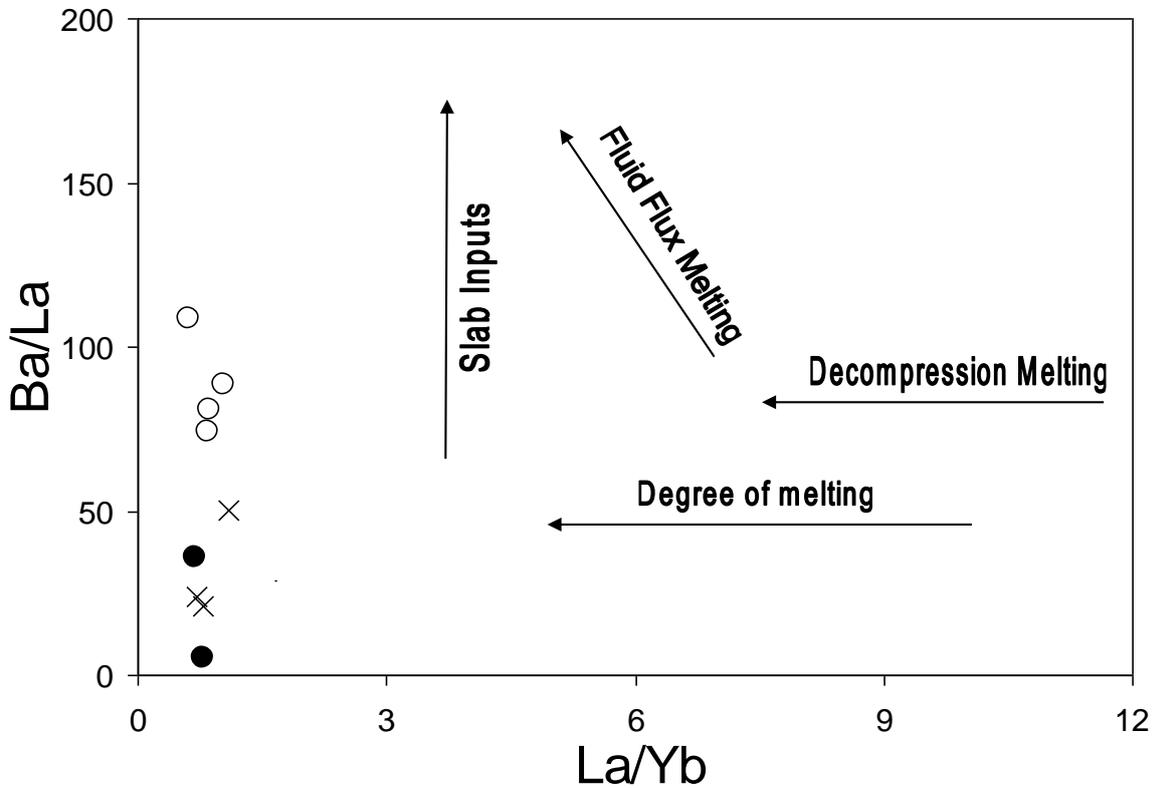
2- صهارة الجزر القوسية المغتنية والتي تمتاز بنسبة عالية من محتوى عنصر الثوريوم (Th) الذي يعزى إلى المساهمة الكبيرة للترسبات الغائرة .

ووفق هذا التصنيف تتأكد الطبيعة الناضبة لصخور الدراسة الحالية إذ يظهر أن الترسبات الغائرة لم تكن بنسبة كبيرة لتعطي زيادة مفرطة في عنصر الثوريوم . ويظهر ذلك بوضوح في مخطط (Ba/Th – Th) (الشكل 6-6) إذ يشير المحتوى العالي لعنصر الباريوم مقارنة مع عنصر الثوريوم على المساهمة الكبيرة للمحاليل (Fluid) في هذه الصخور . كما يظهر كذلك أن تأثير الصفيحة الغائرة والمحاليل الناتجة عنها كان واضحاً في المخطط (Ba/La – La/Yb) (الشكل 6-7) من خلال زيادة النسبة (Ba/La) التي تعد مقياساً لنسبة العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي إلى العناصر الأرضية النادرة الخفيفة (LILE/LREE) في صخور الجزر القوسية (; Cameron *et al.*, 2002 Hildreth & Moorbath, 1988) . وبهذا يمكن القول أن أصل هذه الصهارة هو الانصهار لمصدر اسفين جبي ضحل في بيئة مقدمة الجزر القوسية (Shallow Forearc Mantle Wedge) في ظروف درجات الحرارة العالية المرتبطة بنطاق غوران فتّي في داخل المحيط (Young Intra-Oceanic Subduction Zone) (Tatsumi & Eggins, 1995) والذي عانى في فترة سابقة من استخراج صهارة بازلتية سابقة وأدى ذلك إلى النقصان في محتوى عنصر اليثوريوم في هذه الصخور .

أن الطبيعة الناضبة لصخور الدراسة الحالية تظهر مشابهة لصخور الكابرو من معقد بنجوين / شمال شرق العراق (Al-Hassan & Hubbard, 1985) ومشابهة كذلك لصخور وحدة لاسايل (Lasail Unit) من معقد اوفيولايت عمان (Alabaster *et al.*, 1982) ولصخور العديد من معقدات الاوفيولايت الواقعة في الجهة الشرقية للبحر المتوسط (Eastern Mediterranean Ophiolites) (Rocci *et al.*, 1975 ; Nicholas & Jackson, 1972) (Serri, 1981 ;



شكل (6-6) : مخطط Ba/Th - Th لتوضيح نوع صهارة الجزر القوسية ،
عن هاوكيسورث وآخرين (Hawkesworth *et al.*, 1997) .



شكل (6-7) : مخطط Ba/La - La/Yb لتوضيح نوع صهارة الجزر القوسية ،
عن كامبيرون وآخرين (Cameron *et al.*, 2002) .

4-6 معدل سرعة الانتشار Rate of Spreading

بينت الدراسات الحديثة لأحواض المحيطات أنه يوجد تغيراً في الوضع الفيزيائي لتتابع القشرة-الجبّة في قاع المحيط ، وهذا التغير يعزى إلى الاختلاف في معدل سرعة انتشار حوض المحيط المرتبط بكمية الصهارة الصاعدة إلى السطح (Searle, 1992) ; (Klingelhofer *et al.*, 2000 ; Niu, 1997) . وتتصف مراكز الانتشار البطيئة (Slow-Spreading Centers) بمعدل سرعة أقل من 5 سم في السنة في حين أن معدل سرعة مراكز الانتشار السريعة (Fast-Spreading Centers) هو أكبر من 10 سم في السنة (Yumul, 2003) . وقد أفرزت العديد من الدراسات حالياً دلائل يمكن من خلالها التعرف على طبيعة مركز الانتشار (Pearce *et al.*, 1984 ; Nicolas & Al Azri, 1991 ; Cannat & Casey, 1995 ; Niu & Hekinian, 1997 ; Lagabriele *et al.*, 1998) ، حيث تتميز مراكز الانتشار البطيئة بالخصائص الآتية :

- 1) تكون الصخور البركانية من نوع الثولييتية والقلوية تتخللها طبقات من صخور رسوبية تدل على وجود فترات انقطاع في خروج الصهير ، وهي تتكون بتأثير عملية انصهار جزئي ذات نسبة واطئة .
 - 2) تظهر صخور الكابرو على شكل عدسات (Gabbro Pods) ضمن صخور البيرودوتايت وهي بذلك تدل على عدم وجود حجرة صهيرية متطورة .
 - 3) تكون الصخور فوق القاعدية من نوع Plagioclase Lherzolite ولا تحتوي على عدسات من معادن الكرومايت (Chromite Pods) .
- بينما تمتاز مراكز الانتشار السريعة بالصفات الآتية :

- 1) تكون فيها الصخور البركانية من نوع الثولييتية فقط ، ولا تتخللها طبقات من الصخور الرسوبية ، وتتكون من انصهار جزئي ذات نسبة عالية .
 - 2) تظهر صخور الكابرو واسعة الانتشار ومن النوعين الكابرو الكتلي (Massive) والكابرو المتطبق (Layered) وهي بذلك تدل على وجود حجرة صهيرية متطورة .
 - 3) تكون الصخور فوق القاعدية من نوع الهارزبركايت (Harzburgite) والدنايت (Dunite) وتحتوي على عدسات من معدن الكرومايت .
- يظهر من الدراسة الحالية تميز الصخور البركانية لمعقد اوفيولايت ماوات بالصفة الثولييتية ولا تتخللها صخور رسوبية ، ويتبين كذلك تكون هذه الصخور من انصهار جزئي ذات نسبة عالية ، كما وأن صخور الكابرو وكما بينتها دراسات عديدة تشكل جزءاً كبيراً من هذا المعقد وتغطي مساحة كبيرة منه وتكون من النوعين الكتلي والمتطبق ولا تتواجد بشكل

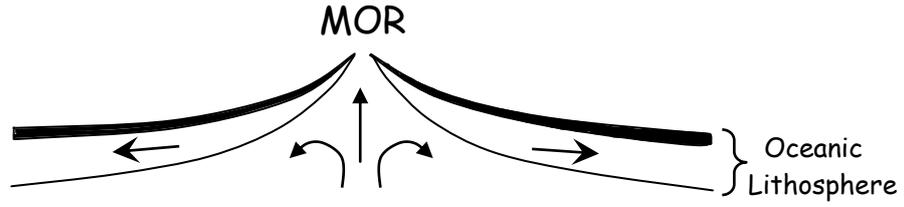
عدسات داخل صخور البيرودوتايت (Jassim & Jassim, 1972 ; Al-Mehaidi, 1975 ; Al-Hassan, 1975 ; Buda & Al-Hashimi, 1977 ; عقراوي، 1990) وهي بذلك تؤكد وجود حجرة صهيرية متطورة . ان مجمل هذه الخصائص تتفق مع الصفات المميزة لمراكز الانتشار السريعة ومما يدعم هذه الفكرة أيضا ما أفرزته الدراسة الحالية عن وجود صخور البونينايت التي تدل على مراكز الانتشار السريعة (Shervais *et al.*, 2004) . ومن الدلائل الأخرى في هذا المجال ان صخور الهارزيركايت هي الأكثر تواجداً من صخور الليرزولايت ضمن صخور المعقد حيث تنحصر الأخيرة في موقع واحد في أسفل قمة روت تحديداً (عقراوي، 1990) ، وكذلك وجود عدسات من معدن الكرومايت ضمن صخور الدنايت يتراوح سمكها من عدة سنتيمترات إلى 3 أمتار (Akif *et al.*, 1972) .

يظهر من المناقشة أعلاه أن أكثر الدلائل تشير إلى كون معقد اوفيولايت ماوات ناتج عن مركز انتشار سريع ويشابه في ذلك معقد اوفيولايت عمان (Pearce, 1980) . ولا بد من الإشارة هنا إلى أن التواجد المحدود لصخور الليرزولايت من نوع Spinel Lherzolite قد يعني أن نطاق الانصهار الجزئي كان ضيقاً ويدل على مراكز الانتشار البطيئة نسبياً (عقراوي، 1990 ; Aswad *et al.*, 1993) . لكن عدم ظهور صخور الليرزولايت من النوع Plagioclase Lherzolite يتناقض مع فكرة الانتشار البطيء ، وفي الوقت نفسه فان وجوده يعد صفة غير مثالية لمركز الانتشار السريع مما قد يعني احتمالية التغير في سرعة الانتشار مع الزمن أو حتى على طول محور الانتشار (Lagabriele & Lemoine, 1997) .

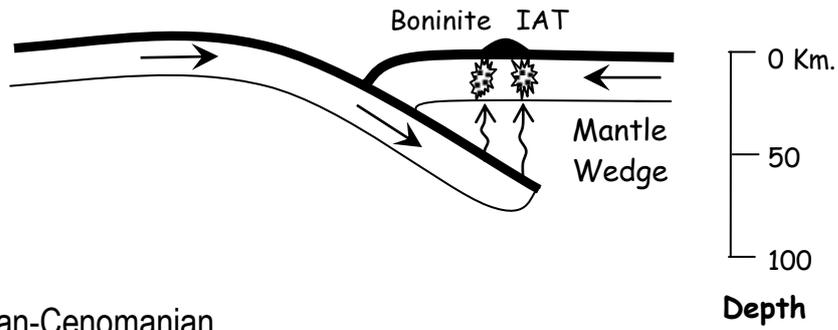
5-6 الموديل التكتوني Tectonic Model

تكون معقد اوفيولايت ماوات في البداية بوصفه جزءاً من الليثوسفير المحيطي خلال الترياسي (Triassic) (Numan, 1997) من مركز انتشار قد يكون سريع (شكل a 8-6) ، لكن العمر المقاس بهذا الخصوص هو الاليان - سينوميانيان (-Albian-Cenomanian) من تطبيق تقنية البوتاسيوم-الاركون على معدن الهورنبلند المعزول من صخور الديابيس السبيليتية التابعة للجزء تحت البركاني (Aswad & Elias, 1988) . ويعتقد أن مدة الاليان - سينوميانيان تمثل آخر مدة لبناء وانتشار قاع المحيط ، وخلال هذه المدة الزمنية حصل استنزاف للمصدر الجبي الناضب وتكونت صهارة بازلت حلبة وسط المحيط (المتتملة بالجزء تحت البركاني من المعقد) على طول الحافة القديمة (Paleo-ridge)

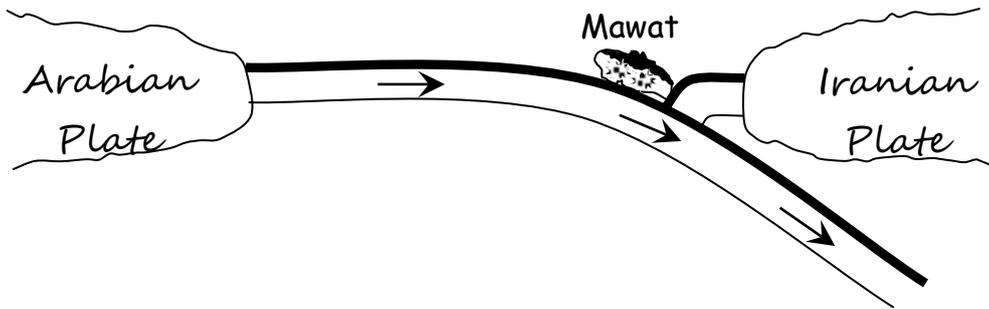
a- Triassic



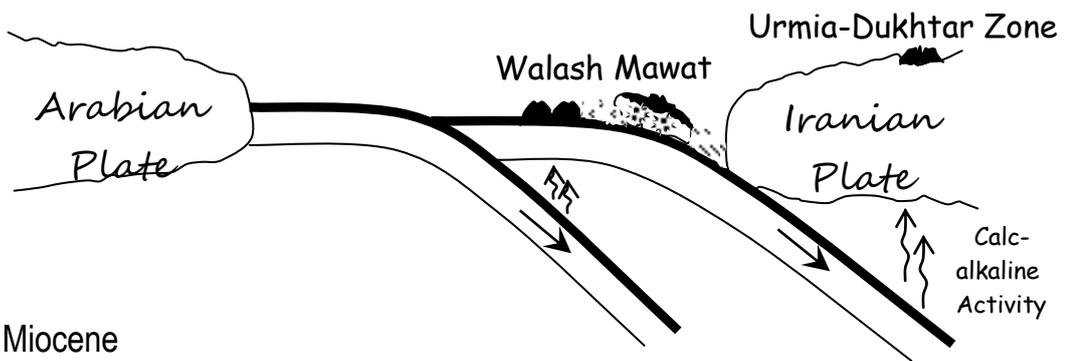
b- Albian-Cenomanian



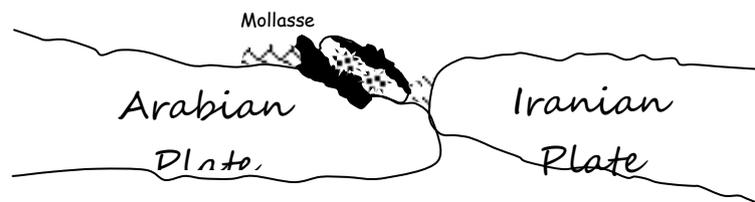
c- Post-Albian-Cenomanian



d- Paleocene - Eocene



e- Miocene



شكل (6-8) : الموديل التكتوني لنشوء وتموضع معقد اوفيولايت ماوات .

وأدت هذه العملية بصورة رئيسية إلى زيادة نضوب الجبة العليا المتبقية (Residual Depleted Mantle) والتي تمثل المصدر الذي تكون منه صهير البونينايت في مرحلة لاحقة عندما بدأت

مرحلة التقارب ما بين الصفيحتين (Plate Convergency) . من المفترض إذن أن تركيب الجبة العليا قبل حدوث عملية الغوران يتمثل بجبة حلبة وسط المحيط الناضبة (Depleted MORB Mantle) بعمق اكبر من 60 كم تقريباً ، وجبة متبقية أكثر نضوباً (Residual Depleted Mantle) بعمق اقل من 60 كم (Insergueix *et al.*, 2000). وخلال مدة الالبيان-السينوميان ربما حصل تبدل فجائي في حركة الصفيح كتعبير عن تكون او تحطيم فوالق رئيسة مستعرضة (Major Transform Fault) (Richards & Lithgow-Bertelloni, 1996) أدى إلى بداية غوران ليثوسفير محيطي تحت ليثوسفير محيطي آخر ضمن حوض التيثس (Intra-oceanic) عند محور الحافة القديمة أو بالقرب منه (شكل 6-8 b) وهذه المرحلة تمثل الانتقال من المرحلة الأخيرة للانتشار إلى بداية تلاقي الصفائح وحدوث الغوران . وبعد مدة زمنية قصيرة من حدوث الغوران وفي عمق ضحل أدى ارتفاع درجة الحرارة مع وجود الماء المتحرر من الصفيحة الغائرة إلى حصول اضطراب حراري للاسفين الجبي الفوقي (Overlying Mantle Wedge) مما أحدث انصهاراً جزئياً عند محاذاة خط الغوران الممتد من الجنوب الشرقي إلى الشمال الغربي . وفي هذه المرحلة بدأ تطور القوس البركاني من خلال تكون نشاطات نارية تمثلت في مرحلة مبكرة بصهير البونينايت (ذات محتوى تيتانيوم واطئ جداً) من مواد جبية متبقية ناضبة بينما تكون صهير الجزر القوسية الثولييتية من مواد جبة حلبة وسط محيط ناضبة (ذات محتوى تيتانيوم واطئ) . عموماً تميز كلا نوعي الصهارة بالنضوب في العناصر غير المتوافقة مثل العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) والعناصر الأرضية النادرة (REE) ، والاعتناء النسبي في العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (LILE) . إن السبب الأساسي لانصهار صخور البيرودوتايت الجبية الناضبة هو التأثير المزدوج للمحاليل المصاحبة للغوران والحرارة العالية إذ أن وجود صخور البونينايت يدل على ظروف الانصهار الجزئي العالي الحرارة والضغط الواطئ (في عمق بحدود 50 كم) لمصدر جبي ناضب و متميء واقع فوق الليثوسفير المحيطي الغائر ، ويتمثل هذا المصدر الناضب بصخور الدنايت والهارزيركايت (Aswad *et al.*, 1993) . وعليه فان صهارة البونينايت قد تكونت بعد مدة زمنية قصيرة من بداية الغوران داخل المحيط (Intra-oceanic Subduction) في بيئة مقدمة الجزر القوسية الابتدائية (Proto-Forearc) القريبة من الخندق (Trench) (Stern *et al.*, 1991) . مع تقدم عملية الغوران وتأثير زيادة حركة الصفيحة العربية خلال مدة ما بعد الالبيان-سينوميان (شكل 6-8 c) انفصل معقد اوفيولايت ماوات عن الليثوسفير المحيطي واندفع نحو الأعلى (Obducted) أمام الصفيحة الإيرانية. من بعد ذلك وخلال فترة الباليوسين-الايوسين (Paleocene-Eocene) حدث غوران ثاني ضمن بحر التيثس يعتقد انه المسؤول عن تكوين صخور والاش البركانية (Aswad, 1999) (شكل 8-d

6) وفي الوقت نفسه حدثت نشاطات نارية تابعة للعصر الثلاثي (Tertiary) ممثلة بنطاق اورميا-دختار (Urmia-Dukhtar Zone) (Stockline, 1968) نتيجة الغوران من النوع الانديزي (Andean Type) للثوسفير المحيطي تحت الصفيحة الإيرانية. من الواضح في هذا السياق أن عملية الغوران الأول وتطور القوس البركاني ولد الظروف الملائمة لتكون نمطاً حرارياً تحت بحري إذ تحولت المعادن الأولية في الصخور البركانية لمعقد اوفيولايت ماوات إلى أخرى ثانوية ضمن سحنة بداية الأمفيولايت (Lower Amphibolite Facies). أما فيما يخص الصخور تحت البركانية فقد تكونت تحت ظروف حرارة وضغط أعلى نسبياً مما هو عليه في الصخور البركانية (Aswad & Elias, 1988). وبناءً على ذلك فإن التجديد (Rejuvenation) في توقيت البوتاسيوم-الاركون للهورنبلند يوحي ان عمر بداية عملية الغوران الأول لا يتعدى حدود 97 مليون سنة. وقد تمثل الوضع البنائي (Structural Configuration) للوحدات الصخرية قبل حدوث التصادم في المايوسين بليثوسفير محيطي يعود إلى مدة الالبان-السينوميان (اوفيولايت ماوات) متراكب (Juxtaposed) مع كتلة بركانية-رسوبية (والاش) تعود الى فترة الباليوجين. واندفعت الكتلتان (Overthrust) فوق صخور كلكلة (Qulqula) مما أدى إلى تكوين حوض المايوسين في جهة الغرب ترسبت فيه صخور المولاس (Mollasse) التي اشتقت مكوناتها الفتاتية المنقولة من الصخور المجاورة المندفعة (شكل 6-8 e). وهذا أدى في نهاية المطاف وتحت تأثير الانزلاق المضربي اليساري (Dextral Strike-slip Fault) إلى الانزلاق الجذبي (Gravity Sliding) للكتلة المنقولة (ماوات ووالاش) فوق صخور المولاس (Aswad, 1999). وفي نهاية المايوسين استقرت كتلة اوفيولايت ماوات على غطاء العصر الثلاثي المتمثل بوحدة المولاس.

الفصل السابع

الاستنتاجات والتوصيات

(Conclusions and Recommendations)

1-7 الاستنتاجات Conclusions

تركز مشروع البحث الحالي على دراسة الجزء العلوي البركاني من معقد اوفيولايت ماوات وتتابع كيمو ، ولهذا الغرض تم اختيار ثلاثة مقاطع هي كنارو وواراز ضمن معقد الاوفيولايت ومقطع كيمو ، وتوصلت الدراسة الحالية إلى الاستنتاجات الآتية :

1) تبين من الدراسة الحقلية والبتروغرافية تعرض كل صخور المقاطع الثلاثة أعلاه إلى تأثير عمليات التحول والتغير الحرماي اذ لم يبقَ من معادنها الأولية إلا بعض الآثار النادرة لمعدني الكلاينوبايروكسين والاورثوبايروكسين اللذين لوحظا في مقطعي وراز وكيمو ، بينما تكونت هذه الصخور بشكل أساسي من معادن الامفيبول والبلاجيوكليس والكلورايت والكوارتز والمعادن المعتمة ، وظهر الكالساييت داخل عروق بعض النماذج ، بينما ظهر الالبيدوت في صخور مقطع وراز تحديدا وقد يكون ناتجا عن تعرض الصخور إلى تحول تراجمي .

أما الأنسجة النارية الأصلية فقد اختفى معظمها بسبب عمليات التحول والتغير لكن برغم ذلك ظهرت بعض الأنسجة مثل النسيج البورفيرى والنسيج الكلوميروبورفيرى والنسيج اللوزي ، في حين كان النسيج التشوهي البورفيروكلاستي هو الغالب في المناطق القريبة من انطقة الزحف والقوق .

2) من معطيات التحليل المجهرى الالكتروني الدقيق للمعادن تبين أن الامفيبول هو من النوع الكلسي بشكل عام ولكن هناك تباين في تركيبه فهو من نوع الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم في مقطع كنارو ، ومن نوعي الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم والاكثينولايت في مقطع وراز ، أما في مقطع كيمو فقد شمل نوعي الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم والجيرماكايت الغني بالحديد. وقد تبين كذلك انه من نوع الامفيبول الثانوي لانخفاض محتوى التيتانيوم فيه ، وحدث تباين كذلك في تركيب البلاجيوكليس حيث ظهر من نوعي الانديسين واللابرادورايت في مقطع كنارو ، وشمل انواع الالبايت والاوليكوكليس والانديسين في مقطع وراز ، في حين كان البلاجيوكليس في مقطع كيمو ذات مدى أوسع إذ تراوح من الانديسين حتى الانورثايت ، اما الكلورايت فقد ظهر بنوعي الريبيدولايت في مقطع كنارو والبكنوكلورايت في مقطع وراز ، في حين أظهرت تحاليل الالبيدوت في مقطع وراز انه من نوع الالبيدوت ولم يتم تحليل الكلاينوزويسايت . وتبين من تحاليل المعادن

المعتمة في مقطع وراز أنها كانت معادن كبريتيدية ، وظهر تحليل الاباتايت انه من نوع الهيدروكسي فلوراباتايت .

(3) تعرضت الصخور إلى نوعين من التحول ، الأول تحول رئيس من نوع قاع المحيط (M_1) اثر على جميع الصخور في المقاطع الثلاثة ويقع ضمن سحنة النضيد الأخضر-بداية الامفيبوليت (درجة الحرارة من 400° - 500° وضغط بحدود 1 كيلوبار) ، وكان عمر هذا التحول بحدود 105 مليون سنة . وتمثلت التجمعة المعدنية في هذا التحول بطورين أساسين هما الامفيبول (الاكتينوليت-هورنبلند الغني بالمغنيسيوم- الجيرماكايت الغني بالحديد-الباركسايت الغني بالحديد مع زيادة درجة التحول) والبلاجيوكليس (الاوليكوكليس-الانديسين-اللابرادورايت مع زيادة درجة التحول) ، ولم يؤثر هذا التحول في المظهر الناري العام لهذه الصخور لقلة ظهور النسيج الاتجاهي فيها . وفي هذا السياق ارتبط هذا التحول التقدمي اعلاه بأخر تراجع في خلال مدة لاحقة بسبب انخفاض درجة الحرارة وزيادة نسبة الماء في الصخرة فحصل تبدل في الامفيبول من الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم إلى الاكتينوليت وفي البلاجيوكليس من الاوليكوكليس والانديسين واللابرادورايت إلى الالبايت وظهر معدن الالبيدوت . أما التحول الثاني (M_2) الأحدث عمرا فقد ظهر تأثيره على قسم من صخور كيمو ونتج من خلال عمليات الانزلاق وتموضع الاوفيولايت في فترة المايوسين ، وتميزت هذه الصخور بنسيج تشوي بورفيروكلاستي متميز . أما التجمعة المعدنية فقد شملت الامفيبول من نوع الهورنبلند الغني بالمغنيسيوم والبلاجيوكليس من النوع الغني بالكالسيوم (نسبة الانورثايت بحدود 90%). إن السبب الرئيس في زيادة نسبة الانورثايت كما يعتقد هو احتمال حصول تداخل بين صخور الاوفيولايت مع صخور كاربوناتية مجاورة خلال عملية الانزلاق والتموضع .

(4) من الدراسة الجيوكيميائية تبين أن صخور الدراسة الحالية هي بازلت بصورة عامة مع وجود بعض النماذج من نوع البازلت الانديسيتي ، وإنها ثولييتية بالدرجة الأساس وذات محتوى واطئ من البوتاسيوم .

(5) إن الصخور البركانية من نوع البازلت والبازلت الانديسايتي عادة ما تتكون في بيئات تكتونية مختلفة وبخاصة تلك المرافقة لمعقدات الاوفيولايت . وقد أثبتت الدراسة الحالية أن هذه الصخور تمثل صخور جزر قوسية من نوعين ، نوع الجزر القوسية الثولييتية ذات محتوى تيتانيوم واطئ والمتمثلة بصخور مقطع كنارو ، ونوع البونينايت ذات محتوى تيتانيوم واطئ جدا والمتمثل بصخور مقطعي وراز وكيمو . إن تواجد هذين النوعين ضمن القوس البركاني يؤيد ارتباط تكون معقد اوفيولايت ماوات بغوران فتي ومن النوع الواقع فوق نطاقه (SSZ) وانه نشأ في بيئة مقدمة الجزر القوسية داخل محيط التيثس .

(6) تميزت الصخور قيد الدراسة باغتناء نسبي في محتوى العناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي مثل الباريوم والروبيديوم والسترونشيوم التي انتقلت إلى المصدر الجبي بواسطة المحاليل المستخلصة من الليثوسفير المحيطي الغائر ، كما ان التشنت والتباين في هذه العناصر يدل على حركتها خلال عمليات التحول والتغير . وفي الوقت نفسه تميزت هذه الصخور بالافتقار الملحوظ لمعظم العناصر الأقل حركة والغير متوافقة مثل العناصر ذات مجال الجهد العالي (الزركونيوم والنايوبيوم واليتيريوم والتيتانيوم) والعناصر الأرضية النادرة ، اذ كان محتوى هذه العناصر اقل من محتواها في صخور بازلت حلبة وسط المحيط الاعتيادية مما يدل أن صخور الدراسة نتجت عن مصدر جبي ناضب ، وهذا ما تؤكد طبيعة صخور الجبة العليا في معقد اوفيولايت ماوات . من جانب آخر فالنمط شبه المتوازي لهذه العناصر يدل على أنها لم تتأثر إلا قليلا بعمليات التحول والتغير وتحفظ بتراكيزها في الصخور الأصلية قبل التحول والتغير .

(7) يؤكد النمط المتوازي والمتجانس والمنبسط في سلوكية العناصر الأرضية النادرة أن صخور المقاطع الثلاثة ذات اصل واحد أي أنها نتجت من المصدر الجبي نفسه. كما إن وقوع هذه الصخور على مسار واحد في مخططات التغاير الثنائية للعناصر غير المتوافقة بشكل خاص يدل على أنها تأثرت كذلك بالعمليات الصهيرية نفسها .

(8) إن غياب المعادن الأولية نتيجة التحول والتغير لا يعني غياب تأثير عملية التبلور التجزئي، اذ تبين حصول تبلور لمعادن الكلاينوبايروكسين والاوليفين والبلاجيوكليس والاورثوبايروكسين وعدم تبلور المعادن المعتمدة أو تبلورها المحدود جدا والذي يعتمد على ضغط الاوكسجين الجزئي ، كما يعتبر معدن الكلاينوبايروكسين أكثر المعادن سيطرة على عملية التبلور التجزئي . ولا بد من الإشارة هنا إلى وقوع كل النماذج الصخرية في المقاطع الثلاثة على مسار التبلور التجزئي نفسه والذي يمثل بيئة الجزر القوسية ، وهذا يؤكد ما ذكر أعلاه حول الصلة التكتونية لهذه الصخور .

إن عملية التبلور التجزئي هي العملية التطورية المسيطرة على نشأة صخور الدراسة الحالية اذ تعكس قيم معامل $Mg\#$ (39.04-65.92) كون هذه الصخور متطورة نسبيا مع وجود تباين ملحوظ في تأثر الصخور بهذه العملية . وتشير القيم العالية لمعامل $Mg\#$ في صخور مقطعي وراز وكيمو إلى أنها اقل تطورا من صخور مقطع كزارو ذات القيم الأقل من هذا المعامل . كما انعكس هذا التأثير أيضا على تصرف العناصر الأرضية النادرة والعناصر ذات مجال الجهد العالي حيث قل محتوى هذه العناصر في النماذج ذات معامل $Mg\#$ العالي .

(9) يستدل من ملاحظة المحتوى الواطي جدا للعناصر ذات مجال الجهد العالي والعناصر الأرضية النادرة ونسبة Zr/Y الواطئة أن الصخور البركانية الحالية نتجت عن مصدر جبي ناضب . حيث عانى هذا المصدر من استخلاص صهير بازلت من نوع حلبة وسط المحيط

خلال فترة زمنية سبقت بداية الغوران وتطور القوس البركاني ، وهو النوع المتمثل بالصخور تحت بركانية من معقد اوفيولايت ماوات . وتبين كذلك أن عملية الانصهار الجزئي (بنسبة 20-35%) كان لها تأثيراً كبيراً في نشأة الصخور الحالية مع وجود تباين في هذه العملية ما بين المقاطع الثلاثة . كما ظهر ان هناك تأثير كبير للمحاليل الناتجة من الصفيحة الغائرة على هذه الصخور نسبة إلى تأثير الترسبات الغائرة مما أدى إلى الافتقار بعنصر الثوريوم .

(10) يؤكد النمط المتوازي والمتجانس لمخطط العناصر الأرضية النادرة (الفقرة 7) أيضاً حقيقة جديدة تتمثل بكون صخور مقطع كيمو جزء مكمل للاوفيولايت وليس جزءاً مفصلاً عنه أو غطاءً له كما أشارت الدراسات السابقة . ويدعم هذا التأكيد وكما تبين سابقاً تأثر صخور هذا المقطع كبقية الصخور بحدث التحول الرئيسي نفسه .

(11) يعد ظهور صخور البونينايت احد ابرز الاستنتاجات في الدراسة الحالية اذ اتصفت بمحتوى عالٍ في عناصر المغنيسيوم والكروميوم والنيكل ومحتوى واطئ في عناصر التيتانيوم والفسفور والزركونيوم واليتريوم والعناصر ذات مجال الجهد العالي والعناصر الأرضية النادرة . إن تواجد صخور البونينايت يسلط الضوء على طبيعة الظروف الحرارية والكيميائية السائدة أثناء مدة تكونها وكذلك استيعاب مجمل الظروف التي أدت إلى تكوين معقد اوفيولايت ماوات . حيث يتطلب هذه الصخور انصهار اسفين جبي ضحل (عمقه بحدود 50 كم) وساخن في المرحلة المبكرة من بداية الغوران عندما حدث انقلاب فجائي في حركة الصفائح من التبعاد إلى التلاقي عند محور الحافة القديمة او بالقرب منه ، وحدث التلاقي والغوران خلال فترة الالبان-السينوميان وبالتحديد عند زمن ربما لا يتعدى 97 مليون سنة. اما المصدر الجبي المتمثل بصخور البيروودوتايت فقد كان من نوعي الهارزبركايت والدنايت وقليل من اللارزولايت كما تبين من دراسة صخور التكتونايت من معقد الاوفيولايت . لقد تزامن تكون البونينايت مع انتهاء النشاط الناري لحدة وسط المحيط من ناحية وبداية تكون نشاط القوس البركاني من ناحية أخرى وهذه الحالة تشابه ما هو عليه في معقدات المرحلة المتأخرة من عصر الميسوزويك مثل عمان وترودوس والبانيا .

(12) على ضوء ما تقدم من استنتاجات أُقترح موديل تكتوني يتمثل بتكون معقد اوفيولايت ماوات في البداية بوصفه جزءاً من الليثوسفير المحيطي من مركز انتشار سريع خلال الترياسي . وخلال الالبان-سينوميان ابتدأ الغوران ضمن حوض التيشس وأدى تحرر الماء من الصفيحة الغائرة إلى حدوث انصهار جزئي صاحبه تطور القوس البركاني من نوعي البونينايت والجزر القوسية الثوليبتية . ومع تقدم الغوران انفصل الاوفيولايت واندفع نحو الأعلى أمام الصفيحة الايرانية ورافق ذلك تكون نشاطات نارية على الصفيحة الإيرانية النشطة من النوع القلوي الكلسي . وربما

حدث غوران ثاني خلال الباليوجين يعتقد انه المسؤول عن تكون صخور والاش . ومع زيادة حركة الصفحة العربية واقتراب نهاية عملية الغوران وانغلاق حوض التيش حدث التصادم القاري في المايوسين صاحبه اندفاع كتلتي ماوات ووالاش فوق صخور كلكلة مما أدى إلى تكون حوض المايوسين الذي ترسبت فيه صخور المولاس . ومع نهاية المايوسين استقرت الكتلتين فوق غطاء العصر الثلاثي .

2-7 التوصيات Recommendations

- 1) دراسة مفصلة لصخور كيمو وإيجاد العمر الجيولوجي لها وربطه مع نتائج التحاليل المختلفة .
- 2) الربط ما بين صخور المصدر الجبي (الصخور فوق القاعدية من معقد ماوات) مع الصخور البركانية الحالية عن طريق إجراء تحاليل العناصر الأثرية والنادرة والتحليل المجهرى الالكتروني الدقيق للمعادن في صخور المصدر .
- 3) الاستفادة من النظائر المستقرة والغير المستقرة والنسب النظائرية في فهم العمليات الجيولوجية المختلفة المتحكمة في نشأة وتطور صخور الاوفيولايت .
- 4) الاهتمام بالجدوى الاقتصادية لصخور المعقد والخامات الموجودة فيها .

المصادر References**المصادر العربية**

- السعدي، عدنان جسام حمادي (1990): صخرية وجيوكيميائية الصخور البركانية في منطقة الفوالق العكسية الزاحفة، شمال شرق العراق. رسالة ماجستير غير منشورة، جامعة بغداد، كلية العلوم، 136 صفحة.
- زكريا، مثنى بهنام موما (1992): صخرية وجيوكيميائية الجزء الجنوبي من معقد ماوات اوفبوليتي، شمال شرق العراق. رسالة ماجستير غير منشورة، جامعة الموصل، كلية العلوم، 84 صفحة.
- عقراوي، احمد محمد احمد (1990): بتروكيميائية ونشئية الصخور الفوق قاعدية والكابروية حول جبل روت (معقد ماوات الاوفبوليتي). رسالة ماجستير غير منشورة، جامعة الموصل، كلية العلوم، 155 صفحة.

المصادر الأجنبية

- Abu-Hamatteh, Z.S.H. (2004): Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: Geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Science*, Vol.51, pp.1-25.
- Akif, A., Al-Kaabi, A. and Saltran, V. (1972): Preliminary report on geology and mineralization of the Sershiw ultrabasic body. Unpubl. Report, NIMCO, Baghdad, Iraq.
- Akinci, O., Barbieri, M., Calderoni, G., Ferrini, V., Masi, U., Nicolet, C. and Tolomto, L. (1991): The geochemistry of hydrothermally altered rocks of the lower volcanic cycle from the Eastern Pontides (Trabzon, NE Turkey). *Chemie der Erde*, Vol.51, pp.173-186.
- Alabaster, T., Pearce, J.A. and Malpas, J. (1982): The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.81, pp.168-183.
- Al-Hashimi, A.R. and Al-Mehaidi, H.M. (1975): Cu-Ni-Cr dispersion in Mawat ophiolite complex, NE Iraq. *Jour. Geol. Soc. Iraq*, Spec. Issue, pp.37-44.
- Al-Hassan, M.E. (1975): Comparative petrology study between Mawat and Penjwin igneous complexes, NE Iraq. *Unpubl. M.Sc. Thesis*, Baghdad University.
- Al-Hassan, M.E. (1987): Rare earth element pattern of layered gabbro of the Penjwin complex, NE Iraq. *Ophioliti*, Vol.12, pp.437-444.
- Al-Hassan, M.E. and Hubbard, F.H. (1985): Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq. *Ophioliti*, Vol.10, pp.139-146.
- Allegre, G.J., Montigny, R. and Bottinga, Y. (1973): Cortage ophiolitique et cortege oceanique geochimie compare et mode de genese. *Bull. Soc. Geol. France*, Vol.,15, pp.461-477.
- Al-Mehaidi, H.M. (1975): Tertiary nappes in Mawat range, NE Iraq. *Jour. Geol. Soc. Iraq*, Vol.7, pp.31-44.
- Al-Samman, A.H., Zekaria, M.B. and Younis, J.S. (1996): Geochemical variation of the Mawat ophiolite volcanics, Waraz, NE Iraq. *Raf. Jour. Sci.*, Vol.7(no.2), pp.55-67.
- Arculus, R.J., Gill, J.B., Cambray, H., Chen, W. and Stern, R.J. (1995): Geochemical evolution of arc systems in the Western Pacific: The ash and turbidite record recovered by drilling. In: Taylor, B. and Natland, J. (eds.), Active margins and marginal basins of the Western Pacific. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, Vol.88, pp.45-65.
- Aswad, K.J. (1995): Characterization of mid-oceanic metamorphism: Evidence from Mawat ophiolite complex, NE Iraq. In: A.M. Abed,

- O. Rimawi, M. Abu-Qudaira, M. Al-Saideen, R. Sadaqah and W. Al-Hashimi (eds.), 5th. *Jord. Geol. Conf. Geoc.*, Vol.III, pp.635-663.
- Aswad, K.J. (1999): Arc-continent collision in Northeastern Iraq as evidenced by the Mawat and Penjwin ophiolite complexes. *Raf. Jour. Sci.*, Vol.10(no.1), pp.51-61.
- Aswad, K.J. and Elias, E.M. (1988): Petrogenesis, geochemistry and metamorphism of spilitized subvolcanic rocks of the Mawat ophiolite complex, NE Iraq. *Ofioliti*, Vol.13, pp.95-109.
- Aswad, K.J. and Ojha, D.N. (1984): The geochemistry and petrology of spilitic diabasic rocks of Mawat ophiolite complex, NE Iraq. *Iraq Jour. Sci.*, Vol.25, pp.57-74.
- Aswad, K.J., Al-Samman, A.H. and Aqrawi, A.M. (1993): Petrogenesis of ultramafic tectonite (Root Mountain) of Mawat ophiolite complex, NE Iraq. *Mutah Journal for Research and Studies*, Vol.8(no.4), pp.49-74.
- Banerjee, N.R. and Gillis, K.M. (2001): Hydrothermal alteration in a modern suprasubduction zone: The Tonga forearc crust. *Journal of Geophysical Research*, Vol.106, pp.737-750.
- Banerjee, N.R., Gillis, K.M. and Muehlenbachs, K. (2000): Discovery of epidotes in a modern oceanic setting, the Tonga forearc. *Geology*, Vol.28, pp.151-154.
- Barbieri, M., Calderoni, G., Delitala, M.C., Garbarino, C., Masi, U. and Petrucciani, C. (1995): Geochemistry of volcanic basic rocks from the Bale Mountains (Southeastern Ethiopia): Evidence of crustal contamination. *Chemie der Erde*, Vol.55, pp.205-216.
- Barbieri, M., Conforto, L., Gabrarino, C., Masi, U., Nicoletti, M. and Akinci, O. (2000): Geochemistry of hydrothermally-altered volcanic rocks of the upper volcanic cycle from the Eastern Pontides (Northeastern Turkey). *Chemie der Erde*, Vol.60, pp.81-95.
- Bebien, J., Dimo, A., Vergely, P., Insergueix-Filippi, D. and Dupeyrat, L. (2000): Albanian ophiolites, I-Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction. *Ofioliti*, Vol.25, pp.39-45.
- Bebien, J., Shallo, M., Manika, K. and Gega, D. (1998): The Shebenik massif (Albania): A link between MOR and SSZ-type ophiolites. *Ofioliti*, Vol.23, pp.7-15.
- Beccaluva, L. and Serri, G. (1988): Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: A reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics*, Vol.146, pp.291-315.

- Beccaluva, L., Digirolamo, P., Macciotta, G. and Morra, V. (1983): Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti*, Vol.8, pp.307-323.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. and Venturelli, G. (1977): The trace element geochemistry of Corsican Ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.64, pp.11-31.
- Bellen, R.C., Wetzel, R. and Morton, D. (1959): Lexique stratigraphique international Asie, Fasc.10, Iraq. *Central National deal Recherches Scientifique*, Paris, 333p.
- Bertin, E.P. (1978): Introduction to X-ray Spectrometric Analysis. *New York*, 485p.
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, M. and Dmitrier, L. (1990): MORB alteration: Rare earth element / non-rare earth hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, Vol.82, pp.1-14.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E. and McDowell, S.D. (1984): Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Ecpn. Geol.*, Vol.79, pp.671-695.
- Bogdanov, N. et al. (1977): Initial report of the geological study of the oceanic crust of the Philippine sea floor. In: Beccaluva, L. and Serri, G., Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: A reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting . *Tectonophysics*, Vol.146, pp.291-315.
- Boily, M. and Dion, C. (2002): Geochemistry of boninitic-type volcanic rocks in the Frotet-Evans Greenstone Belt, Opatoca subprovince, Quebec: Implications for the evolution of Archaean greenstone belts. *Precambrian Res.*, Vol.115, pp.349-371.
- Bolton, C.M.G. (1957): Explanation of the geological map-Kurdistan series, scale 1:100000 sheet K5 Chowarta. Site Inv. Co., Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Bolton, C.M.G. (1958): Geological map-Kurdistan, Sheet 4, Rania. Site Inv. Co., *NIMCO*, No.276.
- Bonatti, E., Honnorez-Guerstein, M.B., Honnorez, J. and Stern, C. (1976): Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche Trench (Equatorial Atlantic), metallogenesis in oceanic fracture zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.32, pp.1-10.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. and Saccani, E. (2002): Interaction between mid-ocean ridge and subduction magmatism in Albanian Ophiolites. *The Journal of Geology*, Vol.110, pp.561-576.
- Boyle, A.P. (1989): The geochemistry of the Sulitjelma ophiolite and associated basic volcanics: Tectonic implications. *The Caledonide Geology of Scandinavia*. pp.153-163.

- Brenan, J.M., Saw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L. (1995): Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °c and 2.0 Gpa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.59, pp.3332-3350.
- Briand, B. Bouchardon, J.L., Capiez, P. and Piboule, M. (2002): Felsic (A-type) – basic (Plume-induced) Early Paleozoic bimodal magmatism in the Maures Massif (Southeastern France). *Geol. Mag.*, Vol.139(no.3), pp.291-311.
- Buda, G. and Al-Hashimi, W.S. (1977): Petrology of Mawat ophiolite complex, Northeast Iraq. *Jour. Geol. Soc. Iraq*, Vol.X, pp.69-98.
- Buday, T. (1973): The regional geology of Iraq. Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Buday, T. and Jassim, S.Z. (1987): The Regional Geology of Iraq. Vol.2, Tectonism, Magmatism, and Metamorphism. *Geol. Surv. Min. Inv.* Baghdad, 352p.
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D. (2002): Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in Southeastern Guatemala. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, Vol.119, pp.21-50.
- Cameron, W.E. (1985): Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.89, pp.239-255.
- Cannat, M. and Casey, J.F. (1995): An ultramafic lift at the Mid-Atlantic Ridge: Successive stage of magmatism in serpentinitized peridotites from the 15° N Region. In: Vissers, R.L.M., Nicolas, A. (eds.), *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, pp.5-34.
- Capedri, S., Grandi, R., Photiades, A. and Toscani, L. (1996): Boninitic clasts from the Mesozoic olistostromes and turbidites of Angelokastron (Argolis, Greece). *Geological Journal*, Vol.31, pp.301-323.
- Celik, O.F. and Delaloye, M. (2003): Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lucian ophiolites, SW Turkey. *Geological Journal*, Vol.38, pp.235-256.
- Coish, R.A. (1977): Ocean floor metamorphism in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.60, pp.255-270.
- Constantin, M. (2001): Geochemistry of ophiolitic basalts from the Metchosin Igneous Complex on Southern Vancouver Island, and their inferred paleotectonic setting. *Ophioliti*, Vol.26(no.2), pp.417-424.

- Cotton, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulsk, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. (1995): Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, Vol.119, pp.115-138.
- Crawford, A.J., Fallon, T.J. and Green, D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.), *Boninites and related rocks. Unwin Hyman*, London, pp.1-49.
- Crocket, J.H. and Oshin, I.O (1987): The geochemistry and petrogenesis of the ophiolite volcanic rocks, Lac de T'Est, Thetford Mines Complex, Quebec, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol.24, pp.1273-1275.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1962): *Rock-Forming Minerals. John Wiley and Sons*, New York, 333p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1966): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman*, London, 528p.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig S. (1999): Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *G.S.A. Bulletin*, Vol.III(no.8), pp.1192-1216.
- Donovan, J.J., Snyder, D.A. and Rivers, M.L. (1993): An Improved interference correction for trace element analyses. *Microbeam Analysis*, Vol.2, pp.23-28.
- Dunnington, H.V. (1958): Generation, migration, accumulation and dissipation of oil in Northern Iraq. In: Weeks, L.G. (eds), "Habitat of oil", a symposium, *A.A.P.G.*, Spec. Publ., pp.1194-1251.
- Echeveste, H. and Fernandez, R. (1994): Asociaciones de oxidos y sulfuros en diques basicos de las Sierras de Tandil, provincial de Buenos Aires. *Revista del Museo dela plata*, Vol.11, pp.99-118.
- El-Sayed, M.M. (in press): Geochemistry and petrogenesis of the post-orogenic bimodal dyke swarms in NW Sinai, Egypt: Constraints on the magmatic-tectonic processes during the Late Precambrian. *Chemie der Erde*.
- Eskola, P. (1939): "Die metamorphen Gesteine" Die Entstehung der Gesteine "(T.F.W. Barth, C.W. Correns, P. Eskola), *Springer-Berlin*, pp.263-407.
- Etabi, W. (1972): Petrography of Mawat igneous complex. Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Ewart, A. and Hawkesworth, C.J. (1987): The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: Interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. *Journal of Petrology*, Vol.28, pp.495-530.

- Floyd, P.A. and Al-Samman, A.M. (1980): Primary and secondary chemical variations exhibited by some West Cornish volcanic rocks. *Read at the Annual Conference of the Ussher Society*, pp.68-75.
- Gamble, J., Smith, L., McCulloch, M.T., Graham, I.J. and Kokelaar, B.P. (1993): The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, SW Pacific. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, Vol.54, pp.265-290.
- Gamble, J., Woodhead, J., Wright, L. and Smith, L. (1996): Basalt and sediment geochemistry and magma petrogenesis in the transect from oceanic island arc to rifted continental margin arc: The Kermadec Hikurangi margin, SW Pacific. *Journal of Petrology*, Vol.37, pp.1523-1546.
- Ghazi, M.A. and Hassanipak, A.A. (1999): Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: Implications for Tethyan plate tectonic. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol.17, pp.319-332.
- Goldschmidt, V.M.(1954): *Geochemistry*, Oxford University Press, 730p.
- Govindaraju, K. (1994): 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, Vol.18, pp.1-158.
- Green, D.H. (1973): Experimental melting studies on a model upper-mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.19, pp.37-53.
- Gresens, R.A. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, Vol.2, pp.47-55.
- Hart, S.R. and Staudigel, H. (1982): The control of alkalies and uranium in sea water by ocean crust alteration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.58, pp.202-212.
- Hart, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B., Mayers, P.S. and Muehlenbachs, K. (1999): The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbro. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.63(no.23/24), pp.4059-4080.
- Hassanipak, A.A. and Ghazi, M.A. (2000): Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, Northwest Iran: Implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol.18, pp.109-121.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D. and van Calsteren, P. (1997): U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, Vol.276, pp.551-555.

- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and McDermott, F. (1993): Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol.342, pp.179-191.
- Heron, A.M. and Less, G.M. (1943): The zone of nappes in Iraq Kurdistan, Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Hey, M.H. (1954): A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, Vol.30, p.277.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. and Lopez-Escobar, L. (1986): Multiple sources for basaltic arc rocks from Central South Chile: Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, Vol.91, pp.5963-5983.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.98, pp.455-489.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003): Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (Northern Kyushu, Japan): Implications for asthenosphere and lithosphere mantle interaction. *Chemical Geology*, Vol.198, pp.249-268.
- Hock, V. and Koller, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. *Chemical Geology*, Vol.77, pp.209-227.
- Horenle, K. and Schmincke, H.U. (1993): The role of partial melting in the 15 Ma geochemical erosion of Gran Canaria: A glob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology*, Vol.34, pp.599-626.
- Humphris, S.E. and Thompson, G. (1978a): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.42, pp.107-125.
- Humphris, S.E. and Thompson, G. (1978b): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.42, pp.127-136.
- Hutchison, C.S. (1974): Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. *John Wiley and Sons*, New York, 527p.
- Iacumin, M., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Teiseira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernandez, R., Pinese, J.P.P. and Ribot, A. (2001): Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dyke swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implication. *Journal of Petrology*, Vol.42(no.11), pp.2109-2143.
- Insergueix-Filippi, D., Dupeyrat, L., Dimo-Lahitte, A., Vergely, P. and Bebien, J. (2000): Albanian ophiolites. II-Model of subduction zone infancy at a mid-ocean ridge. *Ofioliti*, Vol.25(no.1), pp.47-53.

- Irvine, T.V. and Barager, W.R.A. (1971): A guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol.8, pp.523-547.
- Ishikawa, T. and Tera, F. (1999): Two isotopically distinct fluid components involved in the Marian arc: Evidence from Nb/B ratio and B, Sr, Nd and Pb isotope systematics. *Geology*, Vol.27, pp.83-86.
- Ishikawa, T., Nagaish, K. and Umino, S. (2002): Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, Vol.30, pp.899-902.
- Ishiwatari, A. (1985): Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.89, pp.155-167.
- Jahn, B.M., Chi-Yu, S. and Murthy, R.V. (1977): Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.55, pp.412-427.
- Jaques, A.L. and Green, D.H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb. pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.73, pp.287-310.
- Jarvis, K.E. (1988): Inductively coupled plasma mass spectrometry, a new technique for the rapid or ultra trace level determination of the rare earth elements in geological materials. *Chemical Geology*, Vol.68, pp.31-39.
- Jarvis, K.E. and Williams, J.G. (1989): The analysis of geological samples by slurry nebulisation inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS). *Chemical Geology*, Vol.77, pp.53-63.
- Jassim, S.Z. (1972): Geology of the Central sector of Mawat complex. *Jour. Geol. Soc. Iraq*, Vol.6, pp.82-92.
- Jassim, S.Z. and Al-Hassan, M.I.S. (1977): Petrography and origin at the Mawat and Penjwin igneous complexes: A comparison. *Jour. Geol. Soc. Iraq*, Spec. Issue, pp.169-210.
- Jeffery, P.B. and Hutchison, D. (1981): Chemical Methods of Rock Analysis. 3rd ed., *Pergamon Press*, 379p.
- Johnson, D.M., Hooper, P.R. and Conrey, R.M. (1999): XRF analysis of rocks and minerals for major and trace elements on a single low dilution Li-tetraborate fused beads. *Advanced in X-ray Analysis*, Vol.41, pp.843-867.
- Keller, R.A., Fisk, M.R., Smellie, J.L., Strelin, J.A., Lawver, L.A. and White, W.M. (2002): Geochemistry of backarc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contribution and along-axis variations. *Journal of Geophysical Research*, Vol.107(no.10), pp.1-17.

- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M.J., Hochstaedter, A., Drumond, M.S., Hawkesworth, C.J., Koloskov, A., Maurry, R.C. and Bellen, H. (1997): Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.61(no.3), pp.577-600.
- Keppler, H. (1996): Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, Vol.380, pp.237-240.
- Kerrick, R. and Wyman, D.A. (1997): Review of development in trace element fingerprinting of geodynamic setting and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol.44, pp.465-487.
- Klingelhofer, F., Geli, L. and White, R.S. (2000): Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion at the very-slow spreading Mohus Ridge. *Geophysical Research Letters*, Vol.27, pp.1547-1550.
- Krauskopf, K.B. (1979): Introduction to Geochemistry (2nd ed.), *McGraw Hill*, New York, 617p.
- Kristmannsdottir, H. (1975): Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Iceland geothermal areas. *Paper presented at 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, Calif., May 2029, 1975.
- Lagabrielle, Y. and Lemoine, M. (1997): Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: The slow-spreading ridge model. *Comptes rendus de l'Academie des Sciences Paris*, Vol.325, pp.909-920.
- Lagabrielle, Y., Bideau, D., Cannat, M., Karson, J.A. and Mevel, C. (1998): Ultramafic-mafic plutonic rock suites exposed along the Mid-Atlantic Ridge (10° N-30° N). In: Roger Buck, W., Delaney, P.T., Karson, J.A., Lagabrielle, Y. (eds.), *Faulting and Magmatism at Mid-Oceanic Ridges. Symmetrical-asymmetrical distribution and implication for seafloor spreading processes. American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, Vol.106, pp.153-176.
- Lambert, J. and Holland, J.G. (1974): Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing Ca-Y relationship in minerals and rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.38, pp.1393-1414.
- Laurent, R. and Hebert, R. (1989): The volcanic and intrusive rocks of the Quebec Appalachian ophiolites (Canada) and their island arc setting. *Chemical Geology*, Vol.77, pp.287-302.
- Le Masurier, W.E., Thompson, J.W., Baker, P.E., Kyle, P.R., Rowley, P.D. and Smellie, J.L. (1990): Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans. *Antarctic Research Series*, Vol.48, pp.301-312.

- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gibert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphibole of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, Vol.35, pp.219-246.
- Lehner, H.P.E. (1954): Report on geological survey of area North of Chowarta. Site Inv. Co., Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S. and Ito, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. Jour. Sci.*, Vol.274, pp.613-632.
- Lugovic, B., Altherr, R., Raczek, I., Hofmann, A.W. and Majer, V. (1991): Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from Central Dinaric Ophiolite Belt, Yugoslavia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.106, pp.201-216.
- Magganos, A., Sideris, C. and Kokkinakis, A. (1991): Marginal basin-volcanic arc origin of the metabasic rocks of the circum-Rhodope belt, Thrace, Greece. *Mineral Petrol.*, Vol.44, pp.235-252.
- Maheo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Villa, I.M., Keller, F. and Copiez, P. (2004): The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): An intra-oceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, Vol.203, pp.273-303.
- Mashek, J. and Etabi, W. (1973): Petrology of the Mawat igneous-metamorphic complex, NE Iraq. Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Mason, B. (1963): The Yonozu meteorite. In: Wodepohl, K.H. (1978): Handbook of Geochemistry. *Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, New York*, Vol.II(no.5), 92p.
- Mason, B. and Moore, C.B. (1982): Principles of Geochemistry (4th Ed), *John Wiley and Sons*, 344p.
- McLennan, S.M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral.*, Vol.21, pp.169-200.
- Menzies, M., Seyfried, W. and Blanchard, D. (1979): Experimental evidence of rare earth elemental mobility in greenstones. *Nature*, Vol.282, pp.398-399.
- Mevel, C. (1984): Le metamorphisme de la croute oceanique. These de doctorat. Universite Paris 6, Paris, pp.215. In: Maheo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Villa, I.M., Keller, F. and Copiez, P., The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): An intra-oceanic

- tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, Vol.203, pp.273-303.
- Mevel, C. and Cannat, M. (1991): Lithospheric stretching and hydrothermal processes in oceanic gabbro from slow-spreading ridges. In: Peters, T., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Minist. of Pet. And Miner. Resou., Sultanate of Oman, Muscat, Oman, pp.293-312.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, Vol.274, pp.321-355.
- Miyashiro, A. and Shido, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of Ti, V, Cr and Ni. *Am. Jour. Sci.*, Vol.275, pp.265-277.
- Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M. (1971): Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol.268, pp.589-603.
- Moorhouse, W.W. (1956): The paragenesis of accessory minerals. In: Wodepohl, K.H. (1978): *Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, New York*, Vol.II(no.5), 92p.
- Morris, J.D., Leeman, W.P. and Tera, F. (1990): The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature*, Vol.344, pp.31-36.
- Murton, B.J. (1989): Tectonic controls on boninite genesis. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond.*, Spec. Publ., Vol.42, pp.347-377.
- Murton, B.J., Peate, D.W., Arculus, R.J., Pearce, J.A. and van der Laan, S. (1992): Trace element geochemistry of volcanic rocks from site 786: The Izu-Bonin Forearc. In: Freyer, P., Pearce, J.A. and Stokking, L.B. (eds.), *Proceedings for the ocean drilling program. Sci. Results*, Vol.125, pp.211-235.
- Nicholas, A. and Jackson, E.D. (1972): Repartition en deux pronines des peridotites des chaines alpines logeant la Mideterranee: Implications geotectonique. *Bull. Suis. Min. Petr.*, Vol.52, pp.479-495.
- Nicolae, I. and Saccani, E. (2003): Petrology and geochemistry of the Jurassic calc-alkaline series associated to Middle Jurassic ophiolites in the South Apuseni Mountains (Romania). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Vol.83, pp.81-96.
- Nicolas, A. and Al Azri, H. (1991): Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: The Oman Case. In: Peters, T.J., Nicolas, A., Coleman, R.G. (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic*

- Lithosphere. *Kluwer Academic Publications*, Dordrecht, pp.261-274.
- Niu, Y. (1997): Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, Vol.38, pp.1047-1074.
- Niu, Y. and Hekinian, R. (1997): Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: A case study of fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.146, pp.243-258.
- Norrish, K. and Hutton, J.T. (1969): An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.33, pp.431-425.
- Numan, N.M.S. (1997): A plate tectonic scenario for the Phanerozoic succession in Iraq. *Jour. Geol. Soc. Iraq*, Vol.30(no.2), pp.50-78.
- Offler, R. and Gamble, J. (2002): Evolution of an intra-oceanic island arc during the Late Silurian to Late Devonian, New England Fold Belt. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol.49, pp.349-366.
- Olive, V., Hebert, R. and Loubet, M. (1997): Isotopic and trace element constraints on the genesis of a boninitic sequence in the Thetford Mines Ophiolitic Complex, Quebec, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol.34, pp.1258-1271.
- Oshin, I.O. (1981): The abundance and geochemistry of some noble metals in Thetford Mines ophiolites, P.Q. Ph.D. Thesis, McMaster University, Hamilton, Ont., 391pp. In: Laurent, R. and Hebert (1989), R., The volcanic and intrusive rocks of the Quebec Appalachian ophiolites (Canada) and their island arc setting. *Chemical Geology*, Vol.77, pp.287-302.
- Pamic, J., Tomljenovic, B. and Balen, D. (2002): Geodynamic and petrogenetic evolution of the Alpine ophiolite from the Central and NW Dinarides: An overview. *Lithos*, Vol.65, pp.113-142.
- Parlak, O., Hock, V., Kozlu, H. and Delaloye, M. (2004): Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). *Geol. Mag.*, Vol.141(no.5), pp.583-603.
- Pearce, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate post-tectonic environment of Cyprus. *Tectonophysics*, Vol.25, pp.41-67.
- Pearce, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A.(ed.), Ophiolites. *Geol. Survey Dept.*, Cyprus, pp.261-272.
- Pearce, J.A. (1982): Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.), Orogenic Andesites and Related Rocks, *John Wiley and Sons*, New York, pp.525-548.
- Pearce, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and

- Norry, M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. *Shiva Publ.*, Nantwich, UK, pp.230-249.
- Pearce, J.A. (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams . In: Wyma, D.A. (ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. *Geological association of Canada, Short Course*, Vol.12, pp.79-113.
- Pearce, J.A. (2003): Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues, In: Delik, Y. and Newcomb, S. (eds.), Ophiolites concept and the evolution of geological thought: Boulder, Colorado, *Geological Society of America*, Spec. Paper, Vol.373, pp.269-293.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analyses using Ti, Zr, Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.12, pp.339-349.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.19, pp.290-300.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979): Petrogenesis implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol.69, pp.33-47.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J. (1993): Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H., Alabaster, T., Harris, N.B.W. and Neary, C.R. (eds.), Magmatic processes and plate tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Vol.76, pp.373-403.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol.23, pp.251-285.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (eds.), Marginal basin geology. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, Vol.16, pp.77-94.
- Pearce, J.A., van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W. and Parkinson, I.J. (1992): 38. Boninite and harzburgite from Leg125 (Bonin Mariana Forearc): A case study of Magma genesis during the initial stages of subduction. *Proceeding of the Ocean Drilling Program*, Vol.125, pp.623-659.
- Peccerillo, A. and Tylor, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.58, pp.63-81.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. and Wu, T.W. (2003): Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift setting: A petrological,

- geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, Vol.44(no.11), pp.2003-2032.
- Pe-Piper, G., Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K. (2004): Evolution of boninitic and island-arc tholeiites in the Pindos Ophiolite, Greece. *Geol. Mag.*, Vol.141(no.4), pp.455-469.
- Piercey, S.J. and Murphy, D.C. (2001): Contrasting arc and non-arc mafic volcanic rocks in the Fyre Lake Unit, Yukon-Tanana Terrane, Finlayson Lake Region, Yukon, Canada. *Department of Indian and Northern Affairs*, pp.22-27.
- Plank, Y. and Longmuir, C.H. (1993): Tracing trace elements from sediment input to volcanic output of subduction zones. *Nature*, Vol.362, pp.739-743.
- Poiderin, J.L. (1994): Boninite-like rocks from the Paleoproterozoic greenstone belt of Bogoin, Central African Republic: Geochemistry and petrogenesis. *Precambrian Res.*, Vol.68, pp.97-113.
- Polat, A., Hofmann, A.W. and Rosing, M.T. (2002): Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early earth. *Chemical Geology*, Vol.184, pp.231-254.
- Richards, M.A. and Lithgow-Bertelloni, C. (1996): Plate motion changes, the Hawaiian-Emperor bend, and the apparent success and failure of geodynamic models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.137, pp.19-27.
- Ricou, L.E. (1971): Le Croissant Ophiolitique Peri-Arab: Une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, Vol.13, pp.327-349.
- Robertson, A.H.F. (2002): Overview of genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethys region. *Lithos*, Vol.65, pp.1-67.
- Rocci, G., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M. (1975): La dualite des ophiolites tethysiennes. *Petrologie*, Vol.1, pp.172-174.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. and Webb, J.S. (1981): Geochemistry in Mineral Exploration, 2nd ed., *Academic Press*, London, 655p.
- Rozanova, T.V. and Baturin, G.N. (1971): Hydrothermal ore shows on the floor of the Indian Ocean. *Oceanology*, Vol.II, pp.874-879.
- Saccani, E. and Photiades, A. (2004): Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolite (Greece): Implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos*, Vol.73, pp.229-253.
- Saha, P. and Bigger, G.M. (1974): Subsolvus reduction equilibria in the system Fe-Ti-O. In: Wodepohl, K.H. (1978): Handbook of Geochemistry. *Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, New York*, Vol.II(no.5), 92p.

- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D. (1980): Transverse geochemical variation across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.46, pp.344-360.
- Saunders, A.D., Tarney, J., March, N.G. and Wood, D.A. (1979): Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. *Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus*, pp.193-204.
- Savov, I., Ryan, J., Haydoutor, I. and Schijf, J. (2001): Late Precambrian Bulkan-Carpathian ophiolite- a slice of the Pan-African ocean crust ? : Geochemical and tectonic insights from the Tcherni Vrah and Deli Joran massifs, Bulgaria and Sebria. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, Vol.110, pp.299-318.
- Schilling, J.G. (1973): Iceland mantle plume: Geochemical evidence along the Reykjanes Ridge. *Nature*, Vol.242, pp.565-571.
- Searle, R.C. (1992): The volcanic-tectonic setting of oceanic lithosphere generation. In: Parson, L.M., Morton, B.J., Browning, P. (eds.), *Ophiolites and their modern oceanic analogues*. Geological Society, Spec. Publ., Vol.60, pp.65-80.
- Seewold, J.S. and Seyfried, W. (1990): The effect of temperature on metal mobility in sub-seafloor hydrothermal systems: Constraints from basalt alteration experiments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.101, pp.388-403.
- Serri, G. (1981): The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.52, pp.203-212.
- Shervais, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.59, pp.101-118.
- Shervais, J.W., Kimbrough, D.L., Renne, P., Henan, B.R., Murchey, B., Snow, C.A., Zoglman Schuman, M.M. and Beaman, J. (2004): Multi-stage origin of the Coast Range Ophiolite California: Implications for the life cycle of supra-subduction zone ophiolites. *International Geology Review*, Vol.46, pp.289-315.
- Smirnov, V.A. and Nelidov, V.P. (1962): Report on 1:200000 prospecting-correlation of the Sulaimanya-Chowarta and Penjwin area. Unpubl. Report, *NIMCO*, Baghdad, Iraq.
- Smith, R.E. and Smith, S.E. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basic magma. *Contrib. Mineral. Petrol*, Vol.32, pp.114-120.
- Snetzinger, K.G. and Kell, K. (1971): Ilmenite in ordinary chondrites. In: Wodepohl, K.H. (1978): *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, New York, Vol.II(no.5), 92p.

- Spear, F.S. (1981): An experiment of hornblende stability and composition variability in amphibole. *Am. Jour. Sci.*, Vol.281, pp.697-734.
- Srivastava, R.K., Chandra, B. and Shastry, A. (2004): High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the South Andaman ophiolite suite, India. *Proc. Indian Acad. Sci.*, Vol.113, pp.605-618.
- Stern, R.J., Morris, J., Bloomer, S.H. and Hawkins, J.W. (1991): The source of the subducted component in convergent margin magma: Trace element and radiogenic evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.55, pp.1467-1481.
- Stockline, J. (1968): Structural history and tectonic of Iran: A review. *Am. Ass. Petroleum Geol. Bull.*, Vol.52, pp.1229-1258.
- Strong, D.F. and Dostal, J. (1980): Dynamic melting of Proterozoic upper mantle: Evidence from rare-earth elements in oceanic crust of Eastern Newfoundland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.72, pp.165-173.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.E. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, Vol.42, pp.313-345.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995): *Subduction Zone Magmatism. Blackwell, London, 211p.*
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nesbitt, R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from high-pressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, Vol.29, pp.293-309.
- Thomas, R. (2001): A beginner's guide to ICP-MS: The sample-introduction system. *Spectroscopy*, Vol.16(no.5), pp.56-58.
- Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P., Palacios-Berrute, H., Guevara, M. and Gonzalez-Castillo, O.Y. (2003): DC-Base: A database system to manage Nernst distribution coefficients and its application to partial melting modeling. *Comput. Geosci.*, Vol.29, pp.1191-1198.
- Tsikouras, B. (1998): Clouded plagioclase from an ophiolite of the NE Aegean Sea (Samothraki Island, Greece): Evidence for diffusion of hydrothermal fluids. *Geologica Balcania*, Vol.28, pp.61-68.
- Ueda, H. and Miyashita, S. (2003): Discovery of sheeted dikes in the Cretaceous accretionary complex of the Idannappu Zone, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol.109, pp.559-562.
- Umino, S., Yanai, S., Jaman, A.R., Nakamura, Y. and Liyama, J.T. (1990): The transition from spreading to subduction: Evidence from the Semail ophiolite, Northern Oman Mountains. In:

- Ishikawa, T., Nagaish, K. and Umino, S., Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, Vol.30, pp.899-902.
- Valasmi-Jones, E. and Cann, J.R. (1994): Controls on the Sr and Nd isotopic compositions of hydrothermally altered rocks from the Pindos ophiolite, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.125, pp.39-54.
- Valasmi-Jones, E. and Ragnarsdottir, K.V. (1997): Controls on uranium and thorium behavior in ocean-floor hydrothermal systems: Example from the Pindos Ophiolite, Greece. *Chemical Geology*, Vol.135, pp.263-274.
- Vallance, T.G. (1969): Spilitite again, some consequences of the degradation of basalt. *Proc Linn. Soc. N.S.W.*, Vol.94, pp.8-51.
- Vallance, T.G. (1974): Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. *Journal of Petrology*, Vol.15, pp.79-96.
- Van Wagoner, N.A., Leybourne, M.I., Dadd, K.A., Baldwin, D.K. and McNeil, W. (2002): Late Silurian bimodal volcanism of Southwestern New Brunswick, Canada: Products of continental extension. *GSA Bulletin*, Vol.114(no.4), pp.400-418.
- Venturelli, G., Capedri, S., Thorpe, R.S. and Potts, P.J. (1979): Rare-earth and other element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica, Western Mediterranean. *Chemical Geology*, Vol.24, pp.339-353.
- Venturelli, G., Thorpe, R.S. and Potts, P.J. (1981): Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Appennine Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.53, pp.109-123.
- Verma, S.P. and Hasenaka, T. (2004): Sr, Nd and Pb isotopic and trace elements geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, West-Central Mexican Volcanic Belt. *Geochemical Journal*, Vol.38, pp.43-65.
- Verma, S.P., Santoyo, E. and Velasco-Tapia, F. (2002): Statistical evaluation of analytical methods for the determination of rare-earth elements in geological materials and implications for detection limits. *International Geology Review*, Vol.44, pp.287-335.
- Wager, L.R. and Mitchell, R.L. (1951): The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma: A further study of the Skeargaard intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.1, pp.129-207.
- Wallin, E.T. and Metcalf, R.V. (1998): Supra-subduction zone ophiolites formed in an extensional forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California. *The Journal of Geology*, Vol.106, pp.591-608.

- Wang, Y., Fan, W., Peng, T. and Guo, F. (2004): Elemental and Sr-Nd isotopic systematics of the Early Mesozoic volcanic sequences in Southern Jiangxi Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, Vol.10(no.4), pp.1-27.
- Weaver, B.L. and Tarney, J. (1981): The Scourie dike suite: Petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.78, pp.175-188.
- White, W.M. and Patchett, J. (1984): Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundance in island arc: Implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.67, pp.167-185.
- Wilkinson, J.F.G. and Maitra, R.W. (1987): Upper mantle amphibolite and micas and TiO_2 , K_2O and P_2O_5 abundance and $100\text{Mg}/(\text{Mg}^{+2}/\text{Fe}^{+2})$ ratios of common basalts and andesites: Implication for model metasomatism and undepleted mantle composition. *Journal of Petrology*, Vol.28, pp.37-73.
- Wilson, M. (1989): Igneous Petrogenesis – a Global Approach. *Unwin Hyman*, London.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.28, pp.459-469.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, Vol.20, pp.325-343.
- Wodepohl, K.H. (1978): Handbook of Geochemistry. *Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, New York*, Vol.II(no.5), 92p.
- Wood, D.A. (1980): Major and trace element variations in the Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly. *Journal of Petrology*, Vol.19, pp.393-436.
- Wood, D.A., Joron, J.L. and Treuil, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.45, pp.326-336.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993): High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.114, pp.491-504.
- Xu, J.F., Castillo, P.R., Chen, F.R., Niu, H.C., Yu, X.Y. and Zhen, Z.P. (2003): Geochemistry of Late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, Northwest China: Implications for

- backarc mantle evolution. *Chemical Geology*, Vol.193, pp.137-154.
- Yumul, G.P. Jr. (2003): The Cretaceous Southeast Bohol Ophiolite Complex, Central Philippines: A highly disaggregated supra-subduction zone ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol.21, pp.957-965.
- Zhang, Q., Wang, Y., Zhou, G.Q., Quan, Q. and Robinson, P.T. (2003): Ophiolites in China: Their distribution, ages and tectonic settings. In: Dilek, Y. and Robinson, P.T. (eds.), *Ophiolites in Earth History. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., Vol.218*, pp.541-566.
- Zhang, Z., Mao, J., Paul, R.T., Mei, F.Z., Zao, G., Yang, J., Wang, Z. and Zhang, Z. (2003): The Aoyougou mafic-ultramafic complex in the North Qilian Mountains, Northwest China: A possible Middle Proterozoic ophiolite along the Southern Margin of the North China Craton. *International Geology Review*, Vol.45, pp.1-16.

المستخلص

يمثل معقد اوفيولايت ماوات الواقع في الجزء الشمالي الشرقي من العراق والمكون في الكريتاسي الأعلى بقايا لغلاف صخري محيطي وهو يغطي مساحة بحدود 200 كم². وقد ركز البحث الحالي على دراسة الجزء العلوي البركاني من معقد اوفيولايت ماوات والجزء البركاني من تتابع كيمو في ثلاثة مقاطع مختارة هي كنارو وواراز وكيمو .

تعرضت النماذج الصخرية المتمثلة بالبازلت أساسا إلى درجات متباينة من عمليات تحول قاع المحيط والتحلل ضمن سحنة النضيد الأخضر - بداية الامفيولايت. ونتج عن التحول الأول (M_1) من نوع قاع المحيط (الالبان- سينوميان) إعادة تبلور للمعادن الأولية اذ استبدل البلاجيوكليس بآخر فيه زيادة بالصوديوم واستبدال الكالينوبايروكسين بالهورنبلند. وارتبط هذا التحول لاحقا بآخر تراجعي أدى إلى تحول الهورنبلند إلى الاكتينولايت والبلاجيوكليس الى الالبات وظهور الابدوت. وخلال التصادم (المايوسين) طبع التحول الأول بتحول ثاني محدود (M_2) صاحب اندفاع وتموضع الاوفيولايت . كما يستدل على عمليات التحول من المحتوى المتباين للعناصر الليثوفيلية ذات نصف القطر العالي (LILE) وحركتها ، في حين اتسمت العناصر ذات مجال الجهد العالي (HFSE) والأرضية النادرة (REE) نسبيا بانعدام الحركة وعكست تراكيزها في الصخور تواجدها الحقيقي في الصهير .

يحتوي البعض من الصخور الحالية على محتوى تيتانيوم واطىء مُمثلةً صخور الجزر القوسية الثولييتية بينما احتوى غالبيتها على محتوى تيتانيوم واطىء جدا مُمثلةً صخور البونينايت. كما امتازت هذه الصخور باغتنائها النسبي بالعناصر الليثوفيلية وافتقارها للعناصر ذات مجال الجهد العالي (نسبة الى صخور بازلت حذبة وسط المحيط الاعتيادي) والعناصر الأرضية النادرة وهذه السمات تعكس تكون هذه الصخور في بيئة مرتبطة بعملية الغوران .

يدل النمط المتوازي-شبه المتوازي للعناصر الأرضية النادرة في صخور المقاطع الثلاثة انها تكونت من صهير جبي واحد يمثل البيرودوتايت الغني بالهارزبركايت والدنايت مع تواجد محدود لليرزولايت ، وبذلك يمكن اعتبار تتابع كيمو جزء من الاوفيولايت وليس غطاء له كما أشارت دراسات سابقة. وقد نتجت الصخور الحالية من عملية تبلور تجزئي لصهير بازلتي تكون بواسطة انصهار جزئي بنسبة 20-35% تقريبا لمصدر جبي ناضب .

يتبين من الأدلة الجيوكيميائية تكون معقد اوفيولايت ماوات فوق نطاق غوران فتي (ضمن محيط التيشس) عند محور الحافة القديمة أو بالقرب منه ونتج عن ذلك تدفقات متزامنة لصخور بازلت الجزر القوسية الثولييتية والبونينايت في بيئة مقدمة الجزر القوسية. وخلال فترة التصادم في المايوسين اندفعت كتلة ماوات فوق صخور كلكلة ، ومع نهاية المايوسين استقرت هذه الكتلة فوق غطاء العصر الثلاثي بتأثير الانزلاق الجذبي .

Abstract

The Mawat ophiolite complex located in northeastern Iraq represents a remnant of oceanic lithosphere formed in Upper Cretaceous and covering an area of about 200 km². This study concentrates on the upper volcanic part of Mawat ophiolite and the volcanic part of Gimo sequence.

All rock samples which are dominantly defined as basalts have been subjected to various degrees of ocean-floor hydrothermal metamorphism and alteration of greenschist - lower amphibolite facies. The first metamorphic event (M₁) which occurred during Albian-Cenomanian has often resulted in recrystallization of the primary igneous phases including replacement of Ca-plagioclase by more albitic and the transformation of clinopyroxene into hornblende. Later during a retrograde metamorphism hornblende transformed into actinolite, plagioclase into albite and the epidote appeared. M₁ metamorphism was overprinted by local metamorphic event (M₂) accompanied thrusting and emplacement of ophiolite during the Miocene. The occurrence of such processes is evident from the variable abundances and mobilization of large ion lithophile elements (LILE). Whereas the high field strength elements (HFSE) and rare earth elements (REE) remained relatively immobile and so largely reflect their magmatic abundances.

Mawat ophiolite has low and nearly a very low Ti characteristic of island arc tholeiitic (IAT) and boninitic affinities respectively. The enrichment of LILE and depletion of the HFSE (relative to N-MORB) and REE are the main features of the volcanic rocks. They are indicative of subduction related environment.

The parallel-subparallel and flat REE patterns of the three selected traverses (Kanaro, Waraz and Gimo) indicate that they have originated from the same mantle source dominated by harzburgite and dunite with local occurrence of lherzolite. Thus, Gimo sequence can be considered as part of the ophiolite and not its cover, as the previous studies mentioned.

It seems most likely that these rocks were derived by a process of fractional crystallization from a common basaltic melt. This melt was generated by approx. 20-35% partial melting of a depleted mantle source.

The geochemical evidences show that Mawat ophiolite was formed in the early stages of intraoceanic young supra-subduction zone (SSZ) at a palaeo-ridge axis or close to it which lead to contemporaneous eruptions in a fore-arc setting of island arc tholeiitic basalts and boninites. During the period of collision in Miocene, the Mawat nappe thrust over Qulqula rocks and by the end of Miocene it settled by gravity sliding over the Tertiary cover.

Geochemistry and Petrogenesis of the Volcanic Rocks of Mawat Ophiolite Complex , NE-Iraq

**A Thesis Submitted
By
Samer Fouad Younan Farjo**

**To
The Council of the College of Science
University of Mosul**

**In Partial Fulfillment of the Requirements
For the Degree of M.Sc.
In
Geology**

**Supervised By
Dr. Elias Mohammed Elias
Assistant Professor**

2006 (A.D.)

1426 (A.H.)