

Гэрээний дугаар: NFSC2019/04

Батлагдсан он сар өдөр: 2019-12-30

Хятадын Байгалийн Шинжлэх
Ухааны сантай хамтарсан

“ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН
ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА
ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН
БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ”
төслийн тайлан (2019-2022)

ГҮЙЦЭТГЭГЧИД:

Проф. Д.Бат-Өлзий /төслийн удирдагч/

Док. Х.Уламбадрах

Маг. О.Оролзодмаа

Докторант. Б.Гэндэнжамц

Докторант. Э.Эрдэнэжаргал

Геол. Н.Номинцацрал

ГАРЧИГ

ОРШИЛ 1-3

ЛАБОРАТОРИЙН АЖЛЫН СУДАЛГААНЫ АРГУУД.....4-7

СУДАЛГАА-1

Гурвансайхан террейнд байршилтай зэсийн ордуудын харьцуулалт ба Цагаан суварга зэсийн ордын судалгаа.....8-22

СУДАЛГАА 2

Өшгөгийн нурууны метаморф бүрдлийн петрографи ба химизм ба гранитоидын үнэмлэхүй насны судалгаа.....23-36

СУДАЛГАА 3

Зүүн Өмнөд Монголын Нүхэт даваа металлогенийн бүс дэх Өвөрбаян молибдений ордын судалгаа.....37-46

Судалгаа 4

Завханы эх газрын бичил террейний аккрецийн бүсийн өндөр даралтын метаморф чулуулгийн судалгаа.....47-57

СУДАЛГАА 5

Сэлэнгэ, Номгон үеллэг габрро интрузив массивын геологи, геохронологийн судалгаа.....58-70

СУДАЛГАА 6

Зүүн Гурвансайханы аккрецийн бүсийн судалгаа: хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг ба яшмын интерпретаци, Гурвансайхан сери, Номгон формацын бүрдэл, тэдгээрийн геодинамик орчин.....71-89

СУДАЛГАА 7

Гурвансайхан террейнд байрлах Ханбогд шүлтлэг гранитын структур, текстурын судалгаа.....90-102

СУДАЛГАА 8

Хятад Улсын нутагт үргэлжлэх Сулинхээрийн бүсийн геологи, тектоник, геодинамик
(док. Х.УЛАМБАДРАХ).....103-130

Төслийн ерөнхий дүгнэлт131

REPORT OF CHINA-MONGOLIA INTERNATIONAL AND EXCHANGE PROJECT
"ACCRETIONAL STRUCTURES IN SOUTHEAST MONGOLIA: WITH THE SUPPORT
OF (41961144020, 2020.01- 2022.12)132-144

ОРШИЛ

“Өмнөд Монголын аккрецийн орогений тектоник хөгжил: Монгол ба Хятадын нутаг дахь Төв Азийн Ороген Бүсийн (ТАОБ) харьцуулалт” Хятад -Монголын хамтарсан” төслөөр 2020-2022 онуудад хийгдсэн ажлууд, тэдгээрийн үр дүнг энд тусгав.

Төлөвлөгөө ёсоор

1. Олон тооны зэсийн порфирын ордууд байршсан Гурвансайхан террейны аккрецийн ба геологийн бүрдэлүүдийг тогтоож, зэсийн ордууд геологийн янз бүрийн насанд үүссэн эсэхийг тодруулах
2. Зүүн Өмнөд Монголын Улаан уул, Хутаг уул зэрэг бүсүүдийн аккреци ба геологийн тогтоцыг судлах, эдгээрийн үргэлжлэх чигийг тогтоох, Хятад улсад ялгагдсан бүсүүдтэй харьцуулах
3. Сулин хээрийн бүсийн геологийн тогтоцыг судлах, энэ бүсийг бүрдүүлсэн эртний далайн нэрийг оновчтойгоор нэрлэх, хэвлэлээр баталгаажуулах
4. Хамтарсан судалгааны ажлын эмхэтгэл зэргийг хийх ёстой байв.

Ажлын Үр дүн

1а. Гурвансайхан террейны аккрецийн бүрдлийн судалгааг Зүүн Гурвансайхан нуруунд хийсэн ба энд тогтоосон аккрецийн бүрдэл нь Монгол орны геологийн тогтоцод урд өмнө нь бичигдэж судлагдаагүй болно. Судалгаагаар Зүүн Гурвансайхан нуруунд аккрецийн бүсийн Low friction accretion буюу аажим шургалтын механик хүчнээс шургаж буй биетүүдээс хайлалт үүсч дээд царцдасыг зүссэн тогтоц олдог ч шинээр шинжлэгдсэн 514 ± 47 нас нь зүсээгүй эртний настай болох нь тогтоогдов. Энэ нь дээр дурьдсан аккрецийн онцлог бөгөөд цөөн газарт судлагдсан байна. Энэ талаар СУДАЛГАА 7-д бичив

1б. Гурвансайхан терреинд байрлах ордуудыг хариуцдаг компануудаас МАК” ХХК нь Цагаан суварга ордын орчинд ажиллах зөвшөөрөл өгсөн ба геологийн тогтоцыг нягтлан Карбоны насанд хамрагдах геологийн хил зааг тогтоосон. Энэ террейний хэмжээнд байрших Цагаан суваргийн ордын гранитуудаас 367.5 ± 3.8 - 370.4 ± 3.0 сая жилийн буюу Девоны цаг үеийн үнэмлэхүй насууд энэ төслийн

судалгаагаар тогтоогдов. Гэсэн ч энэ ордын геологийн биетүүдийн харьцаагаар дээд Карбоны настай геологийн тогтоц шинээр илрүүлэгдэв. Иймээс энэ террейний Си-ийн ордууд нь мөн энэ адил байх боломжийг таамаглаж, олон нас тогтоогддог шалтгаан нь интрузив биетийн гарал үүсэлтэй ялангуяа 1а-д бичсэн гаралтай байж болох магадлалтай болов. СУДАЛГАА 1-д бичив

2. Төслийн багийн гишүүн Prof. Yang XY нь Хятад Монголын хил орчмын W ба Мо орд судлаач бөгөөд Зүүн Монголд Мо орд судлах докторанттай болох саналтай байсан. Иймээс маг. Б.Гэндэнжамцтай Зүүн Өмнөд Монголын Хутаг уул бүсэд байршилтай “Өвөрбаян” вольфрам-молибдений ордын судалгаагаар ажиллахаар тохирсон ба 2021 оноос Хятадын Шинжлэх Ухааны Их Сургуульд суралцах ANSO scholarship аван Хятадад суралцаж байгаа болно.

Төсөлд төлөвлөгдсөн 2-4 р судалгааг хамтран ажиллагч Хятадын Уханы ба бусад Их сургуулийн судлаачид Хятад талаас судлахаар тохирсон ба тэдний тайланд энэ талаар тусгагдсан болно. Сулинхээрийн бүсийн талаар хамтран ажиллагч судлаачид олон тооны өгүүлэл хэвлүүлсэн байна.

Бидний зүгээс док. Т.Кускигийн саналыг хүлээн авч, Монгол орны нутагт тогтоогдох аккрецийн зарим бүсүүдийн аккрецийн бүрдлийг судалж магистр ба доктор оюутнуудын судалгаанд хамруулав. Судалгааг дараахи газруудад хийв. Үүнд:

1-Завхан террейн (2021)

2-Баянголын террейн (2021)

3-Баянхонгорын үргэлжлэл террейнүүдэд хийсэн(2020)

4-Хилийн дагуухи Мо орд судалгаа (хүсэлтээр хийсэн 2021)

5- Ханбогд массивын тогтоц (2022)

6-Салхитын мөнгөний ордын тогтоц эрдэслэг бүрэлдэхүүнийг судлав (2020).

- Завханы террейн шинээр ялгагдах аккрецийн бүс нь эклогиттой бүс буюу өндөр даралтын нөхцөлд үүссэн бүс болохыг тогтоов. Эклогитийн судалгааг төсөлд оролцогч Геологийн хүрээлэнгийн ЭША-тан Ч.Энхжаргал үргэлжлүүлэн судлахаар 2022 онд докторантад элсэв.

- Баянголын террейнд үеллэг габброид нь Монгол орны геологийн картуудад эртний буюу 500 сая жил орчмын настайд тооцогдон зураглагдаж ирсэн болно. Бидний судалгаагаар Номгон габбро биетээс хожуу Пермийн 253.6 ± 1.6 сая жилийн нас тогтоогдсон нь геологийн тогтоцод өөрчлөлт авчирсан ба энэ террейнд өндөр температурын аккреци явагдаж үеллэг габброидтой аккрецийн бүс үүссэнийг тогтоов. Төсөлд оролцогч геологич Н. Номинцацрал энэ биетийг судалж, 2021 онд магистрийн зэрэг хамгаалсан ба хамтарсан өгүүлэл Геологи сэтгүүлд хэвлүүлэв.

- Баянхонгорын бүсийн судалгаа нь Өмнөд Монголын арлууд Хойд монголын эх газартай Карбоны цаг үед буюу 352.6 сая жилийн өмнө нийлж эх газрыг тэлсэн ба өндөр температурын метаморфизм явагдсаныг метаморфизм дагалдан үүссэн гранитын биетийн цирконы насны судалгаагаар тогтоосон нь шинэ баримт болов.

- Хил орчмын ордын судалгаагаар маг. Б.Гэндэнжамц Хятадын AMNO Ph.D грантад тэнцэж 2021 онлайнаар, 2022 онд оффлайнаар суралцаж байна.

- Өмнөговийн Ханбогд суманд орших шүлтлэг гранитын Ханбогд массивын тогтоцыг магмын хуйларлаар үүссэн онол дэвшүүлсэн байдаг. Харин бидний судалгаа нь магма өргөгдөх замаар үүссэнийг структур, текстурын судалгаагаар нотлов.

- Салхитын мөнгөний ордын судалгаагаар өгүүлэл бичсэн тул тайланд хавсралтаар хавсаргав.

- Тайланд Хамтран ажиллагч талын ажилласан Сулинхээрийн бүсийн судалгааны үр дүнг Англи ба Хятад хэлнээс хөрвүүлэн оруулсан ба Судалгаа 8 д бичив.

Бидний ажлыг хамтран ажиллагч талын төслийн удирдагч Т.Куски амжилттай хэмээн үнэлсэн болно.

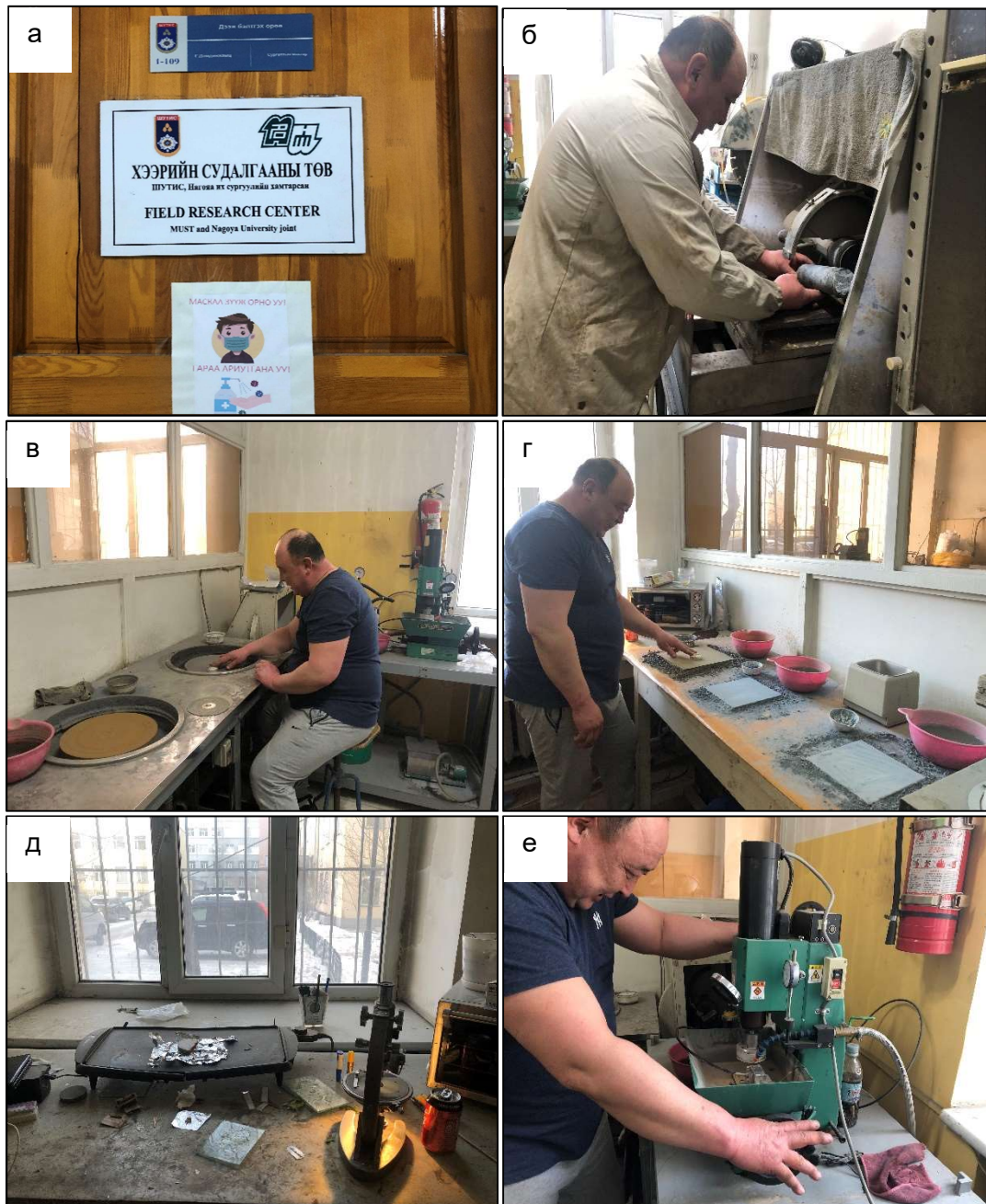
Судалгааны ололтыг тайланд судлагдсан объект болгоноор, өмнөх судалгаа, бидний судалгаа, үр дүн, дүгнэлт бүхий агуулгатай бичив.

Төслийн Удирдагч

Проф. Д.Бат-Өлзий

ЛАБОРАТОРИЙН СУДАЛГААНЫ АРГУУД

ШУТИС-Нагояа Их Сургуулийн хамтарсан чулуулаг боловсруулах хээрийн судалгааны лабораторид хээрээс авчирсан чулуун дээжийг зүсч, нимгэлж, өнгөлж, микроскопт харж судлах зориулалттай шлиф бэлтгэнэ. Энэ процессуудыг Зураг.1а-и-д харуулав. Процесс нь олон шат дамжлагатай болно. Зургийн б-д чулууг зүсч таслан авах, в-тасалсан хэсгийн 1- талыг өөр өөр хэмжээтэй хромын нунтаг ашиглан





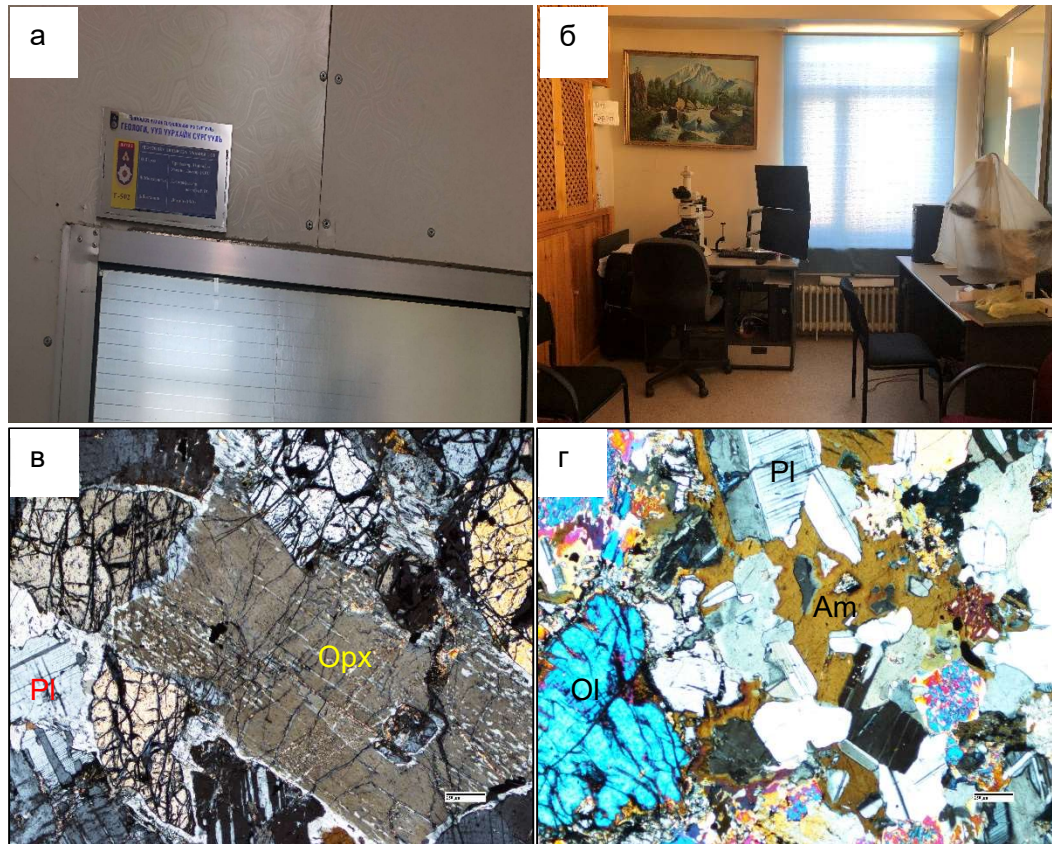
Зураг.1. Чулуулгийн дээжийг зүссэнээс 0.03 мм зузаантай бэлтгэх лаборатори ба дээж бэлтгэх үе шатууд: б- чулууг зүсч таслан авах, в-тасалсан хэсгийн 1- талыг өөр өөр хэмжээтэй хромын нунтаг ашиглан дискэнд үрж өнгөлөх, г- хромын 3 шатны нарийн өнгөлгөө, д- халааж нөгөө талыг өнгөлөхөд бэлтгэх, а-г дээжийн 2 дахь талыг адил шатуудаар өнгөлөх, д- 0.03 мм нимгэн зүлгэдэст шил наах үйл ажиллагаа ,е,ё - шилгүй бэлтгэх ажиллагаа, и- зүссэн дээжээс бэлтгэгдсэн өнгөлсөн тунгалаг шлиф

дискэнд үрж өнгөлөх, г- хромын 3 шатны нарийн өнгөлгөө, д- халааж нөгөө талыг өнгөлөхөд бэлтгэх, дээжийн 2 дахь талыг а-г шатуудаар өнгөлөх, е- 0,03 мм нимгэн зүлгэдэсийт шил наах, ё- шилгүй бэлтгэх, и- зүсэн дээжээс өнгөлсөн тунгалаг шлиф буюу эцсийн бүтээгдэхүүн болсон шатыг үзүүлэв. ШУТИС-Нагояа Их Сургуулийн хамтарсан хээрийн судалгааны төв лабораторид (Зураг. 2а) эрдэс ба материалыг SEM- EDX -ээр тодорхойлно. Багажийг Зураг.2б-т үзүүлэв.



Зураг.2. Лабораторийн өрөө ба SEM- EDX (а)

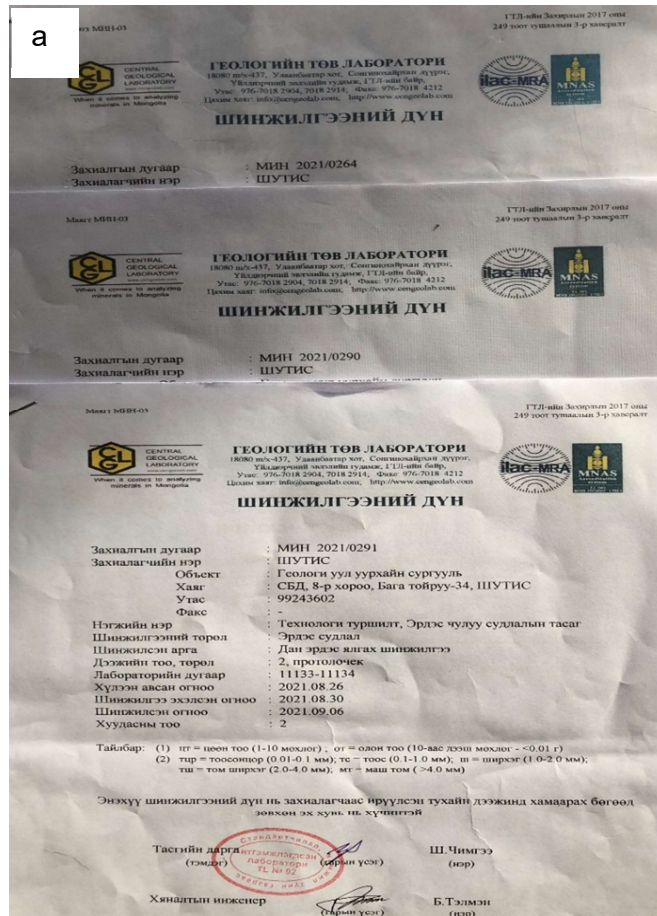
Геологийн Сургуулийн Геологийн Шинжлэх Ухааны Төвд бэлтгэсэн шлифийг судлах NICON -ECLIPSE LV 100 N POL туйлширсан ба ойсон гэрлийн судалгаа хосолсон микроскоп судалж шаардлагатай зургуудыг авдаг болно. Зураг 3б,в-д габбро чулууны бүрдүүлэгч анхдагч эрдсүүд (Зураг. 3а) ба тэдгээрийн завсарт нэвчсэн хоёрдогч гаралтай эрдсийг (Зураг. 3а) харуулсан зургийг хавсаргав.



Зураг.3. а-геологийн шинжлэх ухааны төв ба петрографийн судалгааны микроскоп. б- NICON -ECLIPSE LV 100 N POL туйлширсан ба ойсон гэрлийн судалгаа хосолсон микроскоп, в,г-туйлширсан гэрлийн судалгааны фото зургууд

Геологийн Төв Лабораторид дээж бэлтгэх, химийн ба минералогийн шинжилгээ зэрэг судалгааны олон аргуудаар дээж бэлтгэдэг. Бид 2021 оны судалгаагаар чулуулагт насны судалгаа хийлгэх зорилгоор чулуулгийн дээжийг буталж дотроос нь захиалгын дагуу циркон, сфен, рутил, монацит зэрэг аксессуар эрдсүүдийг ялгах захиалга өгсөн болно. Түүвэрлэгдсэн эрдсүүдийн тоо ширхэг, жин хэмжээг бичсэн бичгэн (Зураг.4а) болон уутанд савласан (Зураг.4б) хэлбэрээр захиалагчид олгодог болно.

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТОНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ



Зураг.4. Геологийн Төв Лабораторийн шинжилгээний хариу: а- бичгээр, б-ялгаж түүвэрлэсэн хэлбэрээр

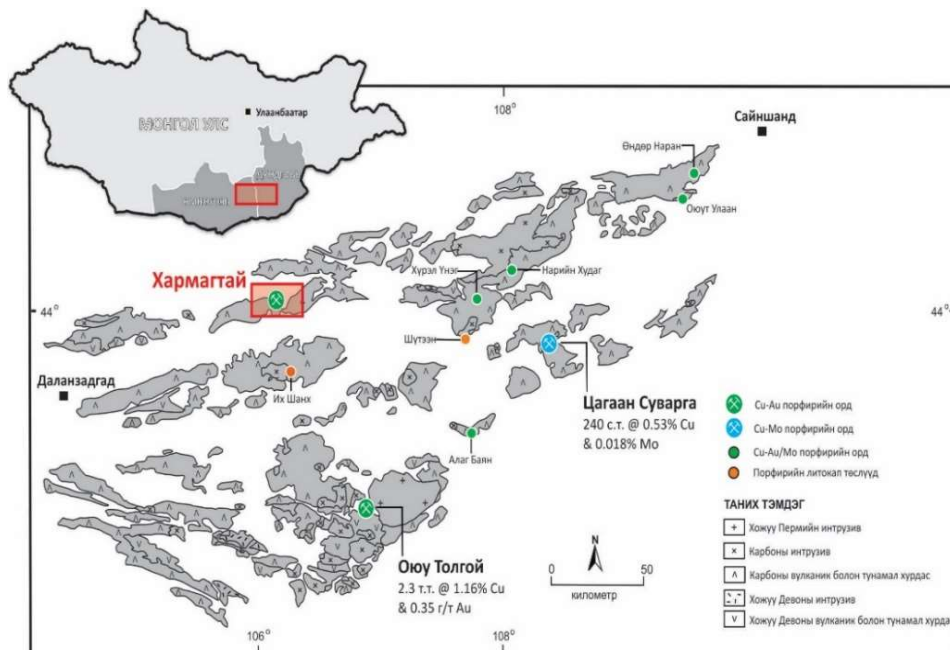
СУДАЛГАА-1

ГУРВАНСАЙХАН ТЕРРЕЙНД БАЙРШИЛТАЙ ЗЭСИЙН ОРДУУДЫН ХАРЬЦУУЛАЛТ БА ЦАГААН СУВАРГА ЗЭСИЙН ОРДЫН СУДАЛГАА

Судалгааны зорилго: Карбон ба Девоны настогтоогдоод буй зэсийн ордуудын геологийн тогтоц ба хүдэржилтийг харьцуулах

Өмнөд Монголын зэсийн ордуудын геохронологийн судалгааны түүхээс

Монгол орны геологийн тогтоцыг террейнүүдэд ангилсан ангилал 2002 (Badarch et al., 2002) оноос эхэлж Монголын геологийн судалгаанд нэвтэрсээр байна. Гурвансайхан террейн нь ашигт малтмалын орд газрын үүднээс ангилагдаагүй тогтоц, бүтцээр ангилагдсан болно. Гэтэл энэ террейнд зэсийн олон орд илрэлүүд илэрч тогтоогдсоноор уг террейн нь онцгой мэт болжээ. Тухайлбал, Оюун толгой, Хармагтай, Цагаан суварга, Шүтээн, Оюут-Улаан, Хүрэл-Үнэгт, Өндөр наран зэрэг болно (Зураг.1.1). Эдгээр орд, илрэлүүд зэсийн хүдэржилттэйгээрээ нийтлэг ч зэс агуулагч чулуулгийн үнэмлэхүй насны судалгаагаар эсвэл Девон, эсвэл Карбон тогтоогдож 2 үе шатанд хуваагдсан байна. Тухайлбал, Оюу-Толгой ордоос хожуу Девон, Цагаан суварга ордын магмын чулуулгаас хожуу Девон ба Хожуу Карбоны, Оюут-Улаан, Шүтээн, Хармагтай ордуудын чулуулгаас Хожуу Карбоны наснууд



Зураг.1.1. Гурвансайхан террейны хэмжээд тархалттай зэсийн ордуудын байршил

тодорхойлогджээ. Оюу толгой ордын хүдэржилттэй монцодиоритоос Re-Os- ийн судалгаагаар хожуу 366-372 сая жилийн буюу хожуу Девоны магматизмын нас тогтоогдсон болно (Wainwright, 2008). 2006 оноос хойш Хармагтай, Шүтээн зэрэг ордод бүх интрузив чулуулгийн Rb-Sr ба кварцтай монзонитын цирконы U/Pb - судалгаагаар 321 ± 9 - 325.5 ± 1 сая жилийн (Batkhisig et al., 2010; Blight et al., 2010) үеийн үүсэл тогтоогдоод байна. Харин Шүтээний буюу Дөш формацын андезитад Rb-Sr аргаар 336 ± 24 сая жилийн нас хэмжигджээ (Batkhisig et al., 2010)

Цагаан суваргын ордод 1974- 1998 онуудад хийсэн Орос ба Японы эрдэмтэдийн судалгаагаар Карбон ба Девоны наснууд хэмжигдсэн байна.Тухайлбал, Сотников нарын (1974) судлаачид K-Ar-оор 265-339 сая жил буюу карбон-пермийн нас (Sotnikov et al., 1974; Japan International Cooperation Agency, 1992), Берзина нар (1999) порфир шигтгээтэй жижиг талстад лейкогранитын КХЖ д $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ын 324.6 ± 7 сая жилийн насууд (Berzina et al., 1999), Японы эрдэмтэн Watanabe, (2000) Re-Os аргаар молибденитээс Хожуу Девоны нас тус тус илрүүлжээ (Хүснэгт 1.1).

Хүснэгт 1.1. Ордуудын магмын чулуулгаас тогтоогдсон үнэмлэхүй наснууд

Орд	Нас с.ж	Галаваар	арга	автор
Оюу толгой	372	Хожуу Девон	Re-Os	(Wainwright, 2008)
	372-364	Хожуу Девон	U/Pb	(Blight et al., 2010)
	362 ± 7 алагбаян	Хожуу Девон	U/Pb	Dolgopolova et al., 2013
Шүтээн	321 ± 9	Хожуу Карбон	Rb-Sr	(Batkhisig et al., 2010)
	325.5 ± 1	Хожуу Карбон	U/Pb	(Blight et al., 2010)
Хармагтай	292 ± 0.5	Хожуу Карбон	U/Pb	(Blight et al., 2010)
Цагаан суварга	265-339	Хожуу Карбон	K-Ar ((Sotnikov et al., 1974)
	324.6 ± 7	Түрүү Карбон	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	(Берзина,1999)
	313.0 ± 5.8	Хожуу Карбон	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	(Lamb &Cox, 1998)
	368	Хожуу Девон	Re-Os	(Watanabe, 2000)
	313 ± 2.9	Хожуу Карбон	Re-Os	(Perello et al.,2001)

Мөн Lamb Cox, (1998) нарын судалгаагаар $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -оор 313.0 ± 5.8 сая жилийн нас 2001оноос Цагаан суваргын ордод цирконы U/Pb наснууд хэмжигдэж эхэлсэн ба 313 ± 2.9 ; 370.4 ± 0.8 (Perello et al.,2001); док.Тунгалагийн (2014) судалгаагаар 364-367 сая жилийн наснууд тогтоогджээ. Өөрөөр Цагаан суварга зэсийн ордын зэс хүдэржилт агуулсан чулуулагт Карбон ба Девоны насууд хэмжигджээ.

Өмнөд Монголын порфирын хүдэржилт бүхий гранитоид чулуулгийн геохими, геохронологи төслөөр зэсийн хүдэржилттэй орд илрэлүүдийн хүдэр агуулагч магмын чулуулгийн цирконоос U-Pb конкорд наснууд тогтоогдсон болно (Энхжаргал, 2018). Энхжаргалийн (2018) насны судалгааг хүснэгт 1.2-т тусгав.

Хүснэгт. 1.2. Өмнөд Монголын порфирын хүдэржилт бүхий гранитоид чулуулгийн геохронологи (Энхжаргал, 2018)

ХОЖУУ ДЕВОН (357-370 с.ж)		ТҮРҮҮ КАРБОН (324-335 с.ж)		ХОЖУУ КАРБОН (302-320 с.ж)	
<i>Орд илрэлийн нэр</i>	<i>U-Pb нас сая жил</i>	<i>Орд илрэлийн нэр</i>	<i>U-Pb нас сая жил</i>	<i>Орд илрэлийн нэр</i>	<i>U-Pb нас сая жил</i>
Бунхан худаг	370.7±4.1	Хүрэл үнэг	338.0±3.1	Жавхлант	320.5±3.6
Хацавч	364±10	Бага хачиг	335.7±4.6	Хирсийн тал	319.6±4.5
Майхан чулуу	357±14	Зээгт	335.1±5.1	Цогт	319.5±3.8
		Мо-2	333.1±3.6	Хармагтай	318.8±7.6
		Алаг баян	331.5±3.5	Нарийн худаг	317.3±2.2
		Хармагтай	324.3±4	Мандах	314.7±6.8
				Мо-3	313±11
				Алаг баян	307.5±3.6
				Хацар	302±3
				Улаан толгой	301.7±3.7

Цирконы геохронологийн судалгаагаар 3 үе шатанд ангилагдах наснууд тогтоогджээ. Үүнд 357-370 с.жил хэлбэлзэх наснууд хожуу девонд, 324-335 с.жилийн

наснууд түрүү Карбонд, 302-320 с.жилийн буюу хожуу Карбоны наснууд одоо судлагдаж буй зэсийн олон илрэлүүдээс хэмжигджээ. Хэмжилтэд Хармагтайн орд хамрагдсан ба уг ордоос Түрүү ба Хожуу Карбоны наснууд илэрсэн байна. Нийт 19 орд илрэлийн цирконы судалгаагаар 10 илрэлд хожуу Карбоны нас тогтоогджээ.

Өмнөд Монголын зэсийн ордуудын геологийн бүрдэлийн харьцуулалт

ОЮУТ УЛААН ОРДЫН БҮРДЭЛ:

Ордыг бүтээгч чулуулгийн ассоциаци: Андезит ба риолитын лав, гранодиорит, сиенит, гранит

Нас: 330 ± 0.5 сая жил, U-Pb (Blight and others, 2010);

Хожуу Карбон /Миссипийн/

Турмалинжилт: Турмалины биеттэй

Хүдэржилт: пирит, халькопирит, борнит, малахит

ШҮТЭЭНИЙ ОРДЫН БҮРДЭЛ

Ордыг бүтээгч чулуулгийн ассоциаци: гранодиорит, диорит, монзонит, андезит ба риолитын лав

Нас: Rb-Sr аргаар 321 ± 9 сая жил Хожуу Карбон (Batkhishig and others (2010), 325.5 ± 1 сая жил, U-Pb (Blight and others, 2010);

Хувирал: Кварцит, усан ислийн филлик хувиралтай

Турмалинжилт: Турмалинжилтгүй

Хүдэржилт: пирит, халькопирит, борнит

ХАРМАГТАЙ ОРДЫН БҮРДЭЛ

Ордыг бүтээгч чулуулгийн ассоциаци: монцодиорит порфир, кварцтай монзонит, андезит ба риолит

Нас: U-Pb циркон 324.3 ± 4 ба 318.8 ± 7.6 сая жил (Энхжаргал нар., 2016), Хожуу Карбон /Миссипийн/

Хувирал: эпидот, хлорит,

Турмалинжилт: Турмалины биеттэй

Хүдэржилт: ан цавын пирит, халькопирит

ОЮУ ТОЛГОЙ ОРДЫН БҮРДЭЛ

Ордыг бүтээгч чулуулгийн ассоциаци: монцодиорит, кварцтай монцонит, гранит, авгиттай базальт, андезит ба риолит

Нас: Re-Os аргаар 372 ± 1.2 сая жил (Wainwright, 2008), Хожуу девон

Хувирал: эпидот-хлорит, хлорит- серицит-карбонаит, филлик

Турмалинжилт: Турмалины биетгүй

Хүдрийн эрдсүүд: пирит, халькопирит, халькозин, теннантитн, сфалерит, молибденит, теннантин, алт ба малахит, ковеллит, борнитын исэлдлийн бүс

ЦАГААН СУВАРГА ОРДЫН БҮРДЭЛ

Ордыг бүтээгч чулуулгийн ассоциаци: кварцтай сиенит, гранит, риолит

Нас: Re-Os (Watanabe, 2000), Хожуу девон

Хувирал: эпидот-хлорит, хлорит- серицит

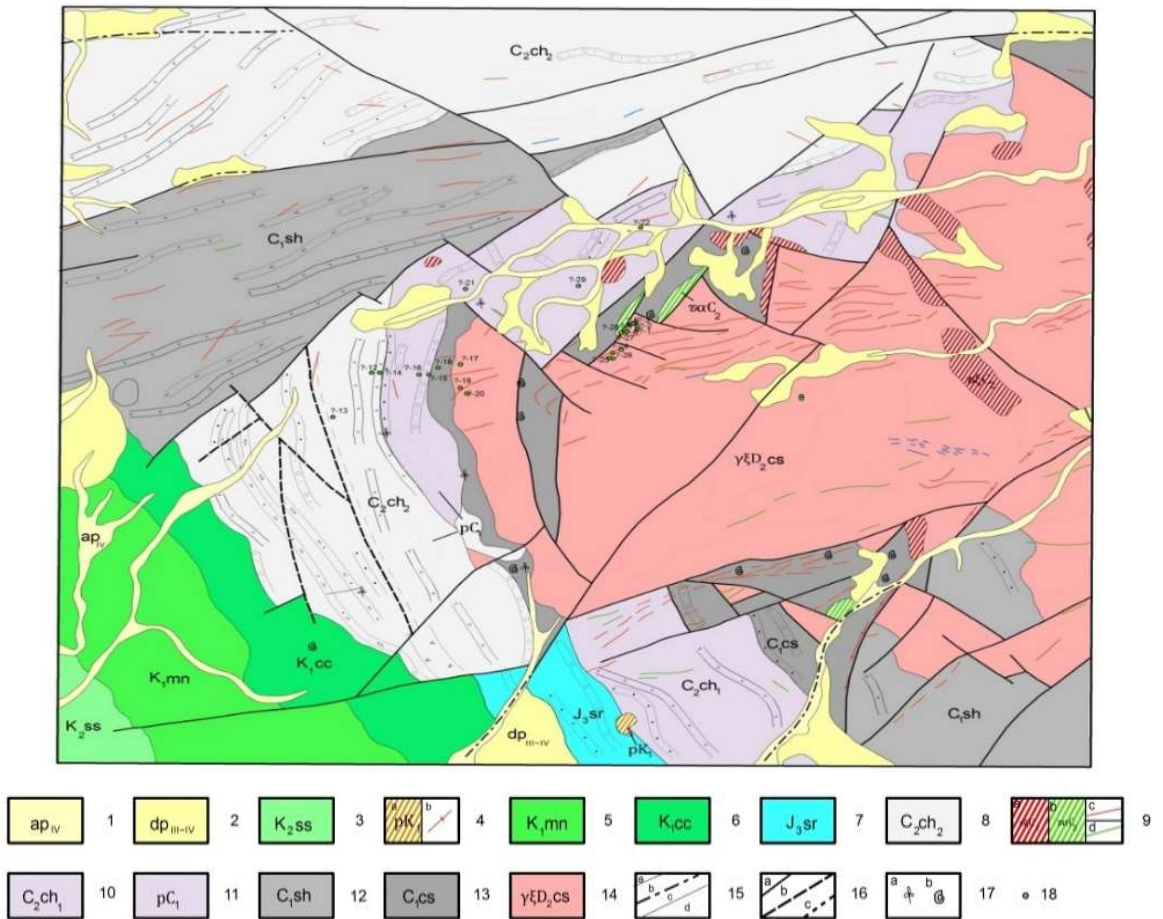
Турмалинжилт: Турмалины биетгүй

Хүдэржилт: ан цавын пирит, халькопирит ба борнит

Цагаан Суварга ордын геологийн өмнөх судалгаа ба геологийн тогтоц

Заботкин нарын (1984) зохиосон геологийн зурагт Цагаан суваргийн зэсийн орд бүхий гранит нь Девоны насаар зураглагдсан байна. Энэ нас нь ордод ажилласан хайгуулын геологичидийн зураглалаас эхтэй байна. Ордын талбайд тархсан риолитын лавыг Карбоны насанд хамруулсан ч өрөмдөгөөр риолитын доод хэсэгт илэрсэн интрузив биетийг Девонд ангилжээ (Зураг.1.2).

Харин 2004 онд давтан хийсэн орд орчмын зураглалд геологич Д.Тогтох нар нь (2004) Цагаан суварга интрузив комплексийн найрлагад сиенит давамгайл байгааг тогтоож, Цагаан суварга интрузив комплекс ялгажээ (Зураг.1.2). Цагаан суварга интрузив комплексийн (Зураг.1.2-т ягаанаар) эргэн тойронд Карбоны вулканит хүрээлэн үүссэн тогтоцтой бөгөөд Цагаан суварга зэсийн орд сиенитийн массивын баруун хэсэгт тэмдэглэгджээ. Энэ интрузивын тархалтын талбайд зэсийн өөр бусад илрэл тогтоогдоогүй болно. Зурагт сиенит төдийгүй Карбоны эффузив чулуулаг өргөрөг дагуу чиглэлтэй олон тооны параллель дайкуудаар зүсэгдсэн байна (Зураг.1.2). Эдгээр дайкийн хэлбэрийн биетийг судлаагүйгээр үл барам цэрдийн насанд ялгажээ. Тогтох нарын (2004). судалгаагаар Цагаан суварга интрузив комплексийг хүрээлэн тогтсон Карбоны хурдаст олон тооны фауны олдвор олсон ба



Зураг.1.2. 1-аллюви-пролювийн гаралтай дайрга, элс, элсэнцэр, -шавранцар, хагас мөлгөржсөн хайрга, сайрга, 2- дээд плейстоцен-голоценод хамаарах делюви-пролювийн гаралтай дайрга, бул чулуу. элсэнцэр, шавранцар,шавар, 3- Сайншанд формац. алаг өнгийн конгломерат, элсжин, шавар , 4-Түрүү цэрдийн субвулкан бүрдэл, риолит, дацит а-үндсэн фаз , b-судлын фаз, 5- Манлай формац. улаан өнгийн конгломерат, 6- Цагаанцав формац, хүчиллэг туф, туф-элсжин, конгломерат, базальт, риолит, 7-Дээд юрийн бүдүүн хэмхдэст хурдас, 8- Цохиот формац, андезит, андезибазальт, 9-Хожуу Карбоны субвулкан бүрдэл, 10- Цохиот формац, конгломерат, элсчулуу, алевролит, аргиллит, нүүрслэг аргиллит, нүүрсний хөө, 11- Түрүү карбоны субвулкан бүрдэл, 12- Сайншанд худаг формац, лав, ба туф, 13- Цагаан суварга формац, конгломерат, гравелит, вулканомикт болон аркоз элсэнчулуу, брахиопод, мшанкийн үлдвэртэй шохойн чулуу, 14-Цагаансуварга бүрдэл, кварцат монцодиорит, кварцат сиенит, гранодиорит, гранит ,15- геологийн хил а-тогтоогдсон, b-таамаглаж буй, c-үл нийцлэг байрлал, d-фацийн хил, 16-тектоник хагарал: a- тогтоогдсон b-таамаг, c-сэвсгэр хурдсаар хучигдсан, 17-эртний амьтан ургамлын үлдвэр a- амьтны, b.-ургамлын 18-дээжлэлт хийсэн цэгүүд.

Зургийн эх үүсвэр Тогтох нар, 2004

палеонтологийн тодорхойлолтоор доод Карбоны нас тогтоожээ. Цагаан суваргын ордын талбайд Карбоны фаун ба флор агуулсан хурдас тархсан байдаг нь бусад ордын геологийн тогтоцоос давуу талтай байна. Зураг1.3-т уурхайн баруун ханыг харуулсан ба ханы хойд талд фаунтай карбоны хурдас эхэлдэг болно (Зураг.1.3).



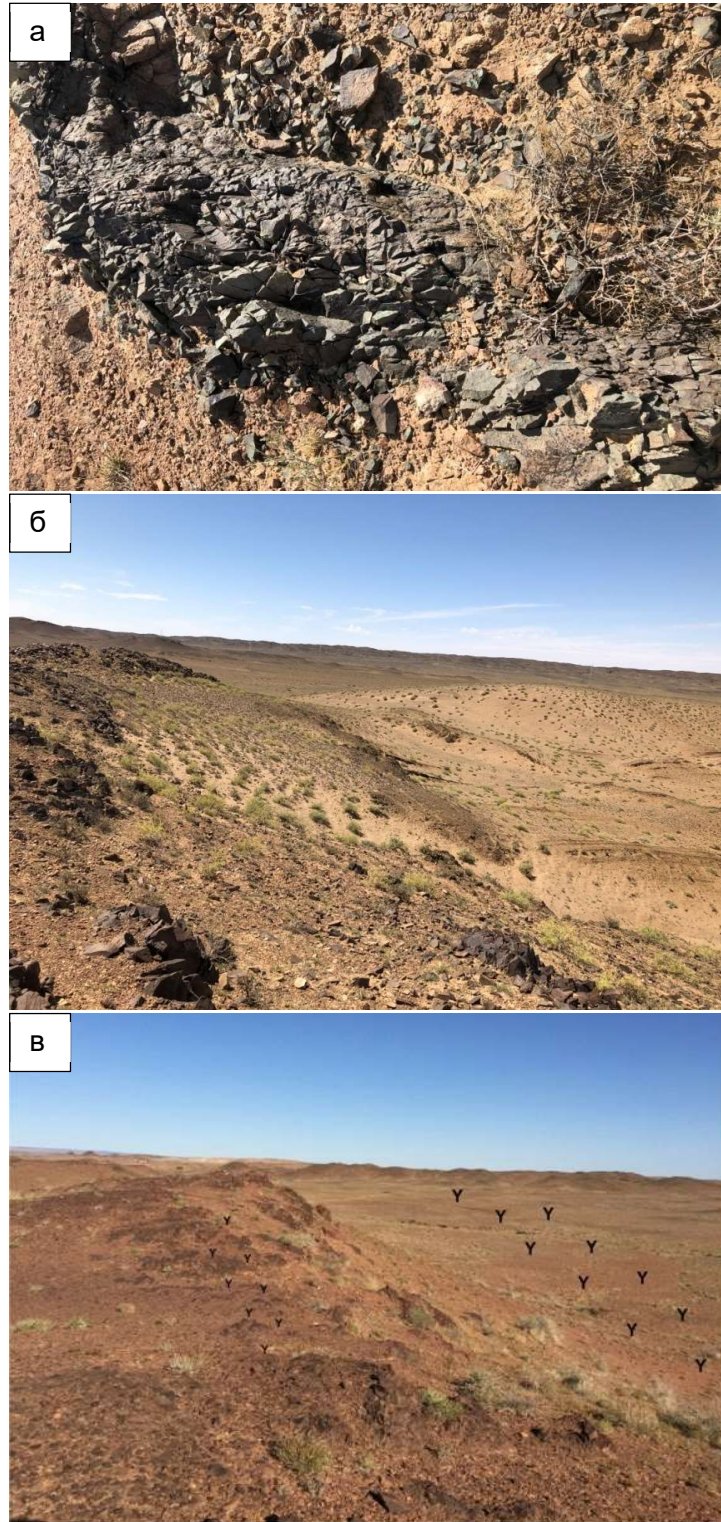
Зураг.1.3. Уурхайн хойд хана, ан цавын сиенит дотор үүссэн купол биет. Эдгээр нь амьтны үлдэгдэлээр тогтоогдсон доод Карбоны тунамал хурдсыг зүсчээ (Бат-Өлзий, Уламбадрах, Орлзодмаа нар, 2020)

2016 ба 2020 ОНУУДАД ХИЙСЭН ЦАГААН СУВАРГА ОРДЫН ГЕОЛОГИЙН ТОГТОЦ, ХАГАРЛЫН СТРУКТУРЫН СУДАЛГАА

Энэ төслөөс өмнө 2016 онд проф. Ш.Батжаргалын 70 насны ойд зориулан түүний шавь нараас Монгол орны зарим орд газрын судалгааг эмхэтгэсэн бүтээл хэвлүүлсэн билээ. Энэ бүтээлд геологич Гэрэлхүү нарын (2016) судалгаагаар Цагаан суваргын зэсийн уурхайд кварцтай сиенит, сиенитийн биет тархсан ба ан цаваар малахит үүссэн тогтоцтойг онцолсон болно. Зэс олборлохоор уурхайлсан уурхайд зэсийн порфирын ордтой адил олон төрөл чулуулаг тогтоогдохгүй төдийгүй цахиурлаг хувирал болон түүнтэй холбоотой зэсийн исэлдлийн бүс тэмдэглэгдээгүй болно. Цагаан өнгийн шаврын эрдсүүд олон чиглэлтэй жижиг ан цавуудын дагуу үүссэн байна. Өрмийн цооногт ан цавын дагуу халькопирит, пирит агуулсан эпидот хлорит-серицитийн нарийн хувирлууд ба хувирлын төв хэсгээр халькопирит, пирит

багаар галенит агуулсан кварцын судлууд үүссэн нь илэрчээ. Мөн ан цавын хагарлын милонитжсон бүсэд серицитийн хувирал голчлон үүссэн байв. Порфирын гэж онцгойлох хүдэржилт үл ажиглагдсан тул порфирын төрлийн орд гэхээс интрузив чулуулагтай холбоотой зэсийн хүдэржилт байж болох саналыг дэвшүүлсэн болно (Гэрэлхүү нар., 2016). 2020 онд “Өмнөд Монголын аккрецийн орогений тектоник хөгжил:Монгол ба Хятадын нутаг дахь Төв Азийн ороген бүсийн (ТАОБ) харьцуулалт” төслийн судалгаагаар сиенитийн дайкийн сери нь дайк бус харин хагарал дагаж үүссэн силл маягийн биет болох нь тодорхой болов. Эдгээр нь дайк шиг эгц хил зааггүй, деформацийн ан цавыг дүүргэж үүссэн биет болохыг хэлбэр нь батлана (Зураг 1.4а). Энэ биет нь сиенитийн найрлагатай тул Цагаан суварга комплексийн 2-р фазад ангилах бүрэн боломжтой юм. Хагарал нь баруун гарын шилжилттэй деформацийн дүнд өргөрөг дагуу үүссэн байна. Шилжээсийн деформацийн ан цавыг дүүргэсэн болох нь сиенитийн биетийн цүлхийж- нарийссан хэлбэр гэрчлэнэ. Хагарлын томоохон ан цавыг дүүргэсэн болохыг сиенитийн биетүүд тодорхойлно. 2020 оны судалгаагаар ан цавын энэ биет нь карбоны фаун агуулсан хурдсыг зүсч байгааг тогтоов (Зураг.1.4б). Харин Зураг 1.4в-д интрузивээр зураглагдсан талбайд тархалттай сиенитийн биетүүдийн фазын шилжилтийг харуулав. Зураг 1.5-д талбайн тархалттай Девоны насанд ялгасан сиенитийн биетийг том Ү тэмдэглэгээгээр, дайкийн серид ялгасан ан цавын сиенитийг жижиг Ү-ээр тэмдэглэж үзүүлэв. Энэ зурагт талбайд тархалттай дунд талстат сиенит биет нь эн хагаралаар үүссэн жижиг талстат сиенитийн интрузивээр зүсэгдсэн харьцаа харагдана. харуулав. Ямартай ч хожуу үүссэн сиенитийн биет өндөр рельефээрээ ялгагдана. Өргөрөг дагуу сунаж тогтсон ан цавын биет нь сунал дагуудаа купол маягийн хэлбэртэй биетэд шилждэг байна (Зураг.1.5). Зурагт ан цавын сиенитийн үргэлжилсэн биет сиенитийн купол биетэд шилжсэнийг тойргоор дугуйлан харуулав.

Хойд талын хар өнгийн тойрог нь Цагаан суварга ордын уурхай болно. Уурхайлалт явагдсан тул куполын орой тэгширсэн байна (Зураг.1.5). Уурхайн хойно ч гэсэн купол хэлбэрийн биетүүд харагдаж байна (Зураг. 1.5). Үүнээс харахад купол биетүүд үүссэн геологийн орон зайн нөхцөл энэ хэсэгт үүссэн байна.



Зураг.1.4. а-ан цавын сигмоид хэлбэрийг дүүргэсэн жижиг талстат сиенитийн биет, б- амьтны үлдэгдлээр тогтоогдсон доод Карбоны хурдсыг зүссэн ан цавын сиенит, в- талбайн ба ан цавын сиенитийн биетийн морфологийн хэлбэрүүд

Эдгээрээс зэсийн хүдэржилттэй куполыг Цагаан Суварга хэмээн нэрлэжээ. Үнэндээ Цагаан Суварга толгой нь уурхайгаас 5 орчим км ЗУ зүгт оршино.



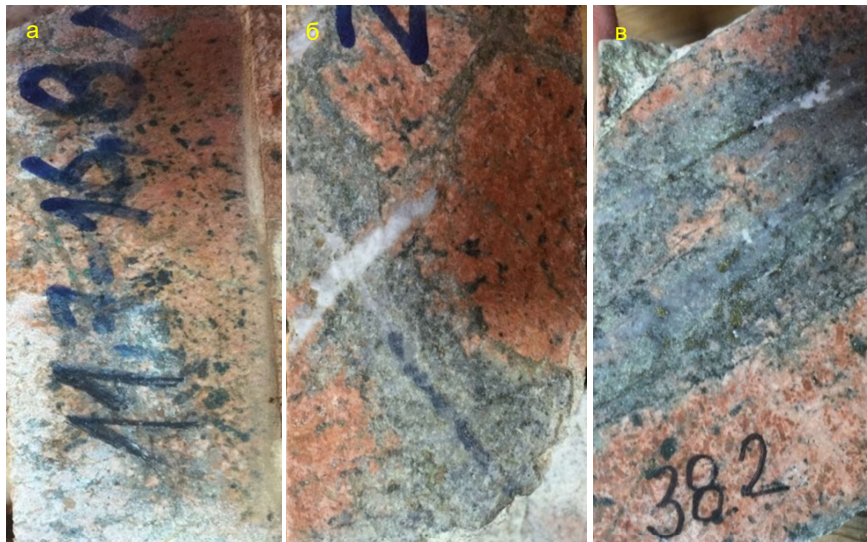
Зураг.1.5. Ан цавыг дүүргэсэн сиенитийн биетийн сунал дагуу үүссэн купол биет ба биетийн үргэлжлэл дэх уурхайн байршил (Бат-Өлзий, Уламбадрах нар, 2020)

ЦАГААН СУВАРГА ЗЭСИЙН ОРДЫН ХУВИРАЛ БА ХҮДЭРЖИЛТ

Уурхайн хананд зөвхөн серицитийн хувирал тэмдэглэгдэх бол өрмийн цооногт эпидот-хлориттой ассоциаци буюу пропицитийн хувирал цооногийн дээжид тогтоогдож байна (Зураг.1.6а). Цооногт зэсийн хүдрийг халькопирит-пирит-галенитын ассоциаци эрдсүүд бүрдүүлэнэ. Гэсэн ч цооногт хүдэртэй кварцын судал орчимд серицитийн хувирал голлоно (Зураг.1.6б,в).

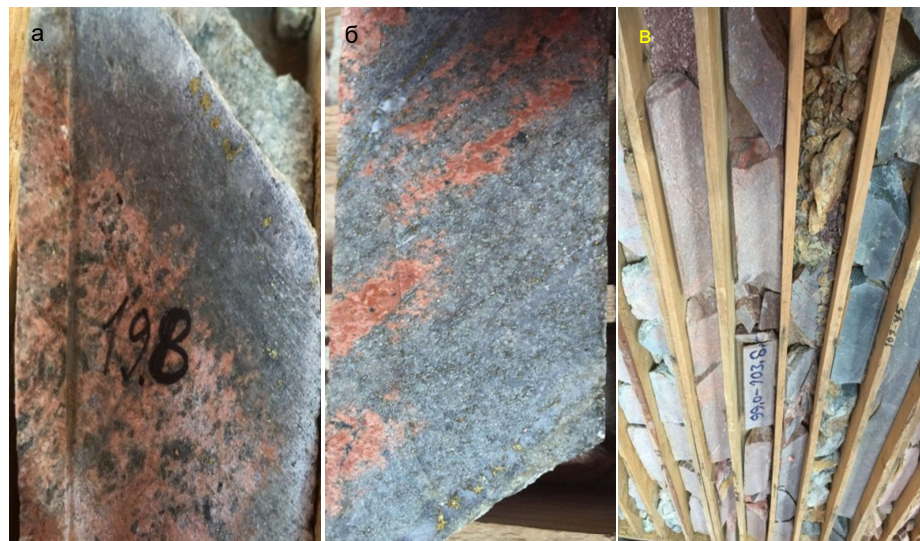
Хүдрийн эрдсүүд интрузив чулуулаг ба серицитийн хувиралд судлархаг ба шигтгээ, судалд дүүргэлтийн, бутралын бүсэд малахит зэрэг исэлдлийн эрдсүүд ан цавд байршсан янз бүрийн тогтоцтой байна.

Цооногт гранит, сиенит ээлжлэн тогтоогдох ч голдуу бутралын бүсээр заагтай байна. Гранит ба сиенитийн биетэд пирит, халькопиритын шигтгээнүүд тогтоогдохоос пиритын шигтгээ давамгайл болно (Зураг.1.7а). Чулуулгийн ан цав халькопирит, пириттэй серицитийн хувирлаар дүүргэгдсэн байхаас гадна, серицитийн хувирал, ба кварцын судлаар хам ассоциаци ч тогтоогдоно.



Зураг. 1.6. а- сиенитийн эвэрхуурмагийн талстууд хлорит ба эпидотын ассоциацид хувирчээ, б,в- серицитийн хувирал доторхи кварц-сульфидын судал

Дүүргэлтийн зарим орон зайд кварц-карбонат халькопиритын судлууд серицийн хувирлыг зүссэн тогтоц ч ажиглагдана.



Зураг.1.7. а- сиенит дахь шигтгээ ба судалд дахь шигтгээ халькопиритын талстууд , б- серицитийн хувирлаар хэрчигдсэн сиенитийн үлдэгдэл тогтоц, в-ан цавын хагаралын милонитын бүс

Сиенитийн биет параллел ан цаваар хэрчигдэн хэсэгчлэгдэж , ан цавууд серицитийн хувирлаар дүүргэгдсэн тохиолдолд чулуулагийн хэсэгчлэл тод улаан өнгөөр ялгарч КХЖ ийн хувиралтай андуурагдах боломжтой байна (Зураг.1.7б). Чулуулгийг зүссэн

кварцын судлууд 0.5-3.0 өргөн ба түүн дотор халькопирит, пиритын идиоморф талстууд үүссэнээс халькопирит давамгай байна. Хүдэртэй судлуудыг хүдэргүй карбонатын судлууд зүсч шилжүүлжээ. Цооногийн 50м гүнээс доош чулуулаг хагарч бутарч милонитжсон 1.0- 3.0 м өргөнтэй байна (Зураг.7в). Улаан өнгөтэй сиенитийн хувиралд түрэгдсэн үлдэгдлийг (Зураг.1.7а,б,в) КХЖоншжилтийн хувирал гэж үзэх тохиолдол гардаг ба үнэндээ ийм хувирал хөгжөөгүй байна.

2021 ОНД ЦАГААН СУВАРГА ОРДОД ХИЙСЭН ГЕОХРОНОЛОГИЙН СУДАЛГАА

Өмнө дурьдсанчлан ордын хүдэр агуулагч болон хүдрийн дараахи чулуулгаас голдуу Деваноос -Карбоны цаг үеийн нас тодорхойлогдсон болно.

Уурхайн баруун ба өмнөд ханын өмнө нь дээжилсэн лейкогранит болон кварцтай сиенитүүд илрэх тул эдгээрээс циркон ялгаж судалгаанд хамтран ажиллагч Хятадын Гуанжу хотын Шинжлэх Ухааны Сургуулийн Геохимийн лабораторид U-Pb насны шинжилгээ хийлгэв. Шинжилгээгээр 367.5 ± 3.8 - 370.4 ± 3.0 сая жилийн буюу хожуу Девоны цаг үеийн үнэмлэхүй нас тогтоогдов (Зураг.1.8а,б)

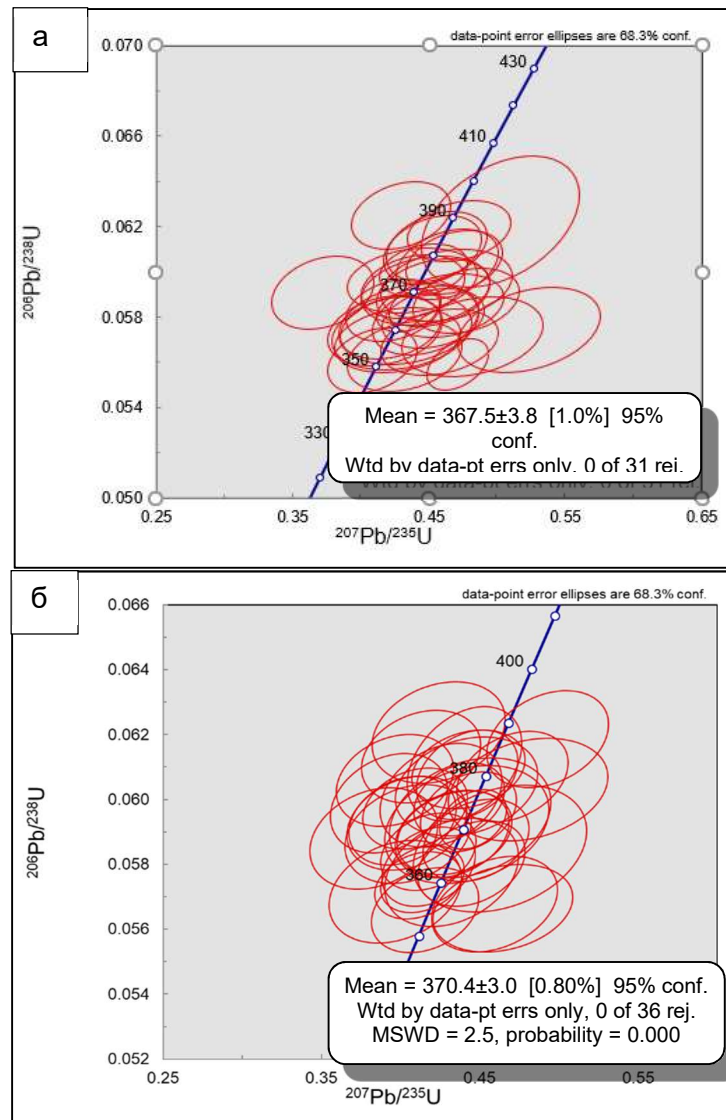
ГЕОЛОГИЙН ХАРЬЦАА БА ҮНЭМЛЭХҮЙ НАСНЫ ЗӨРӨӨНИЙ ШИНЖИЛГЭЭ:

1972,1989 онуудад зохиогдсон Монголын геологийн ба геологийн формацийн картуудад болон “Геология МНР” ботиудад Өмнөд Монголд Девоны цаг үеийн магматизм ялгагдаж байгаагүй болно. Өмнөд Монголын үргэлжлэл Өвөр-Монголын нутагт ч Девоны цаг үеийн магматизм тогтоогдоогүй байна (Chen, et al., 2000).

Харин Цагаан суварга ордод хайгуулын ажил хийж байсан Оросын геологичид ордын талбайд Карбоны вулкан чулуулаг ялгасан ч өрмийн ажлаар вулкан чулуулгийн дор илэрсэн сиенитийн биетийг Девоны хэмээн үзэж локал зураг зохиожээ. Энэ зургийн гол санаа одоо болтол мөрдөгддөг байна.

Өмнөх хайгуулын үеийн геологичид вулкан-плутон биетийн бүрдэлийн талаар ойлголт багатай байсан бололтой. Үүний улмаас өрмийн цооногт риолитын лавын дор илэрсэн сиенитийн биетийг түүний субвулкан биет байсан магадлалыг хэлэлцээгүй байна. Дараа дараагийн геологийн судалгаанд зөвхөн өмнөх баримтыг

баримталсан байна. Геологийн харьцаанаас үл хамааран 367.5 ± 3.8 - 370.4 ± 3.0 сая жилийн буюу Девоны цаг үеийн үнэмлэхүй нас тогтоогдов (Зураг.1.8а,б).



Зураг.1.8. а- уурхайн хананы лейкогранитын циркон дахь U-Pb насны конкорд, б- уурхайн хананы кварцтай сиенитийн циркон дахь U-Pb насны конкорд шугамууд

Ордын хэмжээнд үүссэн чулуулаг нь магмын холилдолтоор (MASH) үүсдэг тухай загвар өнөө үед давамгайлж байгаа болно. Холилдолтоор үүссэн магма удаан хугацааны хөгжилтэй байх боломжтой байна. Тухайлбал, эрт цаг үеийн тухайлбал

хожуу Девоны эх үүсвэрүүд Карбоны үед хайлалтад автагдсанаас эх үүсвэрийн настай ойролцоо цирконууд үүссэн байх боломжтой юм. Иймд насны шинжилгээнд дээжийн найрлага төдийгүй структурын сонголт, нас тогтоох арга чухал болохыг энэ ордын олон тооны насны хэмжилт харуулж байна.

ДҮГНЭЛТ

Цагаан суварга ордын хэмжээнд Оюу-толгой ордтой адилтгах магма-хувирал-хүдрийн систем үүсээгүй байна.

Гурвансайхан терреинд байрших Цагаан суварга зэсийн хүдэржилтийг тээгч магмын чулуулаг Карбоны настай тунамал хурдсыг зүсч үүсч байгаа нь энэ ордыг Хармагтай, Шүтээн, Оюут Улаан зэрэг ордтой адил хожуу Карбоны гарал үүсэлтэй болохыг баталж байна.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ

Batkishig, B., Noriyoshi, T., Greg,B., 2010. Magmatism of the Shuteen Complex and Carboniferous subduction of the Gurvansaikhan terrane, South Mongolia. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 399-411.

Dolgoplova, A., Seltman, R., Armstrong, R., Belousova, E., 2013. Sr-Nd-Pb-Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu-Au porphyry deposit (Oyu Tolgoi, Mongolia). *Lithos* 164, 47-64.

Perelló,J., Cox,D., Garamjav, D., Sanjdorj, S., Diakov, S., Schissel, D., Munkhbat, T., Oyun, G., 2001. Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian Porphyry Cu-Au-(Mo) and High-Sulfidation Cu Mineralization with a Cretaceous Chalcocite Blanket. *Economic Geology* 96, 1407-1428.

Tungalag, N., Jargalan, S., Khashgerel, B.-E., Mijiddorj, C. and Kavalieris, I., 2019. Characteristics of the Late Devonian Tsagaan Suvarga Cu-Mo deposit, Southern Mongolia. *Mineralium Deposita* 54, 369-380.

Watanabe, Y., and Stein, H., 2000, Re-Os ages for the Erdenet and Tsagaan Suvarga porphyry Cu-Mo deposits, Mongolia, and tectonics implications. *Economic Geology* 95, 1537–1542.

Wainwright, A.J., 2008. Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au district, South Mongolia. Dissertation for Ph.D degree in geosciences. University of British Columbia, Vancouver.

Гэрэлхүү, Ч., Бат-Өлзий, Д., Мөнхтөр, Ж. 2016. Цагаан Суварга зэсийн ордын хүдэр хянагч структур. Улаанбаатар, “Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералогий”. 164-172.

Энхжаргал, Б., 2018. Өмнөд Монголын порфирын хүдэржилт бүхий гранитоид чулуулгийн геохими, геохронологи. Геологи минералогийн шинжлэх ухааны докторын диссертаци. ШУТИС, Улаанбаатар.

СУДАЛГАА 2

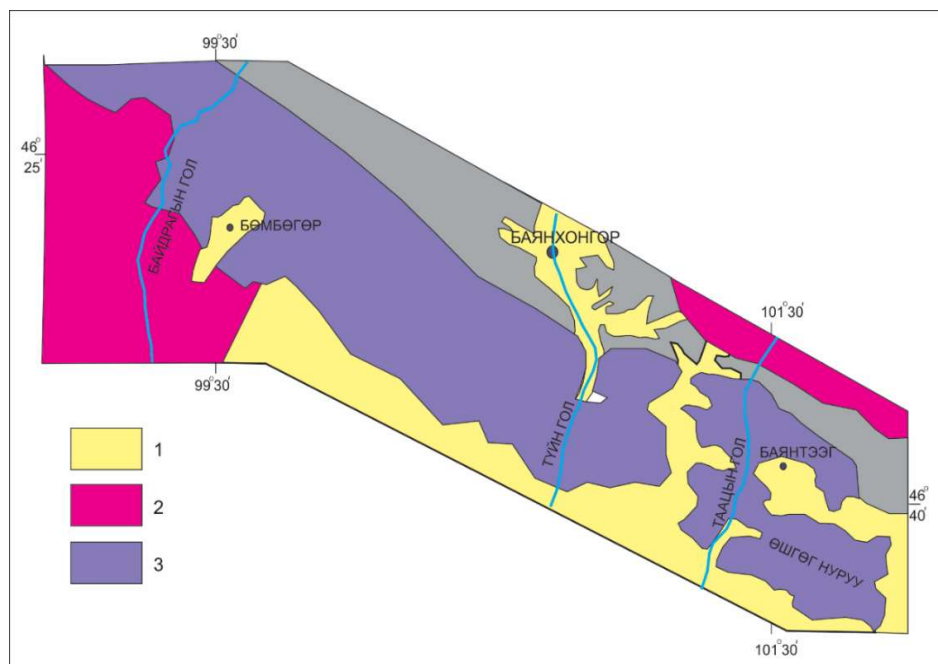
ӨШГӨГИЙН НУРУУНЫ МЕТАМОРФ БҮРДЛИЙН ПЕТРОГРАФИ, ХИМИЗМ БА ГРАНИТОИДЫН ҮНЭМЛЭХҮЙ НАСНЫ СУДАЛГАА

Судалгааны зорилго:

Байдрагийн голоос Түйн гол өнгөрөх хэсэгт Бүрд метаморф бүрдлийг ялгана (Козаков и др.). Харин Өшгөгийн нуруу нь Бүрд метаморф бүрдлийн үргэлжлэлд орших ч томоохон хөндийгээр зааглагдах тул тусгайлан харьцуулж судлаагүй байна (Зураг.2.1). Байдрагийн метаморф хурдсын талаар ОХУ ын судлаачидын нийтлэл түгээмэл байна. Гэтэл Өшгөг нурууны хурдсын судлагдаагүй орхигдсоныг хамтрагч Хятадын талын судлаачид анзаарч дор хаяж геохронологийн судалгаа хийхийг санал болгосон болно. Үүний дагуу судалгааг Түйн голын дагуу болон Өшгөгийн нуруунд хийв.

Өшгөгийн нуруу нь Өвөрхангай аймаг, Баянтээгийн нүүрсний уурхайн өвөр хэсэгт Таацын голын зүүн эрэгт оршино.

Геологи тектоникийн байршил: Баянхонгорын бүсийн үргэлжлэлд байршина.



Зураг. 2.1. Түйн голын зүүн эрэг ба Өшгөгийн нуруу судалгааны талбайн байршилын схем зураг. 1- орчин үеийн сэвсгэр хурдас, 2 -Пермийн гранит, 3- Бүрд метаморф комплекс

2021 оны СУДАЛГАА

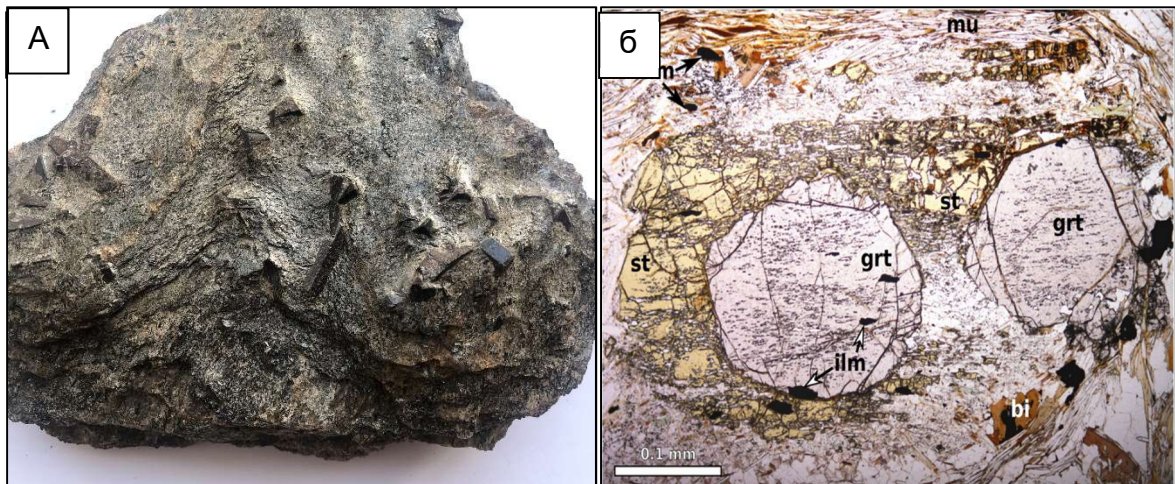
Судалгааны зорилгийг хангахын тулд Түйн голын дагуу илрэх Бүрд метаморф чулуулагтай харьцуулан судлав.

Түйн голын дагуу Бүрд метаморф бүрдэлээс

кварц-биотит- мусковит, кварц-биотит- мусковит- гранаттай

кварц-биотит- эвэрхуурмаг-гранаттай занарууд тархжээ.

Занарын зузаалаг ставролит-гранат- биотиттой занараар солигдоно. Энэ зузаалагт амфиболит ба кварцитууд тэмдэглэгдэнэ. Ставролит-гранатын порфиробластууд адилхан хүрэн өнгөтэй ч гранитын талстууд 1.0 x 1.0 -1.5 x1.5 мм хэмжээтэй изометрлэг хэлбэртэй бол ставролитын талстууд 1.5 x 0.8 мм хэмжээтэй баганалаг хэмжээтэй байна. Микроскопын судалгаагаар гранат ба ставролитын порфиробластууд зэрэг талсжсан ба ихэвчлэн ставролитын порфиробластууд гранатын порфиробластыг тойрон ургажээ (Зураг.2.2б).



Зураг. 2.2 . а- ставролит-гранат-кордиериттэй занарын дээжийн зураг, б- занарын микроскопын судалгаа: гранатын порфиробластыг тойрон ургасан ставролитын порфиробласт

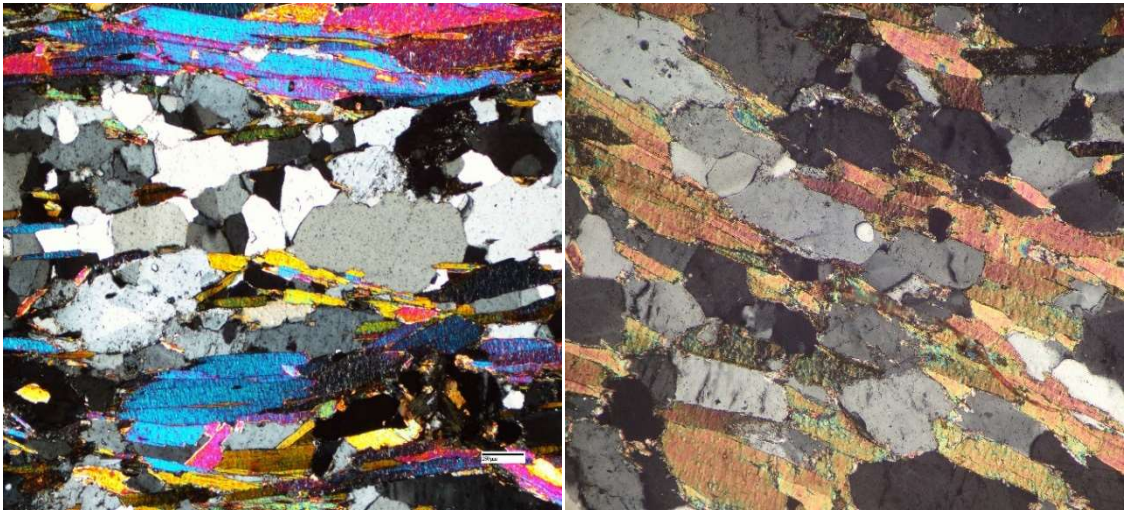
Метаморф чулуулаг филлитээр солигдох ба цааш хөндийгээр хучигджээ.

Түйн гол дагуухи Бүрд метаморф комплекс чулуулгийн судалгаа

Энэ бүрдэлд голдуу амфиболиттой занарын зурвастай гялтганууртай занар голлов.

Гялтганууртай занарууд

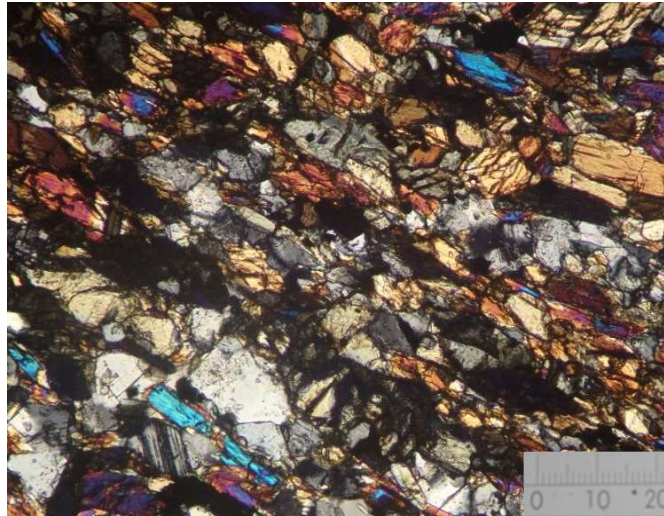
Мусковиттой ба биотиттой занхарууд зурвас үүсгэн ялгарсан байна. Мусковиттой занарт кварц-хээрийн жоншийн зурвасууд мусковитын урт сунасан туузтай салаавчлан тогтсон занарлаг текстуртэй байна. Мусковитын туузууд 0.25-1.00 мм



Зураг. 2.3 . а- мусковиттай занар, б-биотиттой занарын бүтцүүд

урттай бөөгнөрөл үүсгэсэн ба тахирч нумарсан тогтоцтой байна (Зураг.2.3а). Кварц хээрийн жоншийн зурваст мусковитын богино нарийн туузууд кварц ба хээрийн жоншийн гранобластуудыг эмжижи тогтсон байна. Мөн атираажилд автагдаагүй биотиттой занартэмдэглэгдэх ба биотитын туузууд ба кварц-хээрийн жоншийн зурвасууд харьцангуй нарийн болно (Зураг.2.3б). Биотитын туузууд 0.24-1.00 мм урттай байна. Гэсэн ч мусковиттай занарт биотитын, биотиттой занар мусковитийн туузууд тэмдэглэгдэнэ.

Кварц-амфиболтой занар гранонематобласт структуртэй зурваслаг текстуртэй. Зурваслаг тогтоц нь амфиболын нематоблатуудын чиглэсэн тогтоц ба сулавтар фолеишны хавтгайгаар ялгарна. Амфибол тод ногооноос цайвар ногоон өнгийн плеохроизмтой, сунасан баганалаг хэлбэртэй баганын дагуу 0,15-0,25 мм урттай болно (Зураг.2.4). Түүний хөндлөн зүсэлт хүртэл нарийн 2.5 x 0 .5 мм хэмжээтэй байна. Амфиболын унтралын өнцөг $Ng-16-18^{\circ}$ нь эвэрхуурмагийн найрлагад дүйнэ. Талтууд хувиралд автагдаагүй болно (Зураг. 2.4). Зурвасууд дан амфиболоос тогтсон эсвэл амфибол+плагиоклаз+КХЖ оос тогтсон бүтэцтэй байна (Зураг. 2.4).



Зураг. 2.4 . Зурваслаг текстуртэй кварц- амфиболтой занарын бүтэц

Өшгөг нурууны метаморф комплекс чулуулгийн судалгаа

Өшгөг нуруунд – хлорит ба эпидот-хлориттой

-кварц-биотит-амфиболит

-кварц- биотит-амфиболит

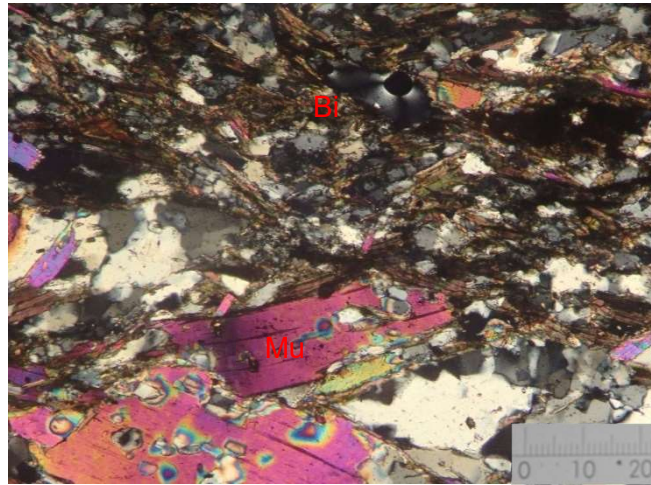
-гранат-ставролит бүхий метаседимент голлон тархжээ.

Нурууны урд хэсгээр тархсан кварц- биотит-амфиболит -гранат амфиболиттай занарт мрамор, кварцитын зурвасуудтай болно.

Метаморф бүрдэлд гялтганууртай занар голлох ба кварц- мусковит-биотит-эвэрхуурмагтай занарууд давамгайлж бус ч тогтоогдоно.

Үүнээс биотиттой занар тогтмол микроатираанд автагдсан байх ба түүн дотор шинээр үүссэн кварц-мусковитын небластууд ажиглагдана.

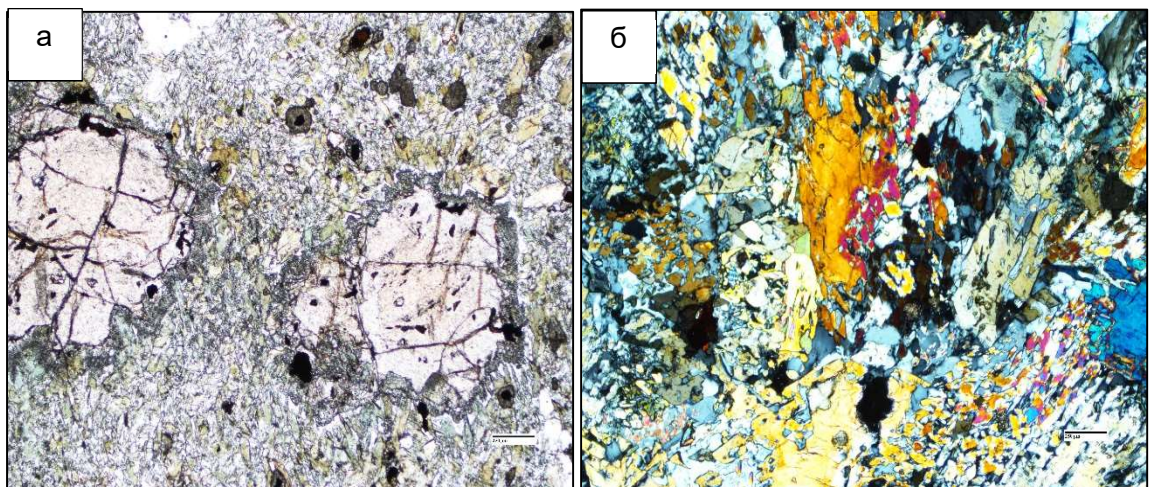
Биотиттой занар нь кварц- хээрийн жонш-биотитийн зурвасаас тогтоно. Биотитын туузын хэлбэрээр микро изоклинал атирааны хэлбэр тогтоогдоно (Зураг. 2.5). Биотит хүрвэртэр өнгөтэй ба 0.05 -0.08 мм орчим урттай байна. Биотитын зурвасууд 0.03-0.04 мм орчим өргөн байна (Зураг. 2.5). Түүн дотор үүссэн необласт нь кварц ба мусковитаас тогтсон линз маягийн хэлбэртэй ба мусковитын туузууд 0.08 x0.04 - 2.0 x 1.0 мм орчим хэмжээтэй пойкилит ургалттай байна (Зураг. 2.5).



Зураг. 2.5. Биотиттой (Bi) занар ба түүнд агуулагдах кварц-мусковиттай(Mu) неоком

Гранаттай амфиболит

Гранат нь амфиболитод голдуу порфирбластээр үүссэн байна. Гранатын идиоморф талстууд амфиболын хүрээтэй ба матрикст плагиоклаз ба амфиболын янз бүрийн хэмжээтэй, тухайлбал, жигд жижиг эсвэл дунд хэмжээтэй гранонематобластууд тогтоогдоно.



Зураг. 2.6 . а- жижиг талстат ставролит-гранаттай метаседимент б-занарын микроскопын судалгаа: гранатын порфирбластыг тойрон ургасан ставролитын порфирбласт

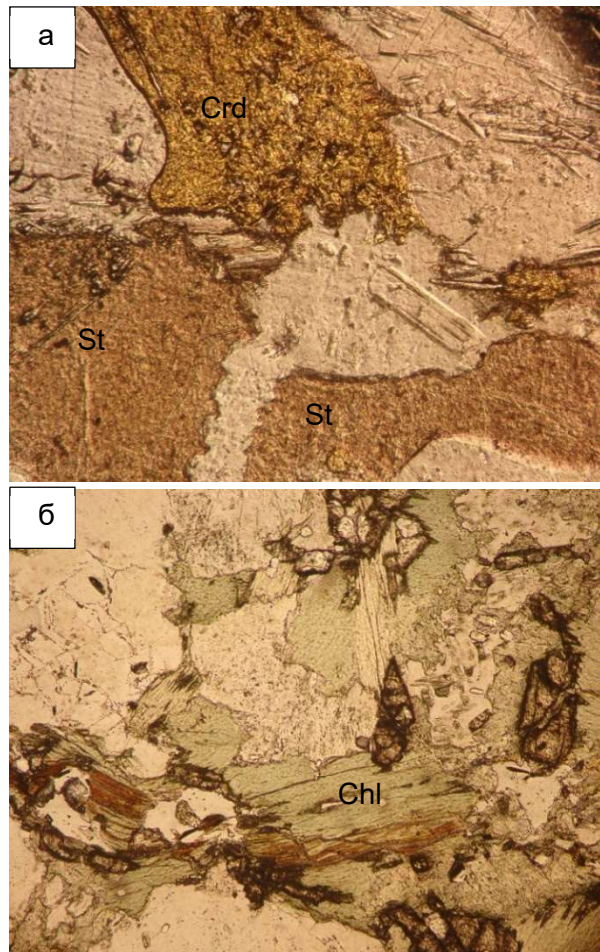
Зураг 2.6а-д жижиг гранаонематобласт структуртэй матриксийг харуулав. Зураг 2.6б-д амфибол 80%, плагиоклаз 20% орчим ба эдгээр нь эмх замбараагүй тогтцтой,

гетеро гранонематобласт бүтэцтэй амфиболитыг харуулав.

Ставролит кордиериттой занар

Аль аль эрдсүүд нь занарт порфиробласт үүсгэсэн байна. Ставролит нь урт сунасан баганалаг хэлбэртэй порфиробластууд цуварсан тогтоцтой ба шаравтар өнгө шулуун унтралтаараа ялгарна. Кордиеритүүд пинитэд хувирсан ба шаравтар өнгийн усан ислүүдийн бөөгнөрөлүүд нь псевдоформ үүсгэжээ. Эдгээрийн хооронд том жижиг янз бүрийн хэмжээтэй кварцын гранобластууд үүссэн нь тогтоогдоно (Зураг. 2.7а).

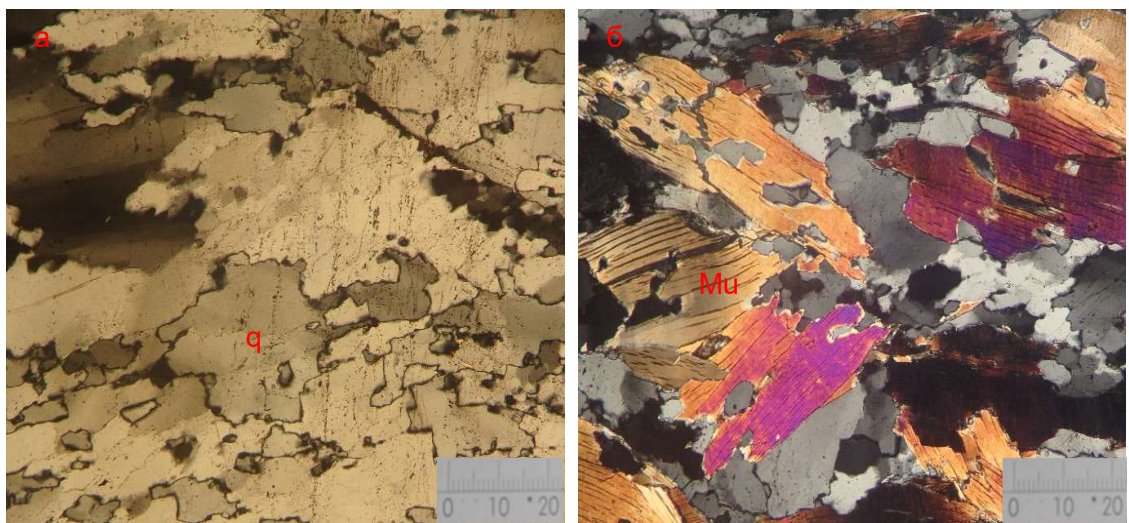
Хлориттой ба эпидот-хлориттой занар ногоовтор өнгөтэй эсвэл туяатай байна.



Зураг. 2.7. а- ставролит (St)-кордиериттэй (Crd) занарын бүтэц, б- хлориттой (Chl) занарын бүтэц

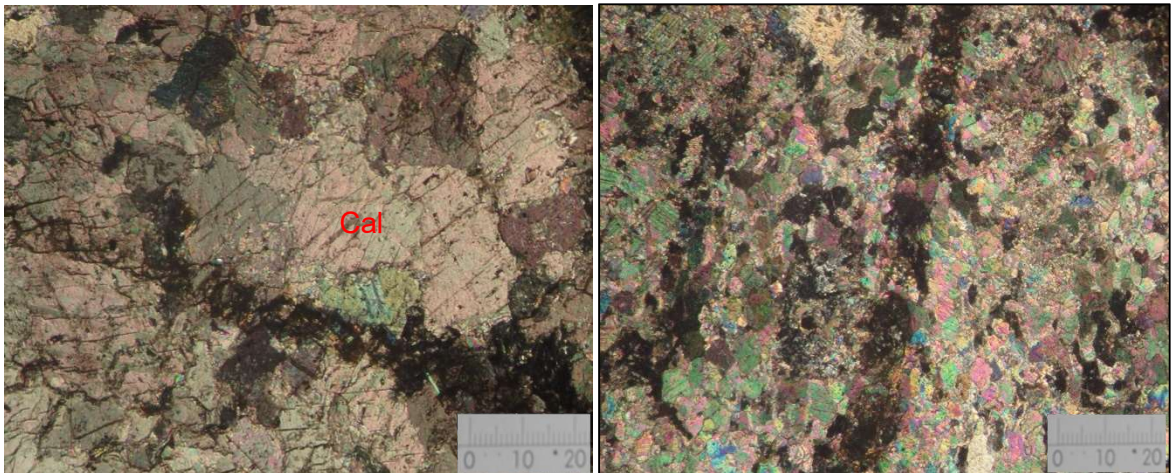
Гранолепидобласт ба нематогранолепидобласт структуртэй, занарлаг текстуртэй. Гол бүрдүүлэгч эрдсүүд кварц, хлорит, эпидот ба эдгээрийн эзлэх хувь хэлбэлзэлтэй байна (Зураг. 2.7б). Тодорхой хэмжээгээр кварц- хлориттой занарт альбитаас гадна хэмжээгээр биотитын тузууд тэмдэглэгдэнэ. Хлорит ногоон өнгөтэй, 0.07-0.1 мм урттай хайрс ба хуудаслаг хэлбэртэй байна. Эпидотын 0.1 мм хүртэл диаметртай жижиг бараг далд бүтэцтэй талстууд хлориттой хамт тогтоогдоно. Хлоритын хуудсууд эпидотын толболог талстын хамт чиглэсэн тогтоц буюу зурвас үүсгэсэн байна.

Кварцит саарал, хар саарал, шаргал өнгөтэй,кварцын жижиг гранобластуудаас тогтох ба заримдаа гялтгануурын тузуудтай тохиолдолд гранолепидобласт структуртэй болно. Голдуу биотитын хуудсууд 20-30% агуулгатай байдаг. Эдгээр нь цул, нарийн зурваслаг текстуртэй байна. Кварцын талстууд жигд, жигд бус хэмжээтэй ба хоорондоо шулуун эсвэл шүдэрхэг хил заагтай байна. Кварцын анхдагч талстууд метаморф процест автагдаж дахин талсжсан ба хоорондоо стиллолит буюу шүдэрхэг хил заагтай байна (Зураг. 2.8а). Үүний улмаас 1 талст эсвэл янз бүр хэмжээтэй олон талст болох нь ялгагдахгүй байна. Кварцын жигд бус долгиолог унтралт нь түүнийг метаморф процессоос хожуу деформацид автагдсаныг гэрчилнэ (Зураг. 2.8б).



Зураг. 2.8. а - стиллолит структуртэй кварцын талстууд (q),
б- кварц-мусковитийн (Mu) бүтэцтэй неоком

Мраморжсан дунд талстат шохойн чулуу хар саарал, саарал, харавтар, шаргалдуу өнгөтэй ба кальцитын жижиг, дунд талстуудаас тогтсон цул ба нарийн зурваслаг текстуртэй болно. Изометрлэг хэлбэр хэмжээтэй кальцитын талстуудаас гадна 10-15% кварцын алеврит хольц серицитын хайрсууд тогтоогдоно. Кальцитын талстууд, гипидиоморф ромбо хэлбэртэй ба ромбын хошуу талууд сайн илрээгүй, бараг дөрвөлжиндүү хэлбэртэй ба 0.5-1.0 мм диаметртэй байна (Зураг. 2.9а). Талстууд хооронд шахалтын деформацийн улмаас үүсдэг стиллолит структур тэмдэглэгдэнэ (Зураг. 2.9а). Деформацийн улмаас талстууд цуурч сүүдэрлэгдсэн долгиолог бүтэцтэй. Зурагт харагдах хар зураас нь шахалт үйлчилсэнийг гэрчлэх зааг болно (Зураг.2.9а).



Зураг. 2.9. а- кальцитын дунд хэмжээтэй талстуудаас тогтсон мрамор. Талстуудын деформацийн хэлбэр (Cal), б- жижиг хэмжээтэй кальцитын талтаас тогтсон мраморын бүтэц

Мраморжсан жижиг талстат шохойн чулуу Кальцитын талстууд, гипидиоморф ромбо хэлбэртэй ба ромбын хошуу талууд илэрсэн илрээгүй холимог харагдана (Зураг. 2.9б). Ромбо хэлбэртэй талстууд 0.03-0.05 мм диаметртэй байна (Зураг. 2.9б). Талстууд жижиг хэмжээтэй ч деформацид автагдаж улмаар талстуудын хил зааг орчим бутлагдан нунтгарсан ба нунтаг хэсэг дахин талсжсан байна (Зураг. 2.8). Энэ нь талт хоорондын зааг орчмоор торлог тогтоцтой харагдана.

Өшгөгийн нурууны занаруудын химизмийн судалгаа

Өшгөгийн нурууны метаморф бүрдлийн кварц-мусковит- биотит гранаттай болон кварц-ставролит гранат биотиттой занаруудын химийн найрлагыг Чех Улсын Геологийн албаны лабораторид FUS-MS bt100 (Fusion Mass Spectrometer) ээр судлав. Биотит-мусковиттай занарт зүй ёсоор хөнгөнцагааны агуулга (Al_2O_3) өндөр буюу 16.59-17.18%, калийн агуулга 5.03% байна. Харин ставролиттай занарт хөнгөнцагааны ба калийн агуулга биотит мусковиттай занарынхаас бага харин төмрийн агуулга 4.52-4.57% байгаа нь ставролиттай холбоотой болно. Түүнчлэн ставролиттой занаруудад натрийн ислийн агуулга кварц-мусковит-биотит-гранаттай занарынхаас бараг 3 дахин их байна (Хүснэгт 2.1). Ховор элементийн агуулгаараа ч занарууд хоорондоо ялгаатай байна (Хүснэгт 2.2).

Хүснэгт 2.1 Өшгөг нурууны занаруудын ислүүдийн агуулга (%).

Гол ислүүд	208	217	229	268
SiO ₂	65.92	67.14	69.75	69.11
Al ₂ O ₃	17.18	16.59	10.79	10.36
Fe ₂ O ₃ t	2.96	2.96	4.57	4.52
MnO	0.04	0.03	0.07	0.03
MgO	1.86	1.69	2.09	2.03
CaO	4.59	4.15	6.03	6.5
Na ₂ O	0.93	1.11	3.66	3.45
K ₂ O	5.03	5.03	1.08	0.63
TiO ₂	0.30	0.43	0.07	0.18
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.03	0.04
LOI	0.49	0.87	0.29	0.74
Σ	99.47	100	98.37	98.5
Нэр	кварц- мусковит- биотит гранаттай занар	кварц- мусковит- биотит гранаттай занар	кварц- ставролит гранат биотиттой занар	кварц- ставролит гранат биотиттой занар

Хүснэгт 2.2. Өшгөг нурууны метаморф бүрдлийн ховор элементийн агуулга

	208	217	229	268
элементүүд	кварц- мусковит- биотит гранаттай занар	кварц- мусковит- биотит гранаттай занар	кварц- ставролит гранат биотиттой занар	кварц- ставролит гранат биотиттой занар
Sc	5	6	1	10
Be	1	2	1	2
V	33	41	5	15
Cr	60	40	30	50
Co	60	40	30	50
Ni	203	230	20	22
Cu	20	10	30	20
Zn	50	120	30	30
Ga	20	180	17	23
Ge	0.8	0.9	1.3	1.3
As	4.5	3.9	4.3	4.4
Rb	22	46.2	41.3	21
Sr	679	769	241	121
Y	5.2	7.7	1401	68.3
Zr	124	179	16.5	12.2
Nb	2.7	10.9	1.5	14.1
Mo	0.5	1.3	1.5	2.1
Ag	0.5	0.6	0.2	0.5
In	0.1	0.1	0.1	0.133
Sn	1.0	2.1	0.8	5.1
Sb	0.15	0.13	0.14	0.64
Cs	0.7	2.2	1.1	0.2
Ba	676	426	881	151
Ta	0.09	0.98	0.06	16.68
W	5	4.2	4.6	3.7
Ti	0.05	0.18	0.09	0.02
Pb	13.2	25	18	8.3

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ
ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ

Bi	0.3	0.3	0.1	1.1
Th	0.6	1.77	0.94	23.8
U	0.16	1.2	0.44	4.71
Hf	3	4.3	0.9	4.6

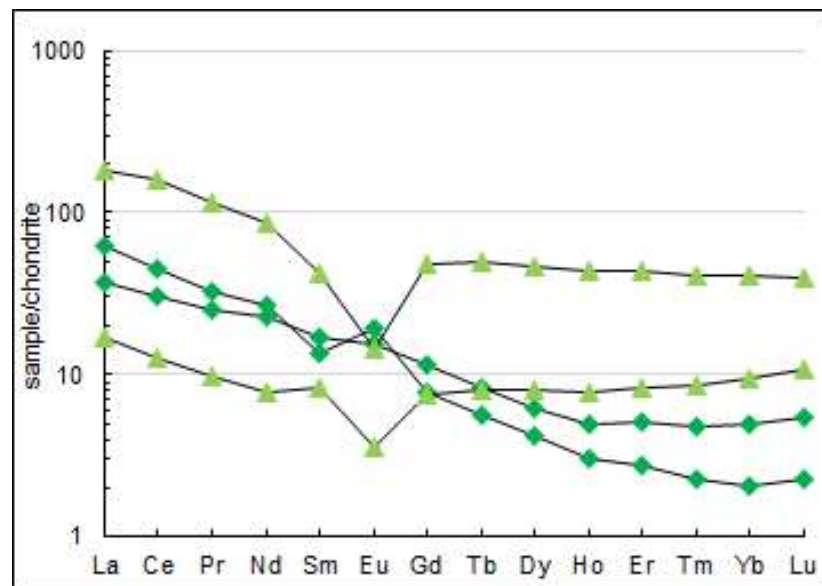
Үүнд эрс ялгаатай утгуудыг хүснэгтэд тод хараар үзүүлэв. Занаруудад Rb, U, Th, Ta, Nb, Bi, Hf, Ge, Sc ба Be ховор элементүүд ойролцоо утгатай агуулагдаж байна. Занаруудад Rb ойролцоо утгатай агуулагдсан бол Sr кварц-мусковит- биотит гранаттай занарт өндөр байна. Zr -ийн тархалт Sr -ийн тархалттай адил болно.

Хүснэгт 2.3. Өшгөг нурууны метаморф бүрдлийн ГХЭ-ийн агуулга

	208	217	229	268
La	15	8.8	4.04	43.6
Ce	27.9	18.9	7.77	96.3
Pr	3.13	2.35	0.94	10.8
Nd	12.5	10.7	3.58	40.3
Sm	2.08	2.63	1.26	6.54
Eu	1.13	0.902	0.208	0.839
Gd	1.61	2.37	1.53	9.98
Tb	0.21	0.31	0.3	1.84
Dy	1.07	1.6	2.02	11.8
Ho	0.17	0.28	0.44	2.44
Er	0.45	0.84	1.38	7.18
Tm	0.058	0.121	0.221	1.05
Yb	0.35	0.85	1.61	6.91
Lu	0.057	0.138	0.272	1.02
Нэр	кварц- мусковит- биотит гранаттай занар	кварц- мусковит- биотит гранаттай занар	кварц- ставролит гранат биотиттой занар	кварц- ставролит гранат биотиттой занар

Hf тархалт кварц-мусковит- биотит- ставролит - гранаттай занарт хэлбэлзэл өндөртэй болох нь харагдана. Мөн V ба Ni зэрэг төмөрлөг элементүүдийн агуулга кварц-мусковит- биотит гранаттай занарт ставролиттай занарынхаас илүү өндөр утгатай байна.

Занаруудад агуулагдах ГХЭ ийн агуулга ойролцоо байна. Гэсэн ч ставролиттай занарт тогтоогдсон газрын ховор элементүүдийн агуулга хэлбэлзэл ихтэй тогтворгүй байна. Энэ нь ставролитыг дагалдан зарим занарт олон тооны сфен үүссэн байсантай холбоотой байх магадлалтай юм. Харин кварц-мусковит- биотит гранаттай занаруудын тархалтын шугамууд харьцангуй ойролцоо бөгөөд ижил давталттай тархалт үзүүлнэ. Үүнийг газрын ховор элементүүдийн тархалтаар байгуулсан диаграм нотлоно (Зураг.2.10).

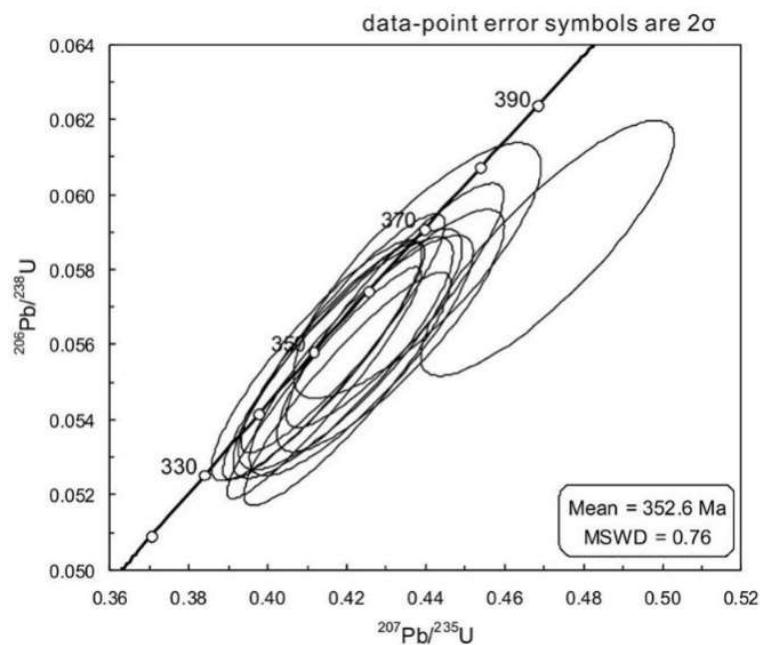


Зураг. 2.10. Занаруудын газрын ховор элементийн тархалтын муруй. Дээжүүдийн утгыг McDonough & Sun, (1995) нарын хондритын утгад харьцуулав. Тод ногоон өнгийн гурвалжин тэмдэгээр кварц-мусковит- биотит гранаттай занар, шаргал ногоон өнгийн гурвалжин тэмдэгээр кварц-мусковит- биотит- ставролит - гранаттай занарын тархалтыг тэмдэглэв.

Өшгөгийн нурууны занарын ба лейкогранитын геохронологийн судалгаа

ОХУ ын Ленинградын кеммбрийн өмнөх чулуулгийн геологи геохимийн судалгааны хүрээлэнгийн док. Козаков нар (Kozakov et al., 2008) нь Өшгөг ба Бүрд голын метаморф бүрдлүүдээс U-Pb цирконы нас хэмжсэн ч эдгээр бүрдлүүд нэг эсвэл хоорондоо ялгаатай болох талаар дурьдаагүй юм. Козаков нарын (Kozakov et al., 2008) судлаачид Өшгөг нурууны баруун захын мусковиттай занар ба түүнд байрших лейкогранитын нарийн силлээс циркон ялган U-Pb аргаар 547 ± 4 сая жилийн нас

аргаар тогтоожээ. Мөн занарт байрших гранитын цирконд 562 ± 2 сая жилийн нас хэмжигджээ. Энэ нас нь Өшгөг нурууны бүрдэл нь Бүрд метаморф бүрдэлтэй адил болхыг харуулна. Зураг. 2.11 т U-Pb хэмжилтийн конкорд шугамыг болон хэмжилт хийсэн цирконуудыг харуулав. Цирконы талстууд олон талтай, урт сунасан баганалаг хэлбэртэй ба бүслүүрлэг бүтэцтэй байна. Харин энэ төслөөр Өшгөг нурууны өмнөд биеийн занарт байршсан лейкогранитын U-Pb цирконы нас нь 352.6 сая жилээр хэмжигдсэн нь шинжлэх ухааны ач холбогдолтой болов.



Зураг. 2.11. Мусковиттой занар дахь лейкогранитын силлийн цирконы U-Pb конкорд шугамууд

Өөрөөр, энэ нас нь Өшгөг нуруунд Хойд Монгол ба Өмнөд Монголын аккрецийн үеийн метаморфизм давхардан явагдсаныг харуулна.

ДҮГНЭЛТ

Петрографийн судалгаа нь Бүрд метаморф бүрдэлд Al_2O_3 аар баян шаварлаг хурдсын хувирлаар үүссэн бол Өшгөгийн нуруунд суурилаг, дундлаг найрлагатай чулуулагаас эх үүсвэртэй тунамал хурдсын өндөр температурын хувирал явагджээ.

Өшгөгийн нурууны метаморф бүрдэлд байрших гранитын 547 ± 4 ба 562 ± 2 сая жилийн нас нь энэ нурууны метаморф чулуулаг нь Баянхонгорын бүрдлийн үргэлжлэл болохыг батлав.

Харин бидний судалсан нас нь Хойд ба Өмнөд Монголын өлокуудын нийлэмж-аккрецийн процессийн цаг үеийг зааж байна.

АШИГЛАСАН МАТЕРИАЛ

Козаков И. К., Сальникова Е.Б.,Ярмолюк В.В. и др., 2012, Конвергентные границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии. Геотектоника 1.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kovach V.P et.al, 2008, Vendian Stage in Formation of the Early Caledonian Superterrane in Central Asia, Stratigraphy and Geological Correlation 4, 360-382.

Jian P., Kröner A., Windley B.F et.al, 2010, Zircon ages of the Bayankhongorophiolite mélange and associated rocks: Time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia, Precambrian Research 177, 162-180.

McDonough, W.F., and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253.

Заботкин Л. В. и др., 1988, Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000, проведенной в Баянхонгорском районе МНР в 1983-1987г. Москва,

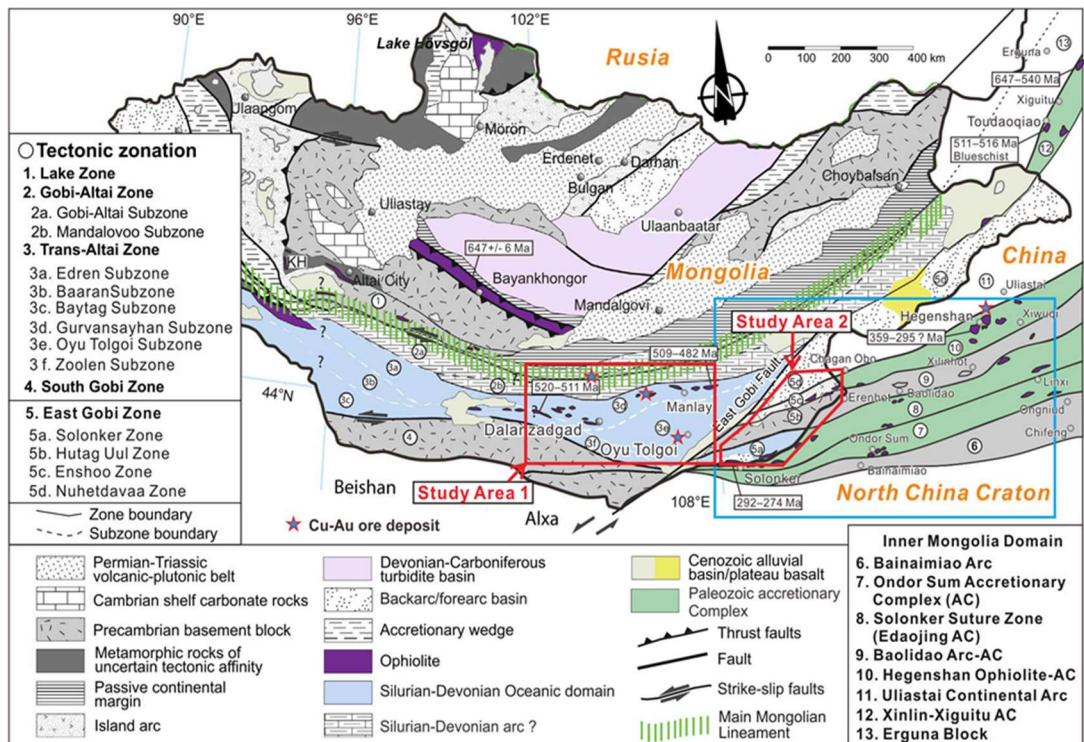
Тогтох Д. и др., 1986, Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 проведенной Гурвансайханской партией в 1982-1984г. Уланбатор.

СУДАЛГАА 3

ЗҮҮН ӨМНӨД МОНГОЛЫН НҮХЭТ ДАВАА МЕТАЛЛОГЕНИЙН БҮС ДЭХ ӨВӨРБАЯН МОЛИБДЕНИЙ ОРДЫН СУДАЛГАА

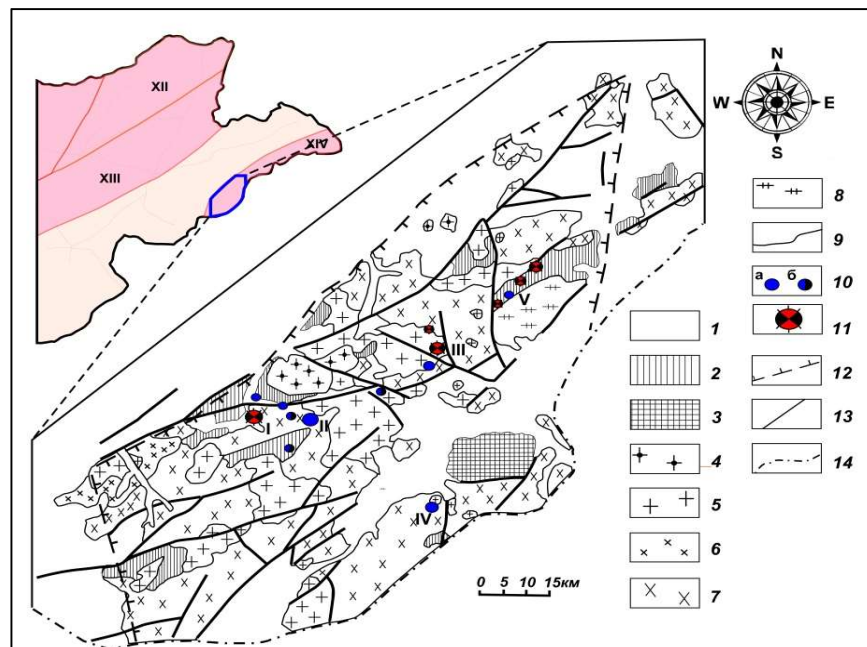
Судалгааны зорилго: Хятадын талын хамтрагч док. нь Монгол Улсын зүүн хил орчимын геологийн бүсүүд Хятад улсад үргэлжлэх хэсэгт олон тооны Мо-ны ордын судалгаа хийдэг тул Зүүн Өмнөд Монголд тархсан Мо ордын судалгаагаар оюутан солилцох санал тавьсан болно. Зүүн Өмнөд Монголд тархалттай молибдений олон орд илрэл байдаг ч судлагдаагүй болно. Иймд Сүхбаатар аймгийн Эрдэнэцагаан сумын нутаг орших “Өвөр баян” молибдений ордын судалгааны төслөөр маг.Б. Гэндэнжамц Хятадын Шинжлэх Ухааны ANSO scholarship -ийн уралдаанд оролцон, 2021 гадаад улс орнуудын оюутнуудад зориулсан Хятадын Шинжлэх Ухааны Их Сургуульд суралцах тэтгэлэг авсан болно. Гэндэнжамц нь 2022 онд онлайнаар сурсан ба 2023 онд танхимийн сургалтад сурахаар бэлтгэж байгаа болно.

Судалгаа: Зүүн өмнөд Монголын Хятад Улсад үргэлжлэх бүсүүдийг Зураг.3.1 үзүүлэв.



Зураг.3.1. Судалгааны төсөлд тусгагдсан судлах талбайнууд. Study area 1- Гурвансайхан төррөйн, Study area 2-Нүхэт даваанаас-Сулинхээрийн төррөйнууд

Зурагт үзүүлсэн -Нүхэт Даваагийн бүс нь Монгол, Хятадын хилийн дагуу сунасан тогтофтой бөгөөд ховор металлын (W, Mo, Sn, Be) хүдэржилттэй болно. Бүсийн хэмжээнд эдгээр хүдэржилт нь мезозойн гранитоидтой гарал үүслийн холбоотой болох нь тогтоогджээ. Хятадын үргэлжлэлд тогтоогдох (W, Mo, Sn, Be)ордууд ч мөн Мезозойн граниттай холбоотой байна. Иймд Хятад Улсын судлаачид энэ бүсийн геологи ба ордыг өөрийн талд илэрсэн ордуудтай харьцуулах сонирхолтой байдаг. Энэ бүсийн хэмжээнд 1972-1990 онд зөвхөн Егүзэрийн ордод хайгуул хийж, молибденит, вольфрамын хүдэр олборлосон. Егүзэрийн хүдрийн ордыг Зураг 3.2-т (I) ээр Өвербаян ордыг (III)-аар дугаарлав.



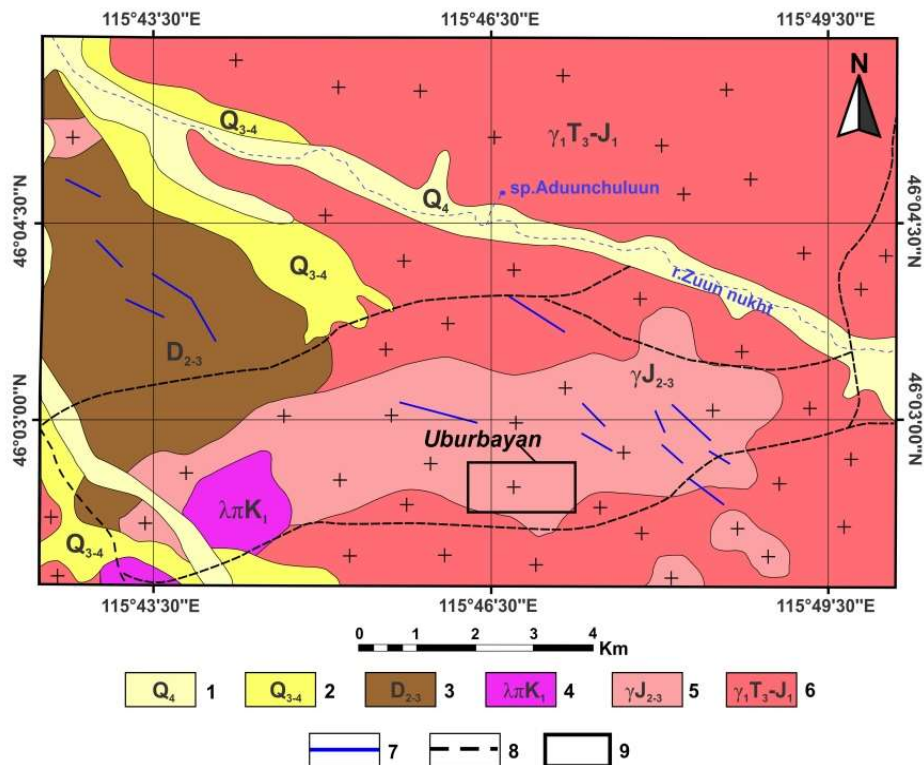
Зураг. 3.2. XIV– Хутаг уул-Нүхэт давааны бүс. 1- Мезозой ба дөрөвдөгчийн үеийн хучаас хурдас, 2- Доод Палеозойн формац, 3-Неопротерозойн формац, 4-8- интразив чулуулаг; 4- Дунд-Дээд Юрийн гранитын бүрдэл, 5- Дээд Триас-Доод Юрийн гранит бүрдэл, 6-Пермийн гранитоид, 7- Дээд Карбоны гранит бүрдэл, 8- Силурын гранитоид бүрдэл, 9-хагарал, 10- a-W, b-Sn хүдэржилтүүд,11- Mo-W грейзений төрөл, 12-Хүдэржилтийн хязгаар, 13- Хутаг уул-Нүхэт давааны хязгаар, 14- Хятад Монголын хилийн зурвас Khasin (1973).I-Егүзэр, III-Өвербаян ордууд

Егүзэр ордын геологи ба хүдэржилтийн ассоциацийг Орос, Монголын геологичид судалж исэл ба сульфидын шатны дараалалтай нийлмэл хүдэржилттэйг тогтоосон болно. Ялангуяа сульфидын шатны хүдэржилт пирит, халькопиритээр баян болохыг

онцолжээ. Сүүлийн 10 жилийн хугацаанд Монгол компаниуд энэ бүсийн илрэлүүдэд хайгуулын ажлын хөрөнгө оруулалт хийсэнээр энэ бүсэд шинээр ордууд илэрч Мо- W- ийн хүдрийн нөөц нэмэгдэв. Тэдний нэг нь Мо- W хүдрийн нөөцөөрөө ордын хэмжээнд бүртгэгдсэн Өвөрбаян Мо- W юм. Гэвч ордын хүдрийн биетүүдийн хэлбэр, хүдрийн эрдсүүдийн ассоциаци дагалдах ховор эрдсүүд судлаагүй байна.

Өвөрбаян талбайн геологийн тогтоц

Өвөрбаян талбайд 2005-2006-2011 онд “Баян-Эрч” ХХК, 2009-2010 онд “Оюуны-Ундраа” ХХК тус тус хайгуулын ажил явуулж, нөөцийг үйлдвэрийн зэргээр тооцжээ. Өвөрбаян талбайд дунд-дээд девоны Модот уул формацын дээд зузаалагт хамаарах андезит, андезит туф, ба туф элсэнчулуулаг, дээд триас - доод юрийн Егүзэр дунд-дээд юрийн Шархад бүрдлийн гранитын бүрдлүүд ялгажээ (Зураг. 3.3).



Зураг.3.3. Өвөрбаян ордын геологийн зураг. 1-орчин үеийн хурдас, 2- дунд-дээд голоцен, аллювийн гаралтай улаавтар, шаравтар цайвар өнгийн элс, хайрга, дайрга, 3-дунд-дээд девоны Модот уул формацын дээд зузаалаг: андезит, андезит туф, 4-доод Цэрдийн цайвар шаргал, саарал өнгийн трахириолит порфир, 5-дунд Юрийн Шархад бүрдэл, Грейзенжсэн гранит, грейзен ба гранитын хөндийлжид W, Мо эрдэсжилттэй, 6-дээд триас доод юра. Егүзэр бүрдэл, том талстат биотиттой боржин 7-кварцын судал 8-гранит порфирын дайкууд 9-ордын байршил

Эдгээрээс Егүзэр бүрдлийн гранит регионал хэмжээний тархалттай ба түүн дотор шархад бүрдлийн аплит маягийн эсвэл жижиг талстат лейкогранитын биетүүд нь өргөрөг дагуухи сунал, нягт талсжилтын улмаас өгөршилд бага автагдаж толгодорхог рельеф үүсгэдэг шинжээрээ ялгагддаг байна (Зураг.3.4).



Зураг. 3.4. Гранитын талбайд граниттай холбоотой хүдэржилтэй Өвөрбаян орд нь өндөр рельефт байршилтайгаараа ялгарчээ

Судлаачид (Борзаковский, 1973) Егүзэрийн молибдений орд төдийгүй Өвөрбаян орчимд Егүзэр бүрдэлд хоорондоо фазын харьцаатай гранитын биетүүд ялгажээ. Мөн түүрүү фазын порфир структуртэй биотиттой гранит нь геолог-структурын бүсийг дагасан БУ-ЗХ чиглэлтэй хагарлын бүсэд 100 км орчим урттай сунаж тогтсон тархалттай ба жигд жижиг ба дунд талсттай лейкогранит, аляскитын биетүүдээр зүсэгддэг болохыг тогтоожээ.

Лейкогранитууд ихэвчлэн БХ ба бараг уртраг дагуу зөв бус изометрлэг хэлбэртэй гаршаар танигддаг байна. Эдгээрээс хожуу жижиг талстат порфир ба жигд талст структуртэй, хөндийлж ихтэй биотит, мусковит, турмалинтай лейкогранитууд шток хэлбэрийн биетүүд үүсгэжээ. Энэ гранит нь грейзенжилттэй аплитад шилждэг болохыг онцолжээ. Хайгуулын геологичид хүдэржилттэй Шархад бүрдлийн гранитын биет нь соронзонгийн бага утгаар хянагддаг шинжээрээ түүнийг хүрээлэн

байгаа Егүзэр бүрдлийн гранитаас ялгагддаг болохыг тогтоожээ. Өмнөх судалгаагаар Егүзэр бүрдлийн гранитын K/Ar нас 183-210 сая жил хэлбэлзэл нь хожуу триас түрүү юрийн хүрээг хамарч байна (Геология МНР-II,1973).

Харин Шархад бүрдэлд ялгасан гранитын ерөнхий шинж Егүзэр бүрдлийн төгсгөлийн фазын граниттай төстэй жигд ба порфир структуртэй, хөндийлж ихтэй, хөндийлжид кварц-вольфрамитын талстууд ургасан байна.

2021 оны Өвөрбаян талбайд хийсэн судалгаагаар хүдэржилтэд ховор металлын ба сульфидын шатны хүдрийн ассоциациуд тогтоогдож байна. Ховор металлын үеийн хүдэржилт грейзен ба катаклазчлагдсан гранитын ан цавд тогтоогдоно.

Грейзений биетэд

- кварц-пирит- молибденитын ассоциаци
- кварц-вольфрамит-молибденит-пирит-халькопиритын ассоциаци

Катаклазчлагдсан бүсэд

- молибденит-пиритын ассоциаци тогтоогдоно

Сульфидын шатны хүдэржилтийг ан цав ба кварцын судалд тогтоов. Энэ хүдэр

- кварц-халькопирит-пирит- молибденитын ассоциацитай байна.

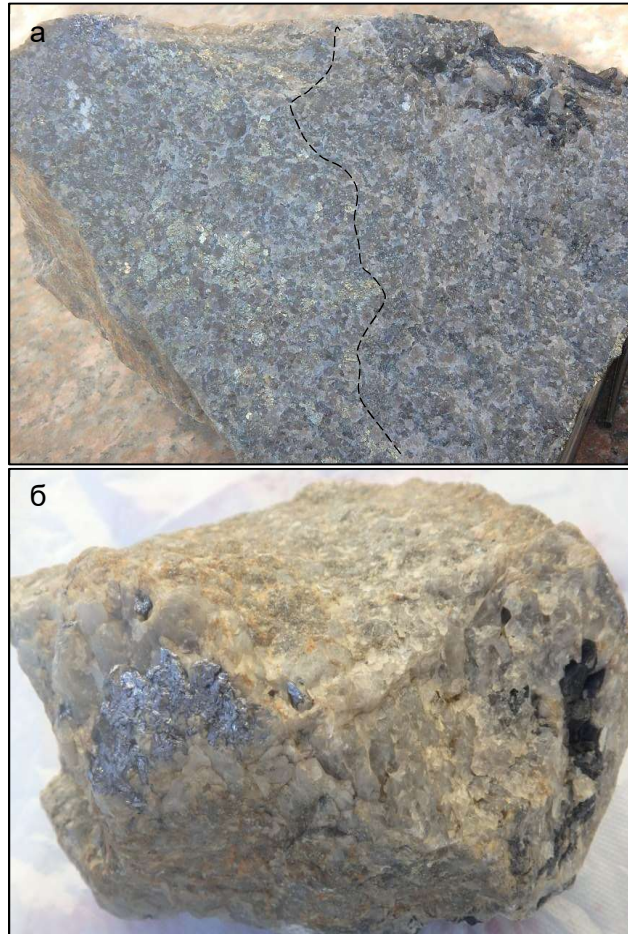
Кварц-флюоритын судлууд байгаа нь ховор металлын ордын хүдэржилттэй шатууд байгааг харуулж байна.

Грейзений шатны хүдэржилт

Грейзений шатны ассоциациуд нь грейзений өөр өөр төрөлтэй холбоотой ба тус тусдаа дангаараа болон давхардан үүссэн тогтоцууд ажиглагдав.

Грейзений биетүүдэд кварц-биотит-мусковит тогтоогдох ч пирит ихтэй ба пирит багатай гэж ялгагдахаар байна.

Пирит ихтэй грейзений хөндийлжид кварц-молибденит, пирит багатай грейзений хөндийлжид кварц-вольфрамит-молибденит -пирит-халькопирит үүссэн гол ялгаатай байна. Уурхайн овоолго дээжүүдэд энэ хоёр төрлийн грейзен давхардан үүссэн хил зааг харагдана (Зураг.3.4 а).



Зураг. 3.4. а- пирит ихтэй ба пирит багатай грейзений төрлүүд ба молибденит ба вольфрамитын талстуудтай хөндийлжүүд, б- пирит ихтэй үүссэн молибдениттай, багатай грейзенд үүссэн вольфрамиттай хөндийлжүүдийн цуварсан тогтоц

Пирит ихтэй грейзенд хоёр генерацийн кварц ба пирит тогтоогдоно. Эхний генерацид кварцын гетеробластууд хар саарал өнгөтэй, 2.6-4.8 мм диаметртэй, изометрлэг хэлбэртэй ба түүнтэй хамт давхардсан тогтоцтой биотит, мусковитын туузууд болон 1.5 x 1.5 - 4.0 x 4.0 мм хэмжээтэй пиритын шигтгээнүүд үүсчээ. Пиритын шигтгээнүүд бөөгнөрсөн тогтоцтой болно. Эдгээрийн хооронд 0.2-0.5 мм хэмжээтэй кварц, мөн ийм урттай биотит, 0.1 x 0.1 - 0.3 x 0.3 мм хэмжээтэй пиритийн ассоциаци үүссэн байна. Сүүлийн энэ генерацид молибденитын нимгэн хуудасууд тогтоогдоно. Пиритийн шигтгээ талстууд грейзений 30-35% эзлэнэ.

Энэ грейзений хөндийлжид кварц- молибденитын талстууд үүсчээ.

Пирит багатай грейзений төрөлд кварцын талстууд хоёр генерацар үүссэн бол пирит зөвхөн сүүлийн генерацид үүссэн байна. Эхний генерацийн кварцын талстууд мөн адил 2.6-4.8 мм диаметртэй ба эдгээртэй хамт биотит, мусковитын туузууд ба вольфрамитын зүүлэг талстуудаас тогтсон агрегатууд үүсчээ. Агрегатын хэмжээ 1.5 x 1.3 - 2.0 x 2.2 мм ба сарнисан тогтоцтой бага агуулгатай болно. Эдгээрийн хооронд 0.1 x 0.1 - 0.4 x 0.4 хэмжээтэй кварц – пиритын талстууд биотит-мусковитын хайрсууд үүсчээ. Пирит багатай грейзений хөндийлжид кварц- вольфрамит-молибденит-пирит-халькопиритын ассоциаци тогтоогдоно. Молибденитын зарим талстууд ферромолибдат хувирчээ.

Хөндийлжүүд янз бүрийн хэлбэр хэмжээтэй ба цуварсан тогтоцтой байна. Грейзенүүдийн заагтай дээжинд молибденит ба вольфрамитаар дүүргэгдсэн хөндийлжүүд цуурлын нэг бүсээр үүссэнээс нэг цаг агшины хөндийлжүүд мэт цуварсан тогтоц бий болжээ (Зураг.3.4б).

Пирит ихтэй грейзений хөндийлж дан молибденитээр дүүргэгдсэн, эсвэл хөндийлжийн төвд байхаас гадна молибденит кварцын друзуудыг эмжиж ургасан тогтоцтой байна (Зураг.3.5а). Хөндийлжид молибденитийн нимгэн хуудсууд давхардан үүссэн ба зарим хэсэгт хагас дэвүүр хэлбэрийн агрегат тогтоогдоно. Грейзенийг зүссэн нарийн ан цавын систем -халькопирит-пирит- молибденитийн ассоциациар дүүргэгджээ (Зураг. 3.5б).



Зураг. 3.5. а- хөндийлжийн кварцын друзуудыг эмжиж ургасан молибденит, б- грейзенийг зүссэн ан цавын халькопирит-пирит-молибденитийн шатны хүдэр

Катакласт бутлалтын бүсийн хүдэржилт

Кварц-молибденит-пирит-вольфрамитын ассоциаци нь грейзенжсэн гранитыг буталж, бутлалтын ан цавд кварц-мусковитын судалууд үүссэн байна. Бутлалтын ан цавын системд эмх замбараагүй тогтоцтой молибденитын жижиг хайрсууд багаар пирит ба вольфрамитын талстууд төдийгүй ан цаваас салаалсан цуурлууд ч молибденитын жижиг хайрсуудаар дүүргэгдсэнийг тогтоов (Зураг.3.6а,б).



Зураг. 3.6. а- бутлагдсан гранитын бутлалтын ан цавыг дүүргэсэн молибденит-пиритын ассоциаци б-ан цавыг дүүргэсэн молибденит-пиритын ассоциаци ба кварц-пиритийн судал

Энэ төрлийн хүдэржилт хялгасан судалд тогтоогдох ба судлын кварц тунгалаг цайвар өнгөтэй ба судалд мусковитын хайрсууд, молибденитын нимгэн хуудсууд бөөгнөрсөн тогтоцтой байна. Судалд багаар пиритын жижиг талстуудын бөөгнөрөл тэмдэглэгдэнэ. Энэ төрөл зөвхөн ан цавд бус судалд үүссэн байна. Тухайлбал, пиритын томоохон идиоморф талстууд бүхий молибденитын ассоциацийг грейзенжсэн гранитын ан цавд харж болно (Зураг. 3.5б).

Сульфидын шатны хүдэржилт

Хүдэржилттэй грейзенийг зүссэн ан цавын кварцын судлууд нь халькопирит-пиритийн ассоциаци бүхий дан сульфидын хүдэржилттэй байна. Судлын кварц нь сүүн цагаан өнгийн кварцын судалд халькопиритын гипидиоморф ба идиоморф том талстуудын бөөгнөрсөн агрегат үүсчээ (Зураг. 3.7). Энэ ассоциаци нь хүдэржилтийн сульфидын шатанд хамрагддаг болно. Өөрөөр сульфид хүдэржилт

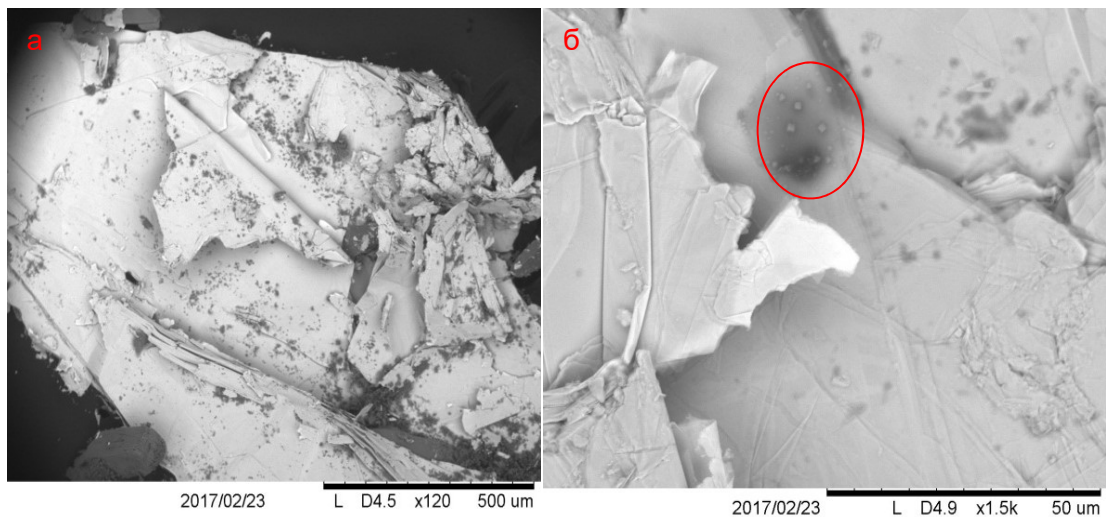
нь ховор метал буюу молибденит-вольфрамын хүдрийн дараа үүссэн болохыг
ТОГТООВ.



Зураг. 3.7. Кварцын судал дахь халькопирит-пиритын ассоциаци

ВОЛЬФРАМИТЫН НАЙРЛАГА

Өвөрбаян ордын грейзений ба судлын шатны молибденитийн (MoS_2) найрлагийг урьдчилан тогтоох зорилгоор ГУУС-Нагояа Их Сургуулийн хамтарсан судалгааны лабораторид хийсэн SEM -EDX шинжилгээг дор толилуулав. Пирит ихтэй грейзений хөндийлжийн молибденит нь хуваагдлын дагуу тод илэрсэн нимгэн хуудаслаг тогтоцтой ба жигд найрлагатай байна (Зураг. 3.8а). Молибденитын Mo:S харьцаа 60:40 орчим байдаг байна.



Зураг. 3.8. а- Өвөрбаян ордын пириттэй грейзений хөндийлжийн молибденитын хуудсархаг бүтэц, б- молибденит дотор агуулагдах пиритийн талстуудын хэлбэр

Энэ ордын молибденит мөн ийм найрлагатай бололтой хэд хэдэн цэгт рентгений өдөөлтөөр зөвхөн энэ хоёр элемент тогтоогдов. Гэсэн ч элементүүдийн пик нэг зурвас дагуу тул ойролцоо тоон утга авч үл чадав. Харин Si өөр хольц элемент үл илрэв. Харин түүн дотор пиритын бичил талстууд (улаан тойргоор хүрээлэв) агуулагджээ байна (Зураг. 3.8б). Харин гранитыг буталж ан цавд талсжсан молибденит ба идиоморф пиритийг хүрээлэн үүссэн молибденитууд дээрхитэй адил найрлагатай бол судлын кварц доторхи молибденитэд рентгений өдөөлтөөр бага зэрэг хар тугалга (Pb) илрүүлэгдэв.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ

- Борзаковский Ю.А. 1973. Верхнетриасово-нижнеюрские интрузии Югодзырский и Халцзанульский комплексы //в кн. Геология Монгольской Народной Республики II, Москва, 397-405.
- Борзаковский Ю.А. и Хасин Р.А. 1973. Шарахадский интрузивный комплекс //в кн. Геология Монгольской Народной Республики, II . Москва, 384-392.
- Батжаргал Ш., Лхамсүрэн Ж. 1979. Особенности этапов и стадийности оруденения Югодзырского месторождения. МУИС- Минералогийн музейн эрдэм шинжилгээний бүтээл 6, 87-103.

СУДАЛГАА 4

ЗАВХАНЫ ЭХ ГАЗРЫН БИЧИЛ ТЕРРЕЙНИЙ АККРЕЦИЙН БҮСИЙН ӨНДӨР ДАРЛТЫН МЕТАМОРФ ЧУЛУУЛГИЙН СУДАЛГАА

Төсөлд хамруулан судлах шалтгаан:

Өмнөд Монгол нь арал-арлын нийлэмжээс бүтсэн ч эх газрын блокийн тасархайны суурьтай байдаг байна. Гэтэл Өмнөд Монголд эх газрын суурын судалгаа хийгдээгүйг энэ төслийн санаачлагч тал сонирхож Монголын нутагт тогтоогдсон эртний эх газраас тасарч салсан хэсгүүд байх боломжтой /микро континент/ саналыг дэвшүүлж байгаа болно. Иймээс Завхан террейны үлдэгдэл нь Хятад улсад үргэлжлэх Өмнөд Монголын бүсийн суурь байх магадлалтай болох эсэхийг харьцуулах зорилгоор энэ судалгааг хийв.

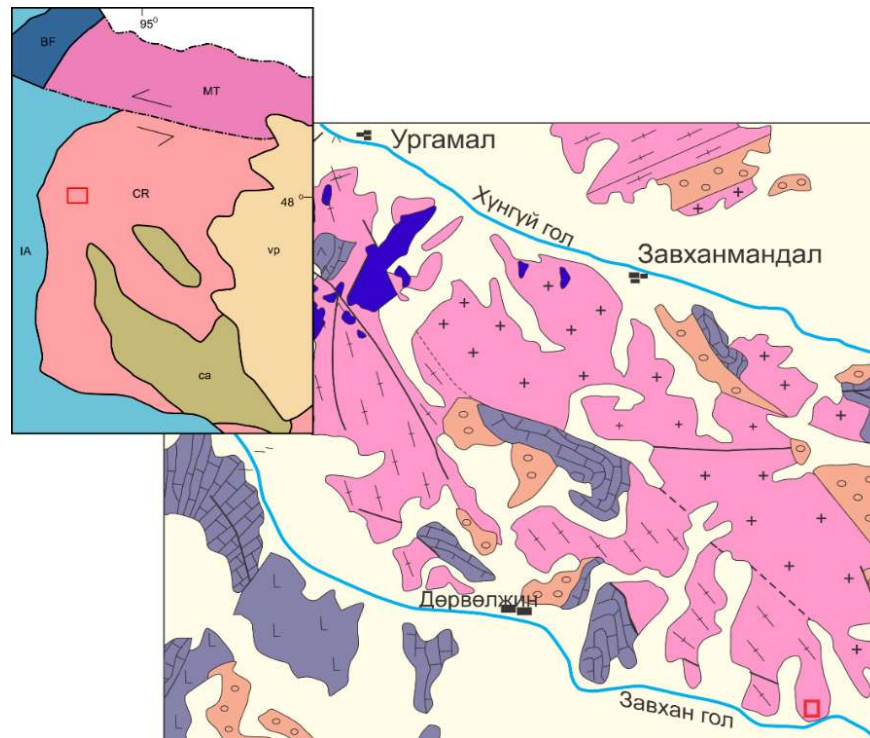
Завхан аймгийн Дөрвөлжин сумын нутагт тархсан хувирмал чулуулаг нь микроконтинентын террейнд ялгагджээ (Badarch et al.,2002). Иймд Завхан аймагт тогтоогдсон микроконтинентын террейны метаморф чулуулгийн найрлага ба геохронологийг тогтоох зорилгоор судалгаа хийж зохих дээжүүдийг авав. Ялангуяа өндөр даралтын экологит ба хөх занарын метаморф чулуулгийн судалгааг хамтрагч тал сонирхож байгаа болно.

Их даралтын метаморф чулуулгийн судалгаа:

Экологит нь их даралтын метаморф чулуулаг бөгөөд Монгол орны хэмжээнд ховор бөгөөд 2-3 илрэл бүртгэгдээд байна. Эхний олдворыг Чехийн геологичид Говь-Алтай аймгийн Чандмань сумын нутагт илрүүлжээ (Stípská et al.,2010). Энэ экологитод Ar/Ar - 510 сая жилийн нас тогтоогдсон ба Нуурын террейн нь Өмнөд Монголын аралтай нийлж аккрецилагдах процессоор үүссэнд тооцогддог (Stípská et al.,2010). Чандманийн экологитийн бүтэц, бүрэлдэхүүн, химизм ба гарал үүслийг док. Жавхлан Японы Шимане Их Сургуульд судалж геол.ш.у-ны докторын зэрэг хамгаалсан болно (Otgonkhuu, 2007).

Харин Завхан террейнд илэрсэн экологитийн илрэлийг докторант Ч.Эрдэнэжаргалын 2017 оны хээрийн судалгаагаар олдсон бөгөөд Японы Нагояа Их Сургуулийн док. Kosuke нартай хамтран судалж нас тогтоож хэвлүүлсэн байна (Kosuke et al., 2020).

Энэ эклогит нь Ургамал формацид тогтоцтой тул Ургамал эклогитоор нэрлэжээ(Kosuke et al., 2020). Ургамал эклогитийн байршилыг террейн тектоникийн схем болон геологийн схем зурагт үзүүлэв (Зураг.4.1)



Зураг.4.1. Ургамал эклогитийн Завхан террейн (Badarch et al.,2002) дэх ба геологийн схем зураг дахь биетийн гаршийн байршил

Судалгаагаар U-Th-Pb 1132.52 ±32 миллиард жилийн нас тогтоогджээ (Kosuke et al., 2020). Гэвч энэ насыг Завханы террейнд ажилласан Оросын эрдэмтэд эргэлзэж байгаа болно. Үүний улмаас докторант Ч.Эрдэнэжаргал, геологич Б.Баттулгатай хамтран сансрын зурагт тайлалт хийж Ургамал эклогитийн үргэлжлэлд экологитын биет илрүүлсэн болно.

Эклогит нь кварц-хээрийн жонш- мусковит-биотиттой метаседиментэд байршсан байна (Зураг.4.1). Метаседиментүүдийн занаршилт өргөрөг дагуу чиглэлтэй байхад экологитын биетүүд нь түүний суналд хөндлөн БХ чигтэй параллель хагарлуудаар цуварч тогтсон будинаж хэлбэртэй ба зарим будинажид фолешнтэй байна (Зураг.4.2а,б).

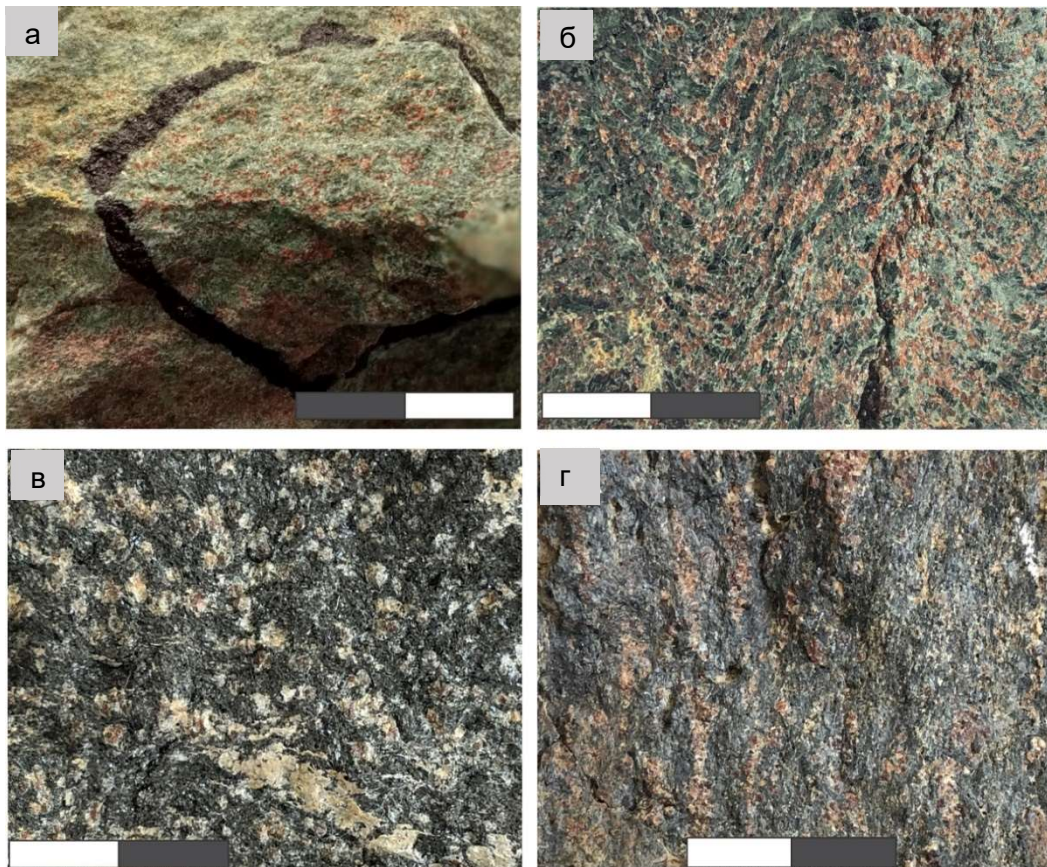
Дан гранат-омфацитийн бүтэцтэй экологитийн будинаж цөөн бөгөөд ихэнхи будинаж ба линзүүд гранат-омфацит-амфиболын найрлагатай байна. Амфибол нь харавтар өнгөтэй зүүлэг, баганалаг хэлбэртэй байна. Ховроор цайвар өнгийн гялтгануур харагдана.Метаседимент дотор экологитийн биет дагуу габбро, серпентинит төдийгүй плагиогранитын үлдэгдэлүүд тэмдэглэгдэнэ.



Зураг.4.2. а-Ургамал экологитийн биетийн гарш, б-гранат ба омфацитын линеишн ба фольацийн хавтгай

Будинажууд багавтар гарш үүсгэх ба будин болгонд экологитийн найрлага өөр өөр байна. Цөөн тооны будинд амфиболын хувиралд автагдаагүй омфацит гранаттай экологит (Зураг.4.3а) тогтоогдох бол ихэнхи гаршид амфибол > омфацит-гранатын

бүтэцтэй эклогитууд тэмдэглэгдэв (Зураг.4.3б). Эклогитийн гаршид омфицит цайвар ногоон өнгөөрөө, гранат улаан хүрэн өнгөөрөө, амфибол хар өнгөөрөө ялгарна (Зураг.4.3а,б). Зарим будинажид микро атираанд автагджээ. Зураг 4.3в,г-д амфиболд хувирсан эклогитийг харуулав.

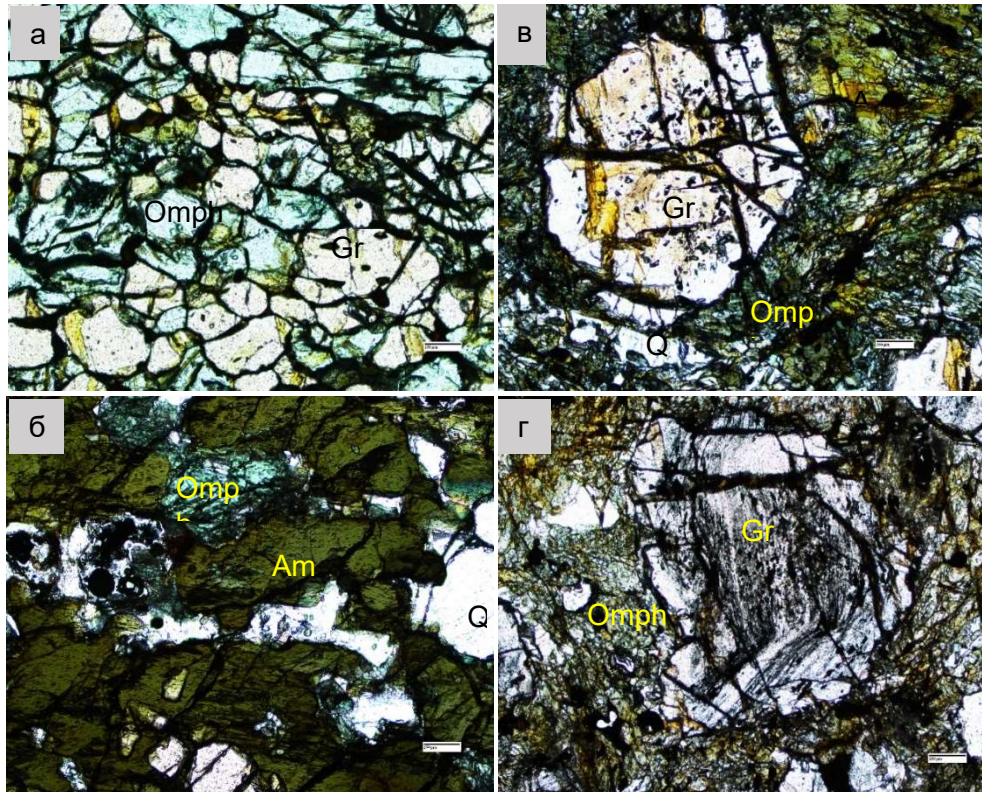


Зураг.4.3. Эклогитийн найрлага: а,б-омфацит-гранаттай, в,г- амфибол> гранат-омфациттай эклогит

Эклогитуудын петрографийн судалгаа

Петрографийн судалгаагаар жигд бус нематобласт структуртэй эклогитаас гадна порфиробласт структуртэй эклогитууд тархсан нь тогтоогдов. Гранатууд порфиороор үүссэн байх ба эдгээр нь хагарч цуурсан (Зураг.4.4а,б,в,г) байхаас гадна деформацид автагдаж эргэлдэх хөдөлгөөнд автагдсан байна (Зураг.4.4г). Омфацит нь цайвар ногооноос өнгөгүй тунгалаг плеохроизмтай болно (Зураг.3.5а). Гранат нь хагарч цуурсан төдийгүй, бүслүүрлэг бүтэцтэй байна (Зураг.4.4в,г).

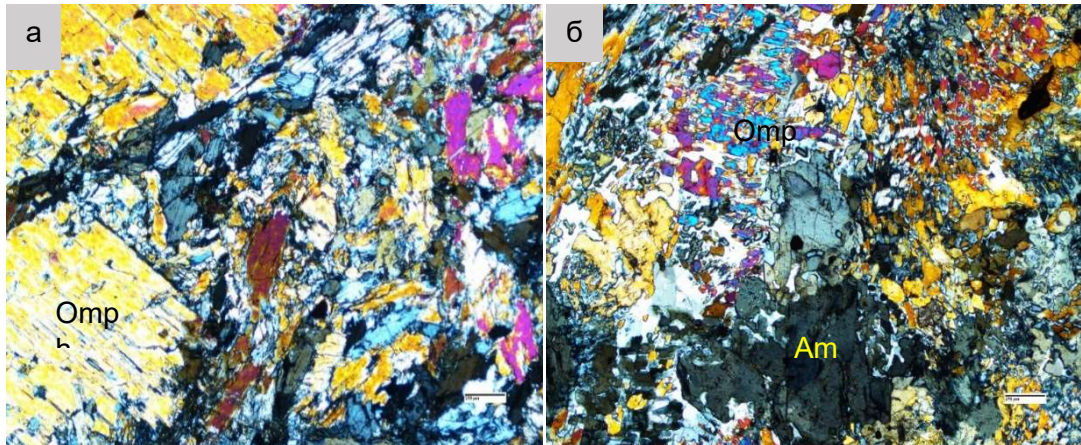
Хоёрдогч эвэрхуурмаг нэвтэрсэний улмаас омфацитийн анхдагч хэлбэр алдагдсан байна (Зураг.4.4в,г). Эвэрхуурмаг нь тод хар ногооноос ногоон өнгийн интерференцийн өнгөөрөө ялгарна (Зураг.4.4б). Деформацлагдсан гранатын дотор магнетит/ильменит зэрэг төмөрлөг эрдсийн шороолог агрегатын бөөгнөрөл үүссэн байна.



Зураг.4.4. Эклогитийн бүтэц: а-гранат-омфациттай эклогит (анализаторгүй), б- 2-догч кварц-амфиболын дунд хадгалагдсан омфацит(анализаторгүй), в- гранатын порфиробласт ба 2-догч амфибол нэвтэрсэн омфацитын үндсэн хэсэг (анализаторгүй), г- деформацийн хүчний нөлөөгөөр эргэлдэж байршсан гранатын порфиробласт (анализаторгүй)

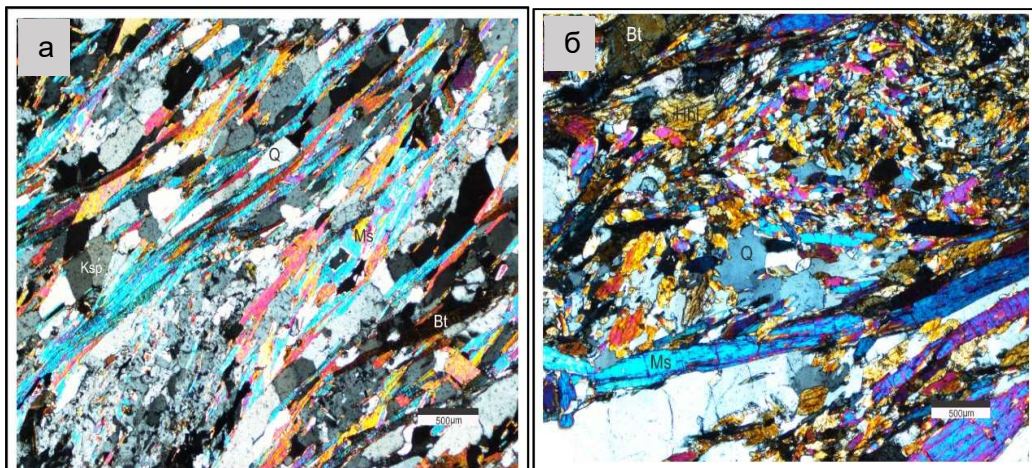
Зураг 4.5г д анхдагч омфацит нь хоёрдогч гаралтай амфиболоос цайвар ногоон өнгөөрөө ялгарна. Зарим биетийн судалгаагаар эклогит бүрдлийн термодинамик нөхцөл тогтвортой бус тектоник хөдөлгөөний нөлөө байсан нь харагдана. Тухайлбал, порфиробласт омфацитын зах ирмэгүүд үндсэн хэсгийн бүтцээр түрэгдсэн төдийгүй үндсэн хэсэг 2 шатны бүрдэлтэй байна (Зураг.4.5а). Голчлон матриксийн омфацитийн бүтэц задарч симплектит структур үүсчээ (Зураг.4.5б).

Симплектитээр амфиболууд үүсчээ. Үүний улмаас омфацитын порфиробластууд хэсэгчлэгдсэн төдийгүй, зах хэсгээрээ түрэгдсэн байна. Эклогитуудын будинажуудыг агуулагч Ургамал метаморф формацийн зарим дээжээс шлифийн судалгаа хийв. Уг формацид гнейсээс занарын фазын метаморф чулуулаг бичигддэг болно.



Зураг.4.5. Эклогитийн бүтэц: а-үндсэн хэсгийн бүтцээр түрэгдэж коррозид автагдсан омфацитын порфиробласт, б- омфацитын порфиробластын симплектит структур

Нүдэн текстуртэй пара гнейсст кварцын порфиробласт энэ текстурыг үүсгэжээ. Кварцын нүдэн текстурыг тойрон урт сунасан кварцын талстууд төдийгүй мусковитийн туузууд талсжсан ба эдгээртэй хамт жижиг гранобласт хээрийн жонш ба кварцын талстууд үүссэн байна. Кварцын порфиробласт деформацичлагдаж дахин талсжжээ (Зураг.4.6а).



Зураг.4.6. а-нүдэн текстуртэй парагнейсс, б- гялтганууртай занарын бүтцүүд

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТОНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ
ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ

Гялтганууртай занарт урт туузан мусковит ба кварцын ассоциацитай мусковитийн ялтас, эвэрхуурмагийн жижиг нематобласт талстууд үелэн тогтсон байна (Зураг.4.6б). Аль аль занаруудад биотитын туузууд цөөн тоотой тэмдэглэгдэнэ.

Эклогит ба бусад меланж чулуулгийн химийн шинжилгээ Чулуулгийн химийн найрлагыг хүснэгт 1 -т үзүүлэв.

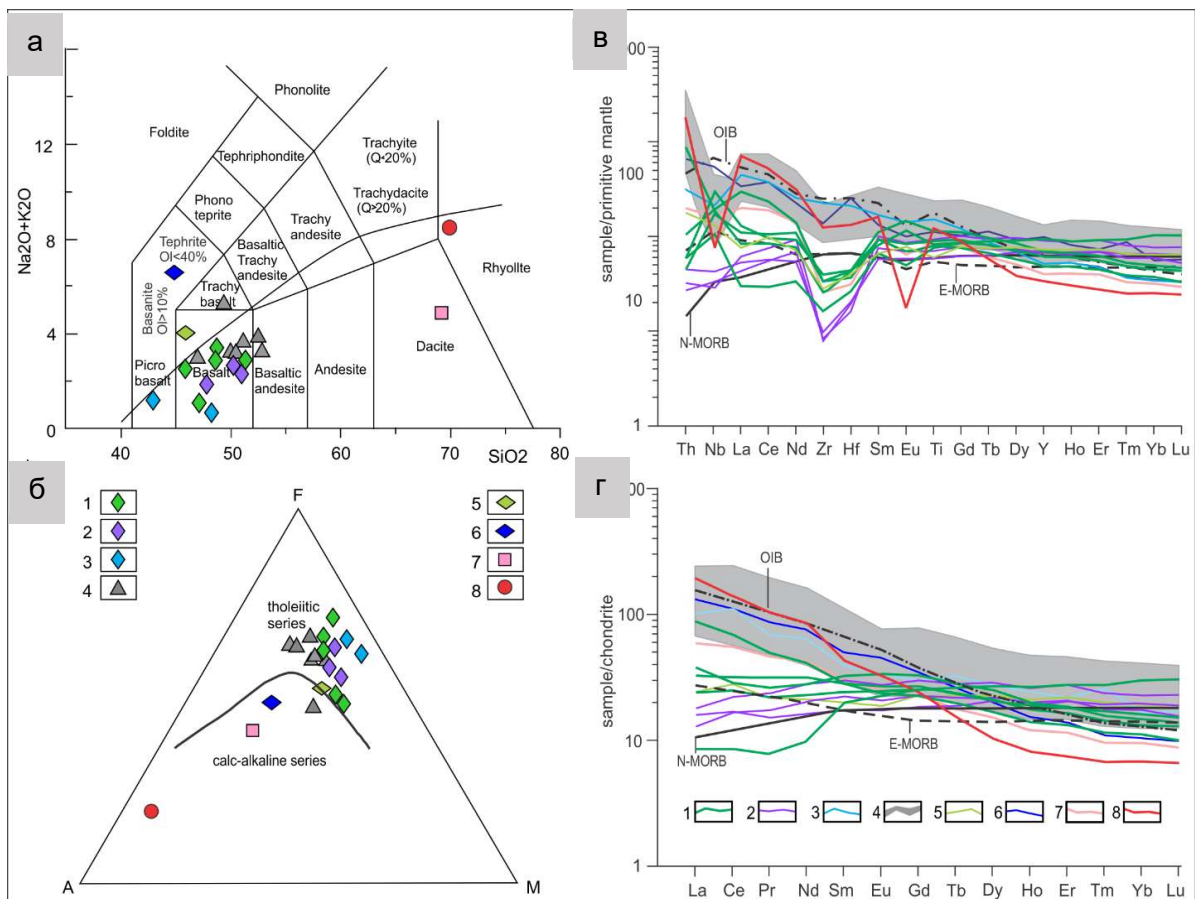
Хүснэгт 1.Ургамал эклогитийн химийн найрлага

lithology	ec	ec	ec	ec	ec	ec	ec	ec	ec	ec	trond	gabb	gnei	teph
sites	E	E	E	E	E	E	W	W	C	C	E	E	C	C
sample N	407/A	407/B	517	523	524	529/4	530/2	531/1	409/2	537/1	518	520	538	542
SiO ₂	50.97	45.23	48.72	48.90	47.40	48.14	50.89	50.42	48.03	42.19	69.64	45.84	69.21	44.79
TiO ₂	1.92	1.85	1.65	1.40	2.67	1.88	0.96	1.36	1.51	1.28	0.29	1.93	0.67	3.50
Al ₂ O ₃	13.59	14.76	15.16	14.56	15.00	14.49	14.29	14.18	12.95	15.54	15.12	15.07	13.97	16.66
FeO	13.51	16.16	10.95	10.40	16.30	13.81	11.64	12.17	13.46	17.83	2.15	13.20	4.97	11.16
Fe ₂ O ₃	1.50	1.80	1.22	1.15	1.81	1.53	1.30	1.36	1.49	1.98	0.24	1.46	0.55	1.24
MnO	0.21	0.24	0.15	0.12	0.22	0.21	0.19	0.21	0.35	0.74	0.03	0.21	0.12	0.17
MgO	5.70	6.31	7.36	8.08	5.38	6.08	7.14	6.45	8.18	8.51	0.84	7.56	2.48	4.40
CaO	10.68	11.77	11.35	11.32	10.62	11.37	10.48	10.70	12.38	9.98	2.29	10.04	1.91	7.64
Na ₂ O	2.72	2.36	2.49	2.57	0.73	1.73	2.13	2.33	0.51	0.84	4.60	2.39	2.20	4.41
K ₂ O	0.03	0.24	0.41	0.57	0.25	0.18	0.28	0.35	0.07	0.28	3.88	1.44	2.72	2.36
P ₂ O ₅	0.164	0.066	0.111	0.183	0.193	0.066	0.106	0.163	0.241	0.011	0.126	0.006	0.138	0.653
total	101	100.7	99.56	99.25	100.6	99.49	9940	99.69	99.18	99.18	99.21	99.5	98.94	97.00
LOI	-0.05	-0.15	0.87	0.81	0.10	0.85	1.05	0.57	1.09	1.22	0.51	1.07	1.27	3.09
Elements (ppm) by XRF														
V	354.0	366.5	293.5	265.0	392.1	412.7	341.4	295.6	380.0	235.1	29.4	299.1	231.8	167.0
Cr	109.6	105.4	405.1	385.3	68.7	103.2	110.8	275.6	103.6	177.8	3.9	70.8	394.8	1.7
Co	44.8	51.3	39.7	38.7	36.7	37.8	43.0	52.6	34.1	29.9	3.8	23.2	38.4	30.5
Ni	56.0	60.4	133.8	130.8	23.1	39.8	74.9	93.9	54.3	33.9	4.3	29.8	139.7	10.6
Cu	53.5	86.8	105.2	123.5	69.4	37.8	49.5	39.7	66.7	21.9	5.6	83.2	137.4	31.7
Zn	90.7	103.5	62.4	51.2	138.1	88.5	95.2	93.1	89.9	71.3	51.8	128.2	51.4	92.6
Rb	8.7	7.5	5.4	7.9	2.4	4.8	6.1	6.9	3.8	3.8	60.0	37.7	15.0	30.2
Sr	65.3	72.6	101.2	130.9	111.6	97.4	111.4	147.0	159.8	38.8	2633.5	155.2	140.6	1069.6
Y	43.3	30.7	28.5	22.5	32.0	41.6	30.9	31.4	33.3	82.1	14.5	45.7	18.5	23.9
Zr	18.5	28.4	38.3	38.0	44.9	9.6	10.8	9.0	31.7	21.2	131.6	156.8	29.1	256.1
Elements (ppm) by ICP-MS														
Nb	7.7	13.7	14.0	12.4	21.6	2.1	3.1	2.4	3.2		5.4	40.1	11.7	15.2
Mo	0.1	0.3	0.6	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4		0.4	1.3	0.5	1.0
Cs	0.3	0.2	0.1	0.13	<lod	0.14	0.13	0.14	0.17		0.6	0.6	0.3	2.1
Ba	69.0	54.3	47.2	52.1	33.0	54.6	208.9	33.5	73.7		2678.2	395.1	78.8	432.8
W	0.7	0.8	0.7	1.0	0.7	0.6	0.3	0.3	0.7		0.1	1.9	0.9	0.1
Pb	2.5	3.8	3.9	2.5	4.9	3.9	2.8	3.6	9.2		74.1	12.7	3.0	2.1
Hf	0.8	1.4	1.4	1.2	1.4	0.5	0.6	0.6	1.3		3.9	8.1	1.0	6.5
Ta	0.8	0.8	1.0	0.8	1.2	0.1	0.2	0.2	0.2		0.4	3.3	0.7	0.5
Th	0.5	0.9	7.7	0.4	0.5	0.3	0.4	0.2	3.6		14.3	5.7	1.7	2.7
U	0.1	0.4	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.1	1.2		3.3	1.2	0.6	0.8
La	2.0	5.7	20.8	7.7	9.0	4.3	3.7	3.0	5.7		46.8	23.8	13.9	31.0
Ce	5.3	15.1	42.0	19.0	17.4	13.5	10.3	10.1	17.2		88.1	67.3	33.6	68.11
Pr	0.7	2.1	4.7	3.0	2.5	2.2	1.4	1.6	2.0		10.1	6.5	4.4	8.2
Nd	4.5	10.6	19.0	14.9	12.9	12.8	7.7	9.4	9.8		40.6	29.9	19.6	35.3
Sm	3.0	3.7	4.2	4.2	4.9	4.5	2.7	3.4	3.0		6.7	5.9	4.6	7.6
Eu	1.3	1.4	1.5	1.4	1.9	1.6	1.0	1.2	1.1		1.9	1.9	1.5	2.6
Gd	5.1	5.2	5.5	4.6	6.7	6.1	3.7	4.7	4.6		5.1	6.1	4.6	7.2
Tb	1.0	0.9	0.9	0.7	1.0	1.0	0.7	0.8	0.8		0.6	1.2	0.7	1.0

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ

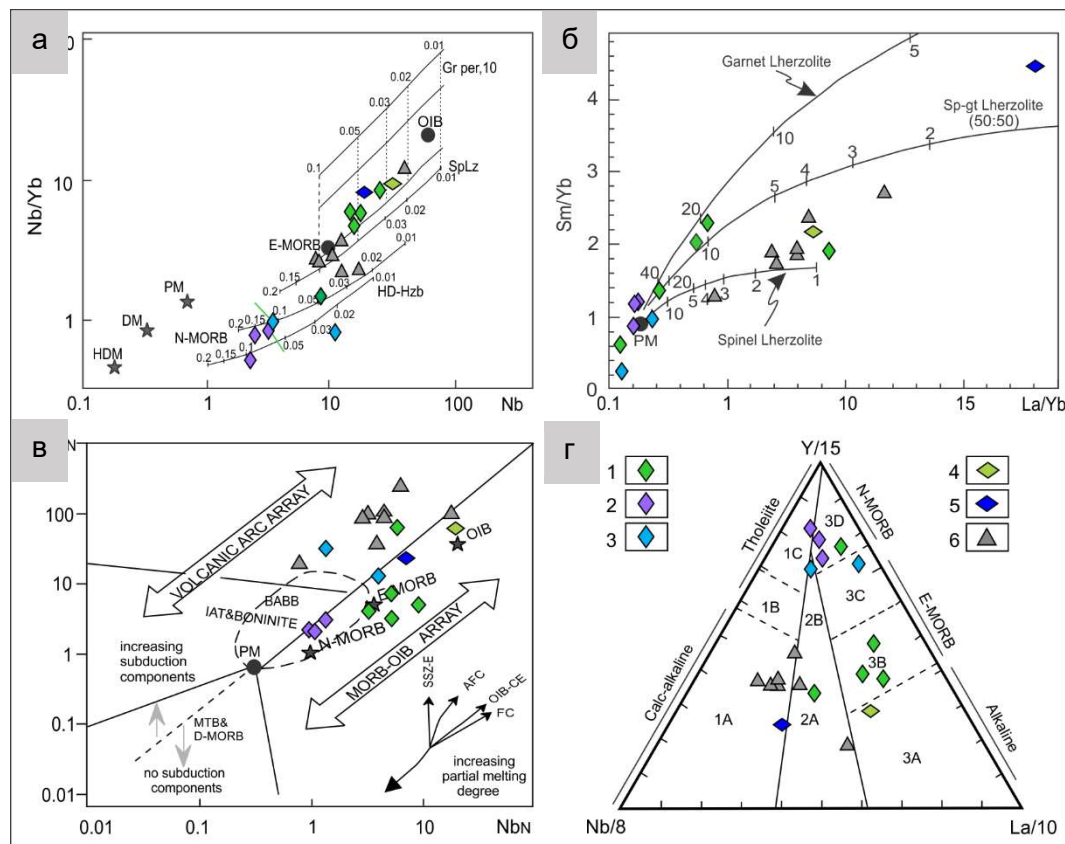
Dy	6.8	5.3	5.3	4.3	6.3	7.3	5.1	5.5	5.7		2.7	6.8	3.8	5.1
Ho	1.5	1.0	1.0	0.8	1.1	1.5	1.1	1.1	1.2		0.5	1.3	0.7	0.9
Er	4.6	3.0	2.7	2.2	3.0	4.5	3.3	3.4	3.6		1.3	3.6	1.9	2.3
Tm	0.7	0.4	0.4	0.3	0.4	0.6	0.5	0.4	0.5		0.2	0.6	0.2	0.3
Yb	5.1	2.7	2.2	1.9	2.5	3.8	3.3	2.9	3.2		1.2	2.8	1.6	1.7
Lu	0.8	0.4	0.3	0.3	0.3	0.6	0.5	0.4	0.5		0.2	0.4	0.2	0.2

Ургамал эклогитийн талаар нийтлэгдсэн анхны өгүүлэлд (Kosuke et al., 2020) уг эклогитийг бүтээгч минералуудын химийн шинжилгээ ба үүссэн үеийн даралт температурыг тогтоосон билээ. Химийн шинжилгээг энэ өгүүлэлд тусгаагүй тул бид дахин дээжилж эклогитийн химийн шинжилгээг Английн Лейчестерийн Их Сургуулийн Геологийн салбарын геохимийн лабораторид шинжлүүлж үр дүнг энэ тайланд нэгтгэн үзүүлэв. Доорхи диаграммуудад өмнөх онуудад тогтоогдсон Ургамал эклогитийн химийн шинжилгээг Японы Тохоку Их Сургуульд хийсэн химийн найрлагатай харьцуулан буулгав. Диаграмм дахь таних тэмдэгүүд петрографийн хэсэгт бичсэн найрлагууд болно.



Зураг.4.7. а-Ургамал эклогитийн SiO₂-Na₂O+K₂O (Le Maitre et al., 2002) , б-AFM, в-ховор элементүүдийн тархалтын, г- ГХЭ ийн тархалтын диаграммуудад дахь байршил

Чулуулгийн ангилалын (Le Maitre et al., 2002) диаграммд Ургамал эцлогит нь гранат-омфациттай, гранат омфацит-амфиболтой бүтээс үл хамааран базальтын найрлагатай тохирч байна (Зураг.4.7а). Харин Ургамал эцлогитийн орчинд тогтоогдох бусад меланжууд болох тефрит, габбро нь шүлтлэг базальтын найрлагатай бол, агуулагч занар нь дацитын буюу хүчиллэг чулуулгийн найрлагатай байна. Харин трондьемитийн меланж нь риолит буюу гранитын найрлагад тохирчээ (Зураг.4.7а). Ангилалын AFM диаграммд (Irvine and Baragar, 1971) эцлогитууд толеитын эгнээний найрлагыг заах ба дээр дурьдсан тефрит, габбро, занар, трондьемитууд нь шүлтлэг чулуулгийн эгнээнд бууна (Зураг.4.8б). Ургамалын өмнөх онуудад судлагдсан химийн шинжилгээг Sun & McDonough, нарын (1989), тогтоосон анхдагч манти ба хондритын агуулахад харьцуулсан ховор ба газрын ховор элементийн тархалтаараа N-MORB ба E-MORB ийн фракцжилттай тохирч байна. Гарал үүслийн Nb-Nb/Yb (Bedard, 1994), La/Yb-Sm/Yb (Aldanmaz et al, 2000),



Зураг.4.8. а-Ургамал эцлогитийн SiO₂-Na₂O+K₂O, б-AFM, в- Nbt-ThT диаграмм дахь дээжүүдийн байршил, г- Nb/8-Y/15-La/10 диаграмм дахь дээжүүдийн байршил

NbN-ThN (Saccani, 2015), ба Nb/8-Y/15-La/10 (Cabanis and Lecolle, 1989) диаграммуудад N-MORB ба E-MORB гаралтай базальтуудын мантид шургасан шургалтын хувирлаас Ургамал эклогит үүссэн нь батлагдана (Зураг.4.8в,г).

ДҮГНЭЛТ

Ургамал эклогит нь Нуурын бүсийн арланнумын террейн Завханы эх газар луу шахагдан субдукцилэхэд шургасан далайн арлан нумын хэт суурилаг, суурилаг чулуулгийн гүний метаморфизмоор үүсчээ.

Арлан нумын базальтууд анхдагч химизмийн онцлогоо бараг хадгалсан байна. Хани габбро, тефрит, трондьемит зэрэг меланжууд нь шүлтдэгдүү найрлагатайгаараа хөгжсөн арлан нумын чулуулаг болохыг илтгэнэ.

Ургамал эклогитод тогтоогдох U-Th-Pb 1132.52 ±32 миллиард жилийн нас нь энэ цаг үеэс 2 террейн хуоронд аккрецийн процесс явагдаж байсаныг гэрчилнэ.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ:

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67-95.

Badarch, D., Cunningham, D.W. and Windley, B. (2002) A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 87–110.

Bédard, J.H., 1994, A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids: *Chemical Geology* 118, 143–153.

Cabanis, B., and Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l' Academie des Sciences*, 309, 2023-2029 (in French with an English abstract).

- McDonough, W.F., and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Otgonkhoo, J., 2007. Metamorphism of eclogites and associated metamorphic rocks in Chandman district, Lake zone, SW Mongolia. Thesis in the D. Sc at the Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Shimane University, Japan. 142 pp.
- Saccani, E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6, 481–501.
- Stípská, P., Schulmann, K., Lehmann, J., Corsini, M., et al. (2010) Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: evidence that the Palaeo–Asian Ocean suture extends further east than expected. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 915–933.
- Javkhlan, T.O., Takasu, A., Kabir, M.F. and Batulzii, D. (2014). K–Ar ages of amphibole–rich metamorphosed veins in eclogite bodies from the Lake Zone, SW Mongolia. *Earth Sciences (Chikyu Kagaku)*, 68, 89–96.
- Javkhlan, T.O., Takasu, A., Kabir, M.F. and Batulzii, D. (2019). Multiple Metamorphic Events Recorded within Eclogites of the Chandman District, SW Mongolia. *Minerals*, 9, 465, doi: 10.3390/min9080495

СУДАЛГАА 5

СЭЛЭНГЭ, НОМГОН ҮЕЛЛЭГ ГАББРО ИНТРУЗИВ МАССИВЫН ГЕОЛОГИ, ГЕОХРОНОЛОГИЙН СУДАЛГАА

Судалгааны зорилго

Төсөлд оролцогч профессор Qin Kezhng нь Пермийн настай үеллэг габбро массивын судалгаа хийдэг ба үеллэг габбро массивыг судлахыг хүссэн болно. Миний бие өмнө нь Сэлэнгэ аймгийн нутагт илэрсэн Номгон габбро массивт судалгаа хийж байсан ба габбро биетээс үнэмлэхүй нас хурдан тогтоох боломж гарсаныг ашиглан Номгон массивыг сонгон авч геологийн судалгаа хийсэн болно.

Номгон массивын геологийн судалгаа ба 2021 оны шинэ судалгаа

Номгон массив нь Сэлэнгэ аймгийн Баруунбүрэн сумын төвөөс баруун дэргэд оршино. Баруунбүрэн сум нь Орхон-Сэлэнгийн вулкан бүсийн салбар хотгорт байршдаг байна (Моссаковский, Томуртогоо,1976). 1960-70-аад онуудад ноёрхож байсан геологийн шинжлэх ухааны онол баримтлалын дагуу габброид биетүүд нь түрүү палеозой түүнээс эртний насны түвшинд ялгагддаг байв. Энэ ойлголтоор Орхон Сэлэнгэ, Дархан, Эрдэнэтийн сав газарт тархсан габброид биетүүд нь кембрийн цаг үед ангилагдсан байв (Геологическая.,1972). 1980-иад оноос Монгол-Зөвлөлтийн хамтарсан геологийн экспедицийн бүрэлдэхүүнд үеллэг габброид биетийн сэдэвчилсэн судалгааны баг ажилласанаар Монгол орны баруун хэсгийн габброид биетүүдийн тархалтын зүй тогтолыг тогтоожээ. Үүгээр тогтохгүй, габброид биетүүдийн геологийн тогтоц, минералоги, геохимийн судалгааны үр дүнг “Габброидные формации Западной Монголии” /Баруун Монголын габброидын формац/ (Изох и др.,1990) бүтээлд нэгтгэсэн болно. Судлаачидын багын Сэлэнгэ аймагт тархсан габброидын судалгаа нь өмнөх үзэл бодолд өөрчлөлт авчирсан болно. Тухайлбал, Номгон массив нь Перм-Триасын вулкан чулуулгийн бүсэд орших ба сиенит зэрэг дайкуудаар зүсэгджээ. Судалгаагаар габбро биетийн вулканитыг зүссэн хил зааг тогтоогоогүй ч орон зайн байршилаар нь Сэлэнгийн вулкан-интрузив бүрдэлийн түрүү фазад ялгаж Р-Т₁ насанд шилжүүлжээ (Изох 1990). Үүнтэй уялдан Заамар, Баянголын хагарал дагуухи габброидын ихэнхи нь габброид биетүүдээс бусад нь дээрх насанд ангилагджээ. Зөвхөн Оорцог ба Дулаан зэрэг

“Тамир” группын массивууд өмнө оноогдсон Кембрийн насанд үлджээ (Карта геол. фор., 1989). Хожим нь Изох нарын, (1998) Sm-Nd геохронологийн судалгаагаар Номгоны габброноритод 256 ± 21 сая жил буюу хожуу Пермийн нас тогтоогдсон болно. 1990-ээд оны сүүлээр зохиогдсон Монголын геологийн картад (Монголын геол. карт, 1998) дээрх габброид биетүүдийг перм, кембри ба силурын насанд хуваагджээ. Энэ нь габброид интрузивуудыг агуулагч формацуудын насны ангилалтай холбоотой байв. Номгон массив нь Баруунбүрэн сумын урьд хэсгээр урсах Бургалтайн голын хойд эрэгт оршино. Изох нарын (1990) судлаачид массивын төв хэсгээр зүүн хойш чигтэй шулуун хагарал тэмдэглэсэн ба энэ хагарлын хоёр талд габброидоос бүрдсэн 2 биет байх магадлалтайг тэмдэглэжээ. Энэ хагарлыг баруун хойш чигтэй шаталсан хэлбэртэй хагарал шилжүүлсэн байна. (Зураг.5.1). Номгон массивын хэмжээнд дунд, том талстат троктолит, анортозит, габбро, гранитжсан габбро ба захын фацийн габбронорит зэрэг төрлүүд ялгагдана (Изох и др.,1990). Массивын захын фацн нь Landsite-ийн сансрын зурагт цасны нимгэн бүрхүүл бүрэн арилаагүйн улмаас цайвар фототонтой харагдана (Зураг.5.1). Харин троктолит, оливинтой габброидын ассоциаци нь гипсометрийн өндөр түвшинд хүрэвтэр өнгийн фототонноор ялгарна. Захын энэ бүслүүрт тогтоогдох жижиг, дунд том талстат плагиоклаз- амфиболтой бүтэц нь гранонематобласт болон урт зүүлэг



Зураг.51. Сэлэнгэ, Баруунбүрэн сумаас 3 км баруун тийш орших Номгон интрузив массивын Landsite спутникийн зураг.

талстуудын фибробласт структуртэй байна. Энэ нь плагиоклаз-амфиболтой контактын буюу хил заагийн хувиралтай /зона закалка/ төстэй харагдана. 2021 оны судалгаагаар захын фацийн бүсэд нүх сүвэрхэг текстуртэй базальтын хувирлаар үүссэн плагиоклаз-амфиболтой гарш тэмдэглэгдэв (Зураг.5.2).



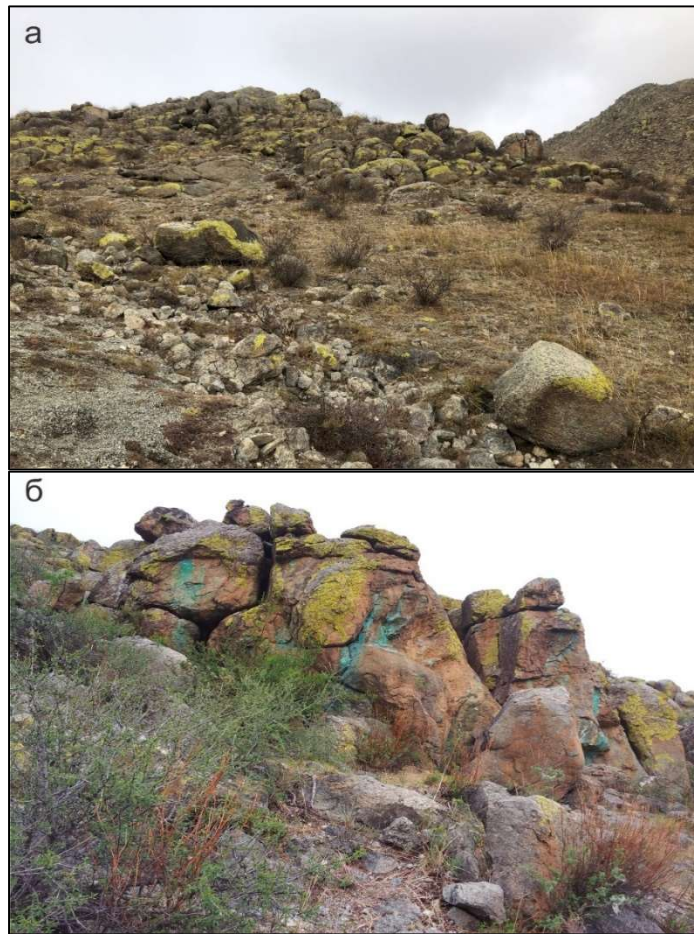
Зураг.5.2. Базальтын гадаргууд үүссэн плагиоклаз-амфиболтой хувирал. Энэ нь хөрөлтийн бүсэд үүссэн амфиболтой габброг төлөөлж байв. Нүх сүвэрхэг базальт ба түүний хувирлыг улаан шугамаар зааглав.

Базальт нь нүх сүвэрхэг төдийгүй түлэгдэж харласан ба түүний гадаргуу хэсэг нь плагиоклаз-амфиболын ассоциацид хувирсан нь харагдана (Зураг.5.2). Иймд энэ хувирал нь хил заагийн плагиоклаз-амфиболын фацийн хувиралтай дүйх юм. Хувирал нь тогтсон хэлбэрээ дагасан таксит структуртэй, баганалаг текстуртэйгээрээ сфероид текстуртэй габброидоос ялгагдана. Төвийн хагарлын баруун хэсэгт амфиболтой хувирал нь анортозитын нарийн апофизүүдээр зүсэгдсэн хил зааг тогтоогдоно байна (Зураг.5.4 а). Мөн бөмбөлөгөн текстуртэй анортозит ба троктолит нь плагиоклаз- амфиболын хувирал руу нэвтэрсэн үүний улмаас зааг орчим милонитжсон байна (Зураг.5.4б ба 5.4в). Энэ нь габброидыг үүсэхээс өмнө базальт зэрэг вулканитууд нь амфиболитод хувирсан байх магадлалтай байна. Габброидуудад, үеллэг массивын габброидод түгээмэл сфероид текстурээс гадна сунасан эллипс хэлбэрийн текстурууд тэмдэглэгдэнэ (Зураг. 5.4в,г). Сфероидын хэмжээнд найрлагаараа ялгарах нарийн үеүд тэмдэглэгдэнэ (Зураг.5.4в).



Зураг.5.4. а-анортозитын апофизүүдээр зүсэгдсэн базальтын хил заагийн хувирал , б- хувирлыг нэвтэлж тогтсон сфероид хэлбэртэй анортозит в- амфиболитын хувирал руу нэвтэрсэн анортозитын сфероидууд ба катакласт-милонитжсон хувирал г-троктолитын эллипс ба сфероид хэлбэрийн текстурууд

Зураг 5.5а-д үеллэг тогтоц харагдах ба харавтар өнгөтэй сфероидууд амфиболтой габброноритын, түүний дор харагдах цайвар сфероидууд нь троктолитын найрлагатай байна. Хагарлаас баруун талд баганалаг хэлбэрийн захын фацийн буюу амфиболитын гаршид ан цавын малахитын өнгөртэй (Зураг.5.5б) ба үүний улмаас Номгоны массивт зэсийн эрэл хайгуулын ажил явагдаж байжээ. Ерөнхийдөө габброидод халькопирит ба пентландитын цөөн шигтгээнүүд 0.5-2.5% орчим тогтоогдоно. Ялангуяа Номгон массивын зүүн хэсэгт чулуулгийн ан цаваар малахитын өнгөр ихтэй ба төвийн хэсэгт сульфид ялангуяа пентландитаар баян габбро тогтоогддог.



Зураг.5.5. а-үелэн тогтсон сфероид тогтоцтой амфиболтой габрронорит (хар бараан өнгөтэй) ба троктолит (цайвар

Изох нарын (1990) судлаачид шинээр зурагдаж буй хагарлын зүүн хэсгийн өндөр толгодод оливин-амфиболтой габброгийн үе ялгасан байна. Энэ нь оливинтой габброгийн биет хожуу явагдсан амфиболын метасоматитад автагдсанаас үүссэн байх боломжтой байна. Энэ үед тод ногоон өнгөтэй оливины 1.0 x 1.0 - 1.5 x 1.5 мм хэмжээтэй талстууд хар өнгийн зүүлэг амфиболын талстуудаар түрэгдсэн бүрхэгдсэн байна (Зураг.19). Амфиболжсон энэ бүтэц нь зүүн талын захын бүсэд үргэлжлэнэ. Мөн энэ талд пентландит, халькопиритийн шигтгээтэй амфиболтой габбро тогтоогддог (Изох и др.,1990). Энэ габбро хожуу үүссэний улмаас троктолит, оливинтой габбро, габрронорит зэрэг габброидын төрлүүд түрэгдсэн байх магадлалтай юм.



Зураг.5.6. Хар өнгийн амфиболоор түрэгдсэн оливинтой габбро (троктолит). Оливин ногоон өнгөөрөө танигдана.

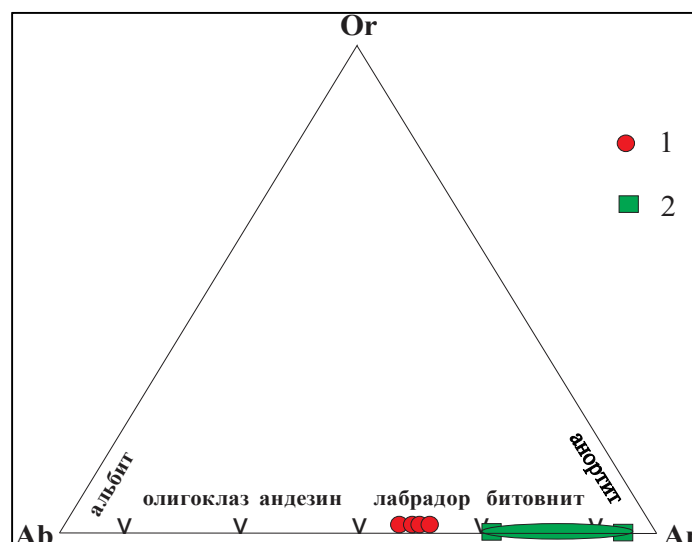
Хил заагийн чулуулагт амфиболжсон габброноритоос гадна базальтын хил заагийн хувирал тогтоогдож байгаа нь хувирлын ба габброидын плагиоклазын минералогийн найрлага ба химизмыг судлах үндэслэл болж байна. Иймд эдгээр чулуулгийг бүрдүүлэгч плагиоклазын химийн найрлагийн судалгаа хийсэн болно.

Лабораторийн судалгааны аргууд

Судалгаанд хамрагдсан үеллэг габброидын бүтэцтэй Номгон интрузив массивын минералоги, геохими, геохронологийн судалгааг Хятадын Шинжлэх Ухааны Академийн Бээжин дэх Геологи Геофизикийн хүрээлэнгийн минералоги геохими ба геохронологийн лабораториудад хийсэн болно. Чулуулаг бүрдүүлэгч эрдсүүдийн химийн найрлагыг Хятадын Шинжлэх Ухааны Академийн Бээжин дэх Геологи Геофизикийн хүрээлэнгийн минералоги геохимийн лабораторид JEOL JXA8100 электрон пробоор тодорхойлов. Бэлдэцийн дундуур 15кV -ийн вольт, 12 nA бүхий электрон туяа нь нэвтрэх ба туяаны багц 5 μm хэмжээтэй ба 30 секунд тутамд хэмжилт хийх тохируулгатай болно. Габброидын геохимийн шинжилгээг уг хүрээлэнгийн XRF-1500 ба Finnigan MAT ICP-MS багажуудаар хэмжив.. Цирконы U/Pb насыг Энэ хүрээлэнгийн геохронологийн лабораторид CAMECA IMS 1280 ион пробын багажад тодорхойлсон болно.

Минералогийн судалгааны үр дүн

Судалгааны энэ хэсэгт Номгон массивын габброид ба шинээр тогтоогдож буй амфиболитыг бүрдүүлэгч плагиоклазын шинжилгээний боловсруулалтыг тусгав. Плагиоклазын шинжилгээний үр дүнг хүснэгт 5.1 -д үзүүлэв. Шинжлэгдсэн плагиоклазын талстуудад магнийн ислийн агуулга илрээгүй болно. Харин хүснэгтэд ихэнхи шинжилгээнд илрээгүй эсвэл 0.01-0.02% илэрсэн марганецийн ислийн агуулгийг тусгаагүй болно. Габбронорит (N/05, 21), троктолит (N/06,07,11), оливинтой габбро (N/12,14,15) зэрэг габброидын төрлийн чулуулгийн плагиоклазуудад цахиурын ислийн (47.0-47.6%) агуулга хэлбэлзэл багатай байна. Харин эвэрхуурмагаар түрэгдсэн оливинтой габбро дахь (3,17) плагиоклазын цахиурын исэл 46.4-48,5% байна. Плагиоклазуудад кальцийн исэл (16.85-18.32%), хөнгөнцагааны исэл (33.17-34.27) утгад хэлбэлзэнэ. Натрийн исэл 1.05-1.92% байна. Базальтын хувирлаар үүссэн амфиболитын (N/02) плагиоклазад $SiO_2=55.0-53.9\%$ буюу габброидын плагиоклазын цахиурын ислээс их байна. $CaO- 11.51-12.34\%$, $Al_2O_3-28.87-29.41\%$ буюу габброидын плагиоклазын утгуудаас бага байна. $Na_2O- 4.29-4.69\%$, $K_2O- 0.13-0.22\%$ агуулгууд нь амфиболит нь базальтын плагиоклазтай адил байна. Ab, An, Or-ын молекулуудын тооцоогоор плагиоклазууд нь лаборадор ба битовнит-анортитын найрлагатай байна (Зураг.5.7).



Зураг.5.7. Хувиралын плагиоклазуудын найрлага (1),
габброидын плагиоклазууд (2)

Хүснэгт 5.1.Хил заагийн хувирал ба габброид биетүүдийн плагиоклазын найрлага

	Si	Ca	Al	Fe	Ti	Na	K	Cr	Ni	Σ	An	Ab	Or
N/02	53.1	12.16	29.05	0.4	0.00	4.57	0.13	0.02	0.00	99.5	67	32	1
N/02	53.5	12.34	29.41	0.4	0.02	4.29	0.20	0.00	0.00	100.1	68	31	1
N/02	53.9	12.05	29.07	0.3	0.03	4.48	0.22	0.00	0.00	100.0	67	32	1
N/02	55.0	11.51	28.87	0.3	0.03	4.69	0.20	0.04	0.00	100.7	65	34	1
N/03	47.2	16.92	33.31	0.3	0.06	1.83	0.03	0.01	0.00	99.8	88	12	0
N/03	47.3	16.92	33.47	0.3	0.02	1.71	0.01	0.03	0.00	99.8	88	12	0
N/03	47.4	16.85	33.28	0.4	0.01	1.79	0.02	0.00	0.01	99.8	88	12	0
N/03	46.7	17.16	33.76	0.3	0.03	1.57	0.03	0.02	0.02	99.6	89	11	0
N/03	45.9	18.04	34.36	0.3	0.00	1.16	0.00	0.01	0.00	99.8	92	8	0
N/05	47.1	17.00	33.18	0.3	0.02	1.81	0.03	0.03	0.00	99.6	88	12	0
N/05	46.9	17.22	33.50	0.5	0.02	1.49	0.03	0.00	0.01	99.6	90	10	0
N/05	46.6	17.13	33.17	0.3	0.02	1.69	0.02	0.00	0.03	98.9	89	11	0
N/06	47.1	17.30	33.67	0.4	0.01	1.65	0.02	0.03	0.00	100.2	89	11	0
N/06	47.2	16.99	33.09	0.4	0.00	1.74	0.03	0.00	0.00	99.5	88	12	0
N/06	47.4	16.86	33.05	0.4	0.00	1.74	0.00	0.01	0.00	99.5	88	12	0
N/06	47.4	17.11	33.14	0.5	0.04	1.79	0.02	0.00	0.00	100.0	88	12	0
N/06	47.3	17.34	33.38	0.4	0.02	1.60	0.02	0.02	0.00	100.1	89	11	0
N/07	46.5	17.53	33.57	0.6	0.05	1.51	0.03	0.01	0.00	99.7	90	10	0
N/07	46.7	17.68	33.69	0.5	0.02	1.42	0.03	0.02	0.01	100.1	91	9	0
N/07	46.6	17.81	33.94	0.4	0.03	1.38	0.02	0.00	0.00	100.3	91	9	0
N/07	45.8	18.16	34.27	0.5	0.02	1.10	0.03	0.00	0.00	99.8	93	7	0
N/11	46.6	17.32	33.31	0.6	0.02	1.57	0.03	0.01	0.00	99.4	89	10	0
N/11	47.1	17.42	33.61	0.6	0.05	1.60	0.03	0.02	0.00	100.4	89	11	0
N/12	46.8	17.34	33.29	0.6	0.02	1.54	0.03	0.00	0.02	99.7	90	10	0
N/12	47.2	17.45	33.48	0.5	0.04	1.61	0.03	0.00	0.02	100.4	89	11	0
N/12	46.8	17.63	33.71	0.6	0.00	1.38	0.03	0.02	0.00	100.2	91	9	0
N/12	46.7	17.59	33.51	0.6	0.00	1.45	0.04	0.01	0.00	99.9	90	10	0

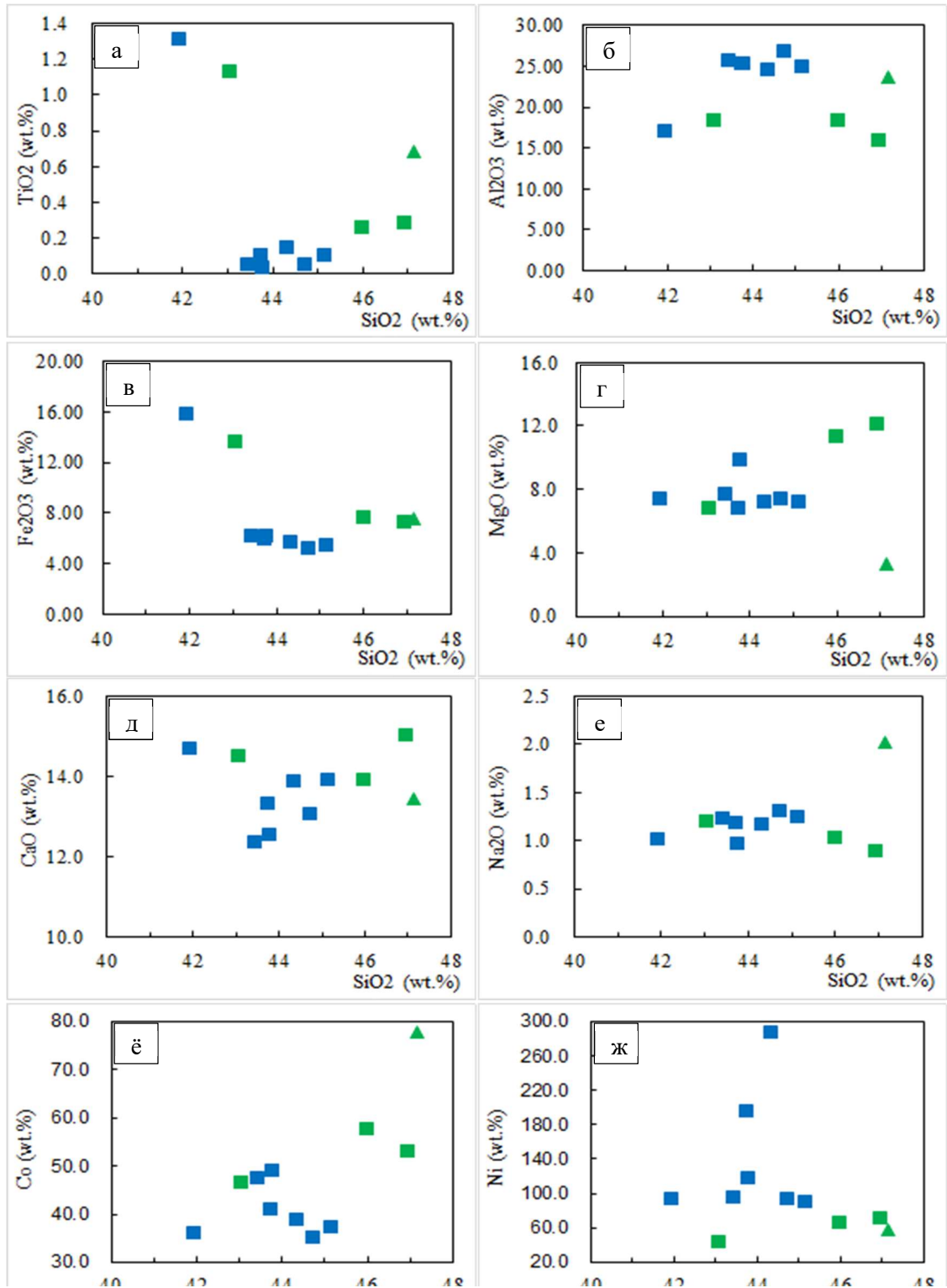
ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ
ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ

N/14	47.1	17.09	33.46	0.5	0.01	1.65	0.03	0.00	0.00	99.8	89	11	0
N/14	46.6	17.17	33.42	0.5	0.02	1.62	0.04	0.00	0.03	99.4	89	11	0
N/15	46.6	17.42	33.28	0.4	0.04	1.64	0.03	0.00	0.02	99.5	89	11	0
N/15	46.2	17.99	33.76	0.5	0.00	1.23	0.06	0.00	0.00	99.7	92	8	0
N/15	44.4	19.15	35.03	0.1	0.00	0.58	0.01	0.01	0.00	99.4	96	4	0
N/17	46.7	17.46	33.45	0.4	0.03	1.50	0.04	0.00	0.00	99.7	90	10	0
N/17	47.0	17.33	33.38	0.5	0.02	1.62	0.02	0.00	0.02	99.9	89	11	0

Габброидын геохими ба геохронологийн судалгаа

Номгон массиваас химийн шинжилгээнд хамрагдсан троктолит, оливинтой габброд цахиурын ислийн агуулга 41.95-45.17%, амфиболжсон троктолитод 43.09%, амфиболжсон габброноритод 46.01-46.97%, хил заагийн Pl-Am хувиралд 47.15% байна. Номгоны габброидуудад ильменитийн агуулга жигд бус, голдуу габброноритод 1.5-3% хүртэл агуулгадана. Үүний тусгал Зураг 5.8а,б-д илэрчээ. Троктолит, оливинтой габброидод титаны ислийн 0.01-0.30% хүртэл өссөн утга цахиурын исэл нэмэгдсэнтэй шууд холбоотой байна. Харин хил заагийн хувиралд 68%, амфиболжсон габброидод 0.25-1.12% агуулгатай байна. Троктолит ба оливинтой габбро төрлүүдэд хөнгөнцагааны агуулга (16.83-25.25%) харьцангуй өндөр илрүүлэгдсэн нь тэдний найрлагад плагиоклазаас гадна амфиболын оролцоог харуулна (Зураг.5.8б). Амфиболжсон габброидод Al_2O_3 15.85-18.28%, хил заагийн Pl-Am хувиралд хамгийн өндөр 23.65% агуулга илэрчээ (Зураг.5.8б). Төмрийн агуулга харьцангуй өндөр, тухайлбал 15.68% хүрэх троктолит ба оливинтой габбро байх ч ихэнхи тохиолдолд FeOт 5.09-6.13%-ийн хэлбэлзэлтэй байна. Энэ утгууд нь хил заагийн Pl-Am хувиралд болон амфиболжсон габброидын төмрийн исэлтэй харьцуулахад бага байна (Зураг.5.8в). Магнийн ислийн хамгийн бага утга хил заагийн Pl-Am хувиралд ($MgO=3.30%$) илэрч байгаа нь түүнийг габброидоос ангид болохыг гэрчилж байна. Троктолит ба оливинтой габброид MgO 6.76-9.74% орчим бол амфиболжсон габброидод 7.16-13.51% хүрчээ (Зураг.5.8г). Ихэнхи габброид, хил заагийн плагиоклаз-амфиболын хувирал болон амфиболжсон габброидын магни ба кальцийн ислийн утгууд цахиурын ислийн утга

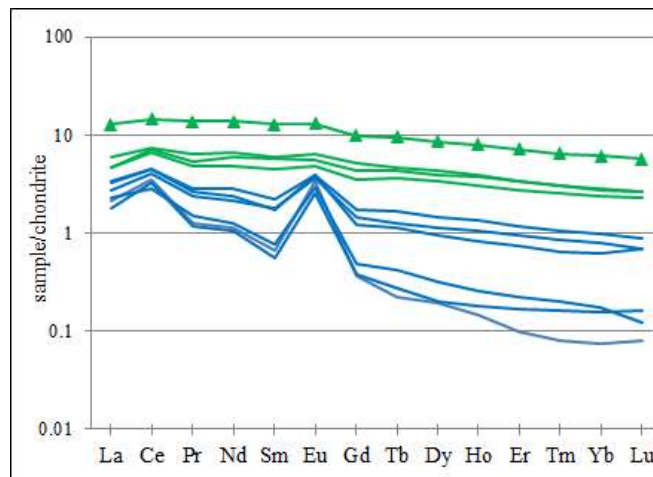
ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ



Зураг.5.8. Цахиурын ислийн бусад ислүүдтэй харьцуулсан диаграм дахь габброид, амфиболжсон габброид ба хил заагийн Ам-той хувиралын байршил. Цэнхэр дөрвөлжин тэмдэг-троктолит, олинвтой габбро, ногоон дөрвөлжин-амфиболжсон габброид, ногоон гурвалжин плагиоклаз-амфиболтой хувирал

өсөхөд нэмэгдсэн байгаа нь габброидод их ба бага ямар нэг хэмжээгээр агуулагдах амфибол нь чермакит молекултай болохыг харуулна. (Зураг.5.8г,д). Хил заагийн PI-Am хувирал нь натрийн исэл төдийгүй ванади, кобальтын өндөр, никелийн бага утгуудтайгаараа габброидоос онцгойрон ялгарна (Зураг.5.8е,ё,ж).

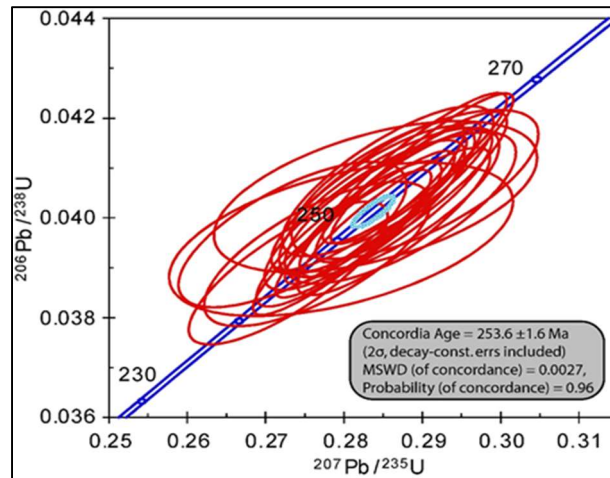
Чулуулгийн газрын ховор шороон элементүүдийг (ГХЭ) хондритод (McDonough & Sun, 1995) нормчилсон тархалтын диаграмд плагиоклаз-амфиболтой хувирал нь эдгээр элементүүдээс баяжсанаараа тод сондгойрно. Харин габброидууд бараг 3 бүлэгт хуваагдаж байна. Хувирлын ГХЭ -тархалтад хөнгөн ГХЭ-үүд ба хүнд ГХЭ-үүд Gd-аас 2 тийш зөрүүтэй тархжээ. Үүнд хөнгөн ГХЭ элементүүд диаграммын 10 шугамаас дээш, хүнд ГХЭ элементүүд 10 шугамаас доош тархсан байна (Зураг.5.9). Харин троктолит, оливинтой габброидуудад Ce багавтар, Eu тод нэмэх аномалууд тэмдэглэгдэнэ. Эдгээрээс троктолитуудад Eu нэмэх аномал оливинтой габброидоос илүү их байна (Зураг.5.9). Харин амфиболжсон габброидуудад ГХЭ тархалтын шугамын хэлбэр метабазальтынхтай төстэй ч тархалтын шугамууд метабазальт ба габброноритын хооронд ялгарав. Эдгээрт Ce багавтар нэмэх аномал метабазальтынхаас илүү тод ажиглагдана (Зураг.5.9).



Зураг.5.9. Габброид ба PI-Am той хувирлын ГХЭ ийн тархалтын диаграм Цэнхэр шулуун-троктолит, оливинтой габбро, ногоон шулуун-амфиболжсон габброид, ногоон гурвалжинтай тэмдэгтэй шулуун плагиоклаз-амфиболтой хувирал

Геохронологийн судалгаа Номгон массивын габброидоос циркон ялган U-Pb насыг анх удаа энэ төслийн судалгаагаар судлав. Габброноритын цирконд U ба Pb

хэмжилтээр 253.6 ± 1.6 сая жилийн нас тогтоогдсон нь уг габброид массивыг хожуу Пермийн бүрдэл болохыг батлана (Зураг.5.10).



Зураг.5.10. Дулаан интрузивын габброноритын цирконы U/Pb -насны конкорд

ДҮГНЭЛТ

1. Номгон үеллэг габброгийн массив нь Пермийн үеийн рифтийн базальтыг зүсч үүссэн тогтоцтой байна.
2. Агуулагч базальт нь хил заагийн хувиралд автагдсаны улмаас плагиоклаз-амфиболтой хувирал үүссэн ба үүнийг габброидын төрлөөс тэдгээрийн плагиоклазын найрлагаар ялгав. Амфиболтой хувиралд лабрадорын найрлага, габброидод битовнит-анортитын найрлагатай плагиоклазууд үүсчээ.
3. ГХЭлементийн судалгаагаар хувирал нь эдгээр элементүүдээр баяжсан утгаар ялгарах төдийгүй амфиболжсон габброидууд троктолит ба оливинтой габброгоос ялгаатай тархалт үзүүлж байна.
4. Габброгийн цирконд тогтоогдох хожуу Пермийн нас нь эдгээрийг аккрецийн дараа үүссэн магадлалыг харуулна.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ:

McDonough, W.F., and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253.

Геологическая карта МНР , 1972. Маринов Н.А., Зайцев Н.С. / гл-ные ред-ы./ Москва, Госгеолтехиздат.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг.Л. 1990. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск Наука, 265с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко М.А. 1998. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского Складчатого Пояса: Геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования. Геология и Геофизика 39 (11), 1565-1577.

Карта геологических формаций МНР,1989. Яншин А.Л. /гл.ред./ Москва.

Монголын геологийн карт. Төмөртоогоо.О. /автор/, Улаанбаатар.

Моссаковский А.А., Томуртоогоо О. 1976. Верхний Палеозой Монголии (стратиграфия, структура, формации). Москва Наука, 127с.

СУДАЛГАА 6

ЗҮҮН ГУРВАНСАЙХАНЫ АККРЕЦИЙН БҮСИЙН СУДАЛГАА: ХЭТ СУУРИЛАГ, СУУРИЛАГ ЧУЛУУЛАГ БА ЯШМЫН ИНТЕРПРЕТАЦИ, ГУРВАНСАЙХАН СЕРИ, НОМГОН ФОРМАЦЫН БҮРДЭЛ, ТЭДГЭЭРИЙН ГЕОДИНАМИК ОРЧИН

Судалгааны ажлын зорилго:

Судлаачид Баруун ба Төв Гурвансайхан нуруудын офиолит эвшлийн хэт суурилаг болон трондьемит чулуулгийн геохронологи ба геохимийн судалгаа хийж нийтлүүлсэн болно. Харин Зүүн Гурвансайхан нуруунд зураглагдсан хэт суурилаг, суурилаг ба трондьемитийн биетүүдийн судалгаа хийгдээгүй байна. Судлаачид Гурвансайхан террейны хувьд дүгнэлт хийсэнээс бус офиолит эвшлийн чулуулгийн тогтоцыг сайн судлаагүй төдийгүй геохронологийн үр дүнтэй харьцуулж дүгнэлт хийгээгүй байна. Сүүлийн үеийн судлаачидын геохронологийн нас өмнөх геологичидын судалгаатай таарахгүй байна.

Иймээс бид энэ тохиолдолыг шалгах зорилгоор Зүүн Гурвансайханы нурууны хэт суурилаг чулуулгийг сонгон авч судалгаа хийв. Судалгаанд хэт суурилаг, суурилаг ба трондьемитийн геологийн тогтоц, геохимийн шинжилгээ багтана.

Гурвансайхан нурууны тектоник ангилал

Монгол орны террейн тектоникийн ангилалаар Гурвансайханы нуруу нь арлан нумын, Зөөлөнгийн нуруу нь аккрецийн бүсэд ялгагдсан ч эдгээр нуруудад ижил настай формацууд зураглагдсан төдийгүй, аль аль нь меланжийн бүрдэлтэй байна. Зүүн Гурвансайханы нуруунд далайн царцдасын гаралтай чулуулгууд янзын бүрийн чиглэлтэй дайк хэлбэртэй илэрсэн нь меланжийн бүрдэл нь зөвхөн аккрецилагдаж буй арал талын бүрдэл бус, өөр гарал үүсэлтэйг харуулна. Энэ нуруунуудад тархсан тунамал хурдас хуримтлалд доод палеозойгоос дээд палеозойн фауны олдворууд тогтоогддог ч чулуулгийн бүтэц, бүрдэл ижил төстөйн улмаас судлаачдын санал зөрөлдөх шалтгаан болж байв. Ялангуяа Гурвансайхан серийн хурдсыг дунд дээд девонд ангилдаг ч залуу хурдсууд мөн энэ серийн хурдастай ижил төстэй харагддаг байна. Иймээс хурдас чулуулгийн ангилалыг судлаачид янз бүрээр хийж байсан ч Гурвансайхан сери, Номгон формацийг тунамал ба вулканоген -тунамал литологоор ялгаж байв.

Гурвансайхан серийн бүтэц

Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нурууны хэмжээнд дунд-хожуу Девоны вулканоген тунамал найрлагатай Гурвансайхан серийн хурдас голлон тархжээ.

Суетенко (1973) спилит-занарын (S_2-D_1) ба хэмхдэслэг бүтэцтэй Гурвансайхан сери(D_{2-3}),суурилаг, дундлаг лав, яшма бүхий туфоген-терриген хурдас(D_3), түүн дээр үл нийцлэгээр байрлах терриген хурдсууд(D_3-C_1)-ыг тус тус ялгажээ.

Руженцев нар(1985) аллохтон, автохтон бүтцүүдийг ялгасан ба үүнд,

Автохтон буюу суурийн бүтцэд,

- серпентинитийн меланж
- шохойн чулууны олистростом
- андезит-базальтын лав
- радиоляртай яшматай хэмхдэслэг болон андезитын лав зэргийг,

аллохтонд дээрхтэй ижил найрлагатай блокуудыг ялгажээ. Руженцев нар (1985) нь Гурвансайхан серийн вулканоген-тунамал хурдсыг дунд-хожуу Девоны хуримтлалд баталгаажуулсан байна.

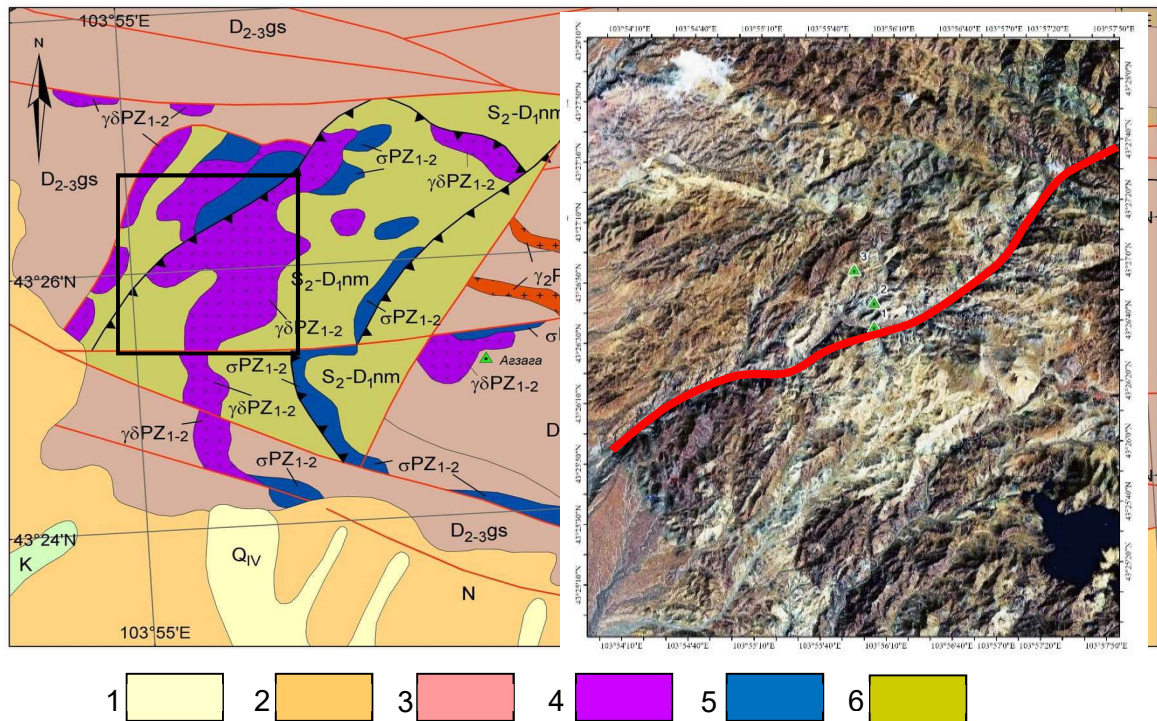
Харин Тогтох нарын (1986, Зураг. 1) судалгаагаар Гурвансайхан серийн бүрдэлд 4 зузаалаг (толща) ялгасан ба доод суурийн зузаалагт конгломерат, гравелит, элсэн чулуу, алевролит, аргиллит, туф элсэнчулуу ба туф зэрэг хэмхдэслэг бүтэц хамрагджээ. Дунд зузаалгийг хэмхдэслэг бүтцийн дотор хүчиллэг найрлагатай лав брекчи, туфууд болон цахиурлаг биетүүд бүрдүүлсэн бол дээд зузаалагт элсэн чулуу, алевролитаас гадна цахиурлаг алевролит, цахиурлаг чулууг багцлагджээ. Дөрөвдүгээр буюу ангилагдаагүй зузаалаг нь яшмоид бүхий конгломератаас алевролит бүхий бүтэцтэй байна.

Тогтох ба Гүрцоо нарын (1986) 1:200000 төслөөр зохиосон зурагт зүүн Гурвансайхан нурууны хурдас ба интрузив чулуулаг нь Суетенко (1973) ангилалыг баримталсан байна. Үүнд: Дунд-дээд Девоны Гурвансайхан формаци,

Силур - Девоны Номгон формаци

Доод Палеозойн гранитоид,

Доод Палеозойн хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг (Зураг.6.1)



Зураг. 6.1. Судалгаа хийсэн Агзага хайрханы талбай ба хэт суурилаг чулуулаг, трондьемитийн тархалт ба сансрын зурагт харагдах фототон. 1- орчин үеийн сэвсгэр хурдас, 2- неогений улаан хурдас, 3-дунд-дээд Девоны Гурвансайхан формаци, 4-доод Палеозойн гранитоид, 5- доод Палеозойн хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг, 6-Силур - Девоны Номгон формаци (Тогтох, Гүрцоо ба бусад, 1986)

Номгон формацийн бүтэц

Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нуруудад тархалттай деформацилагдсан андезит, базальт, спилит төдийгүй хувирсан мета-тунамал чулуулгийн багцыг Номгон формацид (свит) ялгажээ (Суетенко, 1973; Тогтох нар, 1986). Номгон формацийн насыг Гурвансайхан серийн өмнөх үед буюу силур- девоны цаг үед хамруулжээ.

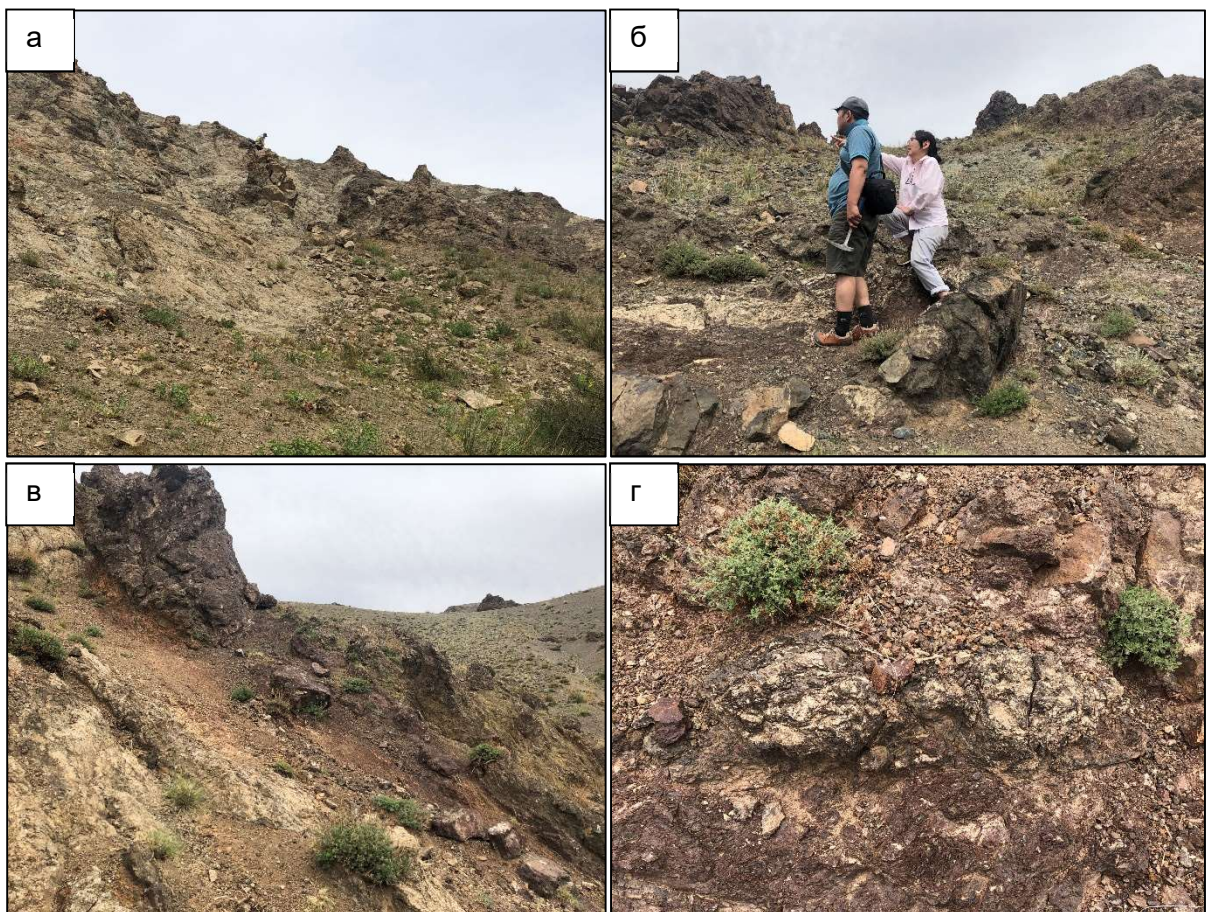
Хэт суурилаг, суурилаг ба тоналит-трондьемитийн ангилал

Тогтох нарын, (1986) судлаачид эдгээр магмын биетийг литологийн хувьд ялгаж зурсан ч аль алиныг доод Палеозойн түвшинд хамруулсан байна. Эдгээр биетүүд нь Гурвансайхан сери ба Номгон формацад тохролын ба түрэлтийн хэлбэртэй

тогтоогдоно. Агзага уул орчид тархсан эдгээр чулуулгийн гарш эмх замбараагүй, янз бүрийн зүгт сунаж тогтсон байна.

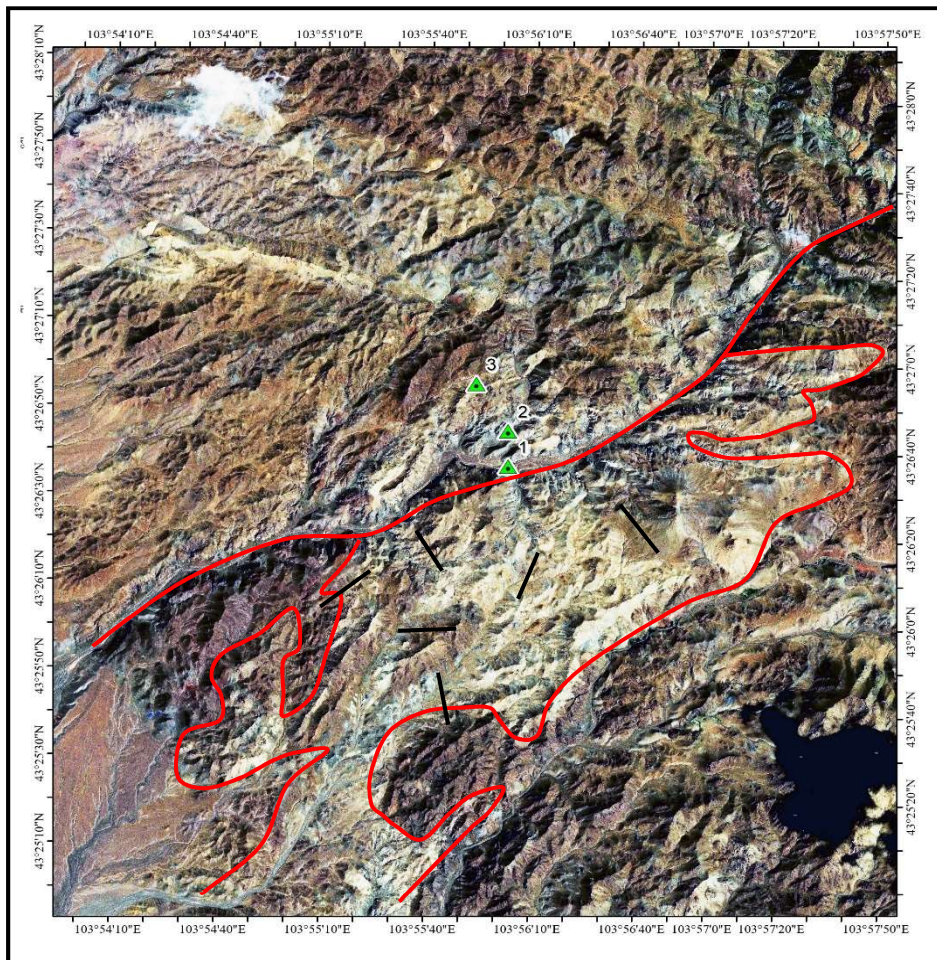
2022 оны судалгааны үр дүн

Судалгаанд хамрагдсан трондьемит нь голдуу офиолит бүрдэлд үүсэх ба химийн ба изотопын найрлага уг чулуулаг мантийн гаралтай болно. Эдгээр зураг1 т үзүүлсэн хагарлын хойд биеэр голлох бол хэт суурилаг чулуулгийн гарш хагарал дагуу тогтоогдоно (Зураг.6.1). Зураг 6.2а-д трондьемит ба габбро зэрэг чулуулаг агуулагч чулуулгаа зүссэн хил заагтай байгааг харуулав. Зураг 6.а,б,в - д трондьемитийн нарийн судлууд апофизүүд агуулагч вулкан чулуулгийг зүсч нэвтэрсэн байна. Зураг 2г-д агуулагчийг түрсэн габброгийн бөмбөлгөн хэлбэрийг харуулав.



Зураг. 6.2. а,б,в- агуулагч вулкан чулуулгийг зүссэн трондьеситийн нарийн Судалгаа хийсэн Агзага хайрханы талбай ба хэт суурилаг чулуулаг, трондьемитийн апофиз ба хялгасан судлууд, д- вулканыг түрж тогтсон бөмбөлөгөн текстуртэй габброгийн гарш (Батэлзий, Уламбадрах, Оролзодмаа, Баттулга 2022)

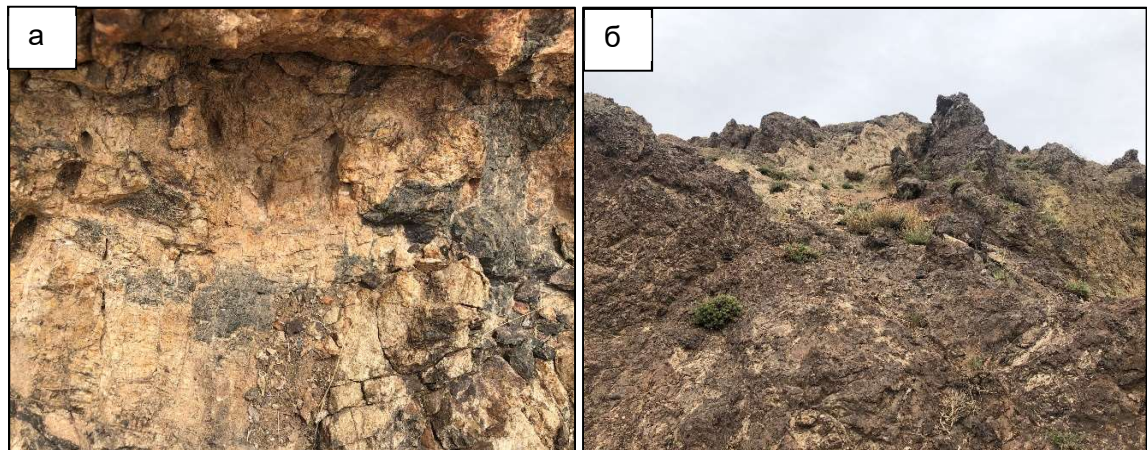
Зураг 6.3т хагарлын өмнөд биетэд илрэх риолитыг ялган үзүүлэв. Энэ биет нь трондьемитийн эффузив төрөл бөгөөд мөн адил зүссэн мөн тохорсон хил заагтай байгааг сансрын зурагт ялган үзүүлэв. Зурагт ялгагдаж буй риолитын лавын бялхалт нь БУ-ЗХ сунасан чиглэлтэй байхад трондьемитын биетүүд голдуу БХ мөн ЗХ чиглэлтэй сунасан биетүүд үүсгэжээ.



Зураг. 6.3. Хагарлын өмнөд биетэд илрэх риолитын бялхалтын хил зааг. Баруун гар талд тохрол мэт харагдах ч зүүн гар талд олон тооны нэвчилтийн апофизүүд ялгарна. Сансрын зургийн сонголт (Баттулга 2022)

Зураг 6.4а -д риолитын лавд агуулагч вулкан чулуулгийн ксенолит агуулагдсан, зургийн б-д агуулагчийг зүссэн риолитын апофиз түүнээс салаалсан олон тооны нарийн зурвасуудын нэвчилтийг харуулав. Хэдийгээр хэт суурилаг чулуу, габбро,

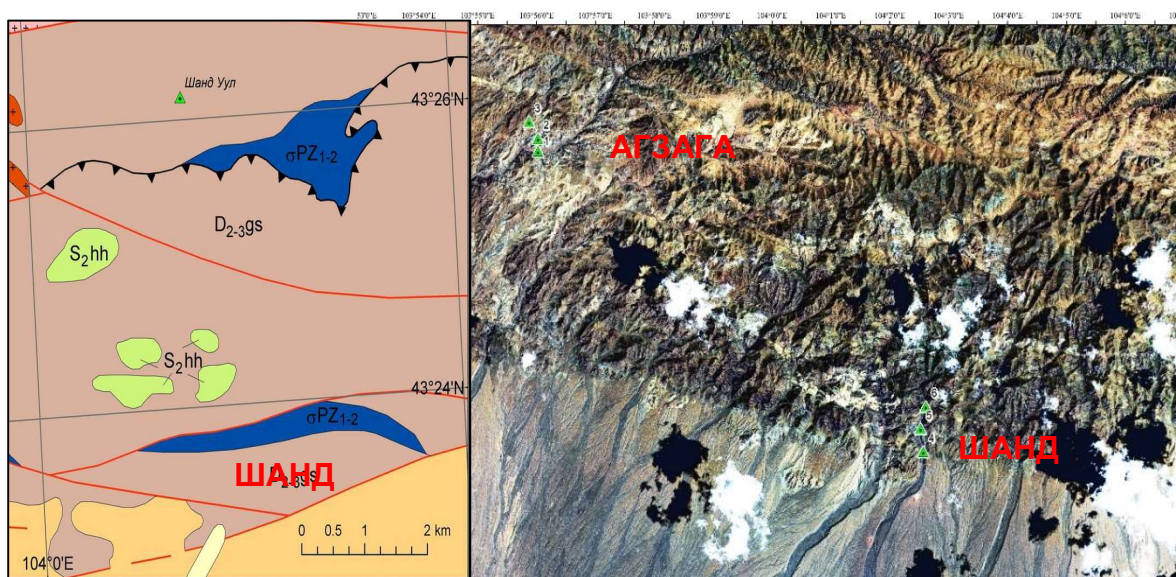
трондьемит зэрэг бүрдэл чулуулгийг офиолит эвшилд хамруулан голдуу бусад хурдсаас тусад нь ялгадаг арга аргачлал байсан ч энэ районд эдгээр нь Номгон эсвэл Гурвансайхан серийн хурдас чулуулгийг зүсч байсан байна. Бид ч үүнийг анзааран фото зургаар баримтжуулсан болно.



Зураг. 6.4. а- агуулагч вулкан чулуулгийн ксенолит агуулсан риолитын лав, агуулагчийг зүссэн риолитын апофиз

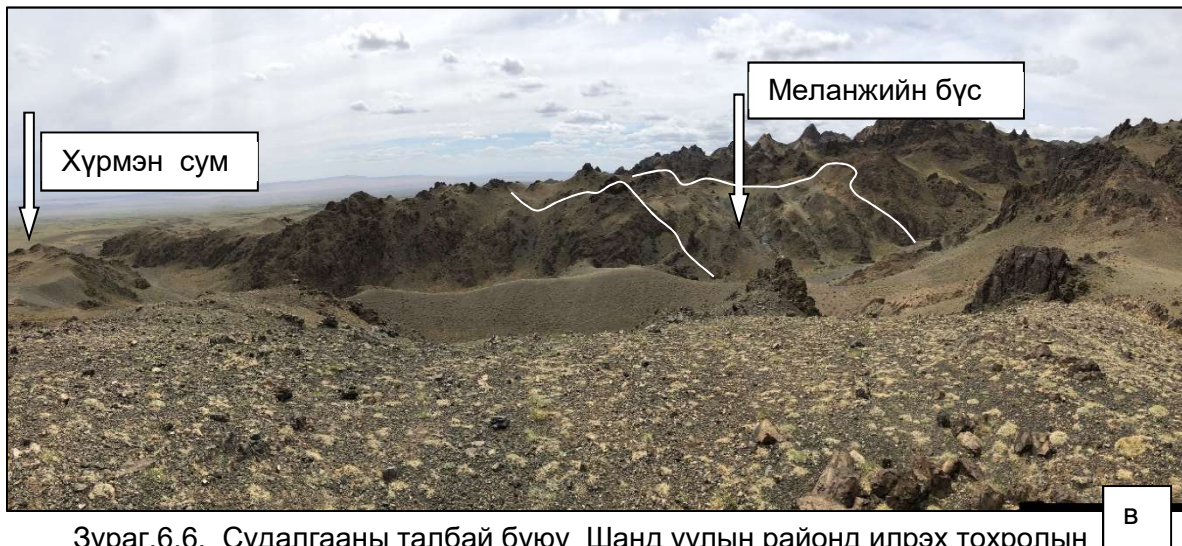
Шанд уулын районд хийсэн судалгаа

Гурвансайхан нурууны энэ уул нь Өмнөговь аймгийн Хүрмэн сумын ард оршино. Энэ уулын талбай нь 1:200000 төсөлд (Заботкин ба бусад, 1984) хамрагдсан бөгөөд зөвхөн хэт суурилаг чулуулгийг хөх өнгөөр ялган зурсан байна (Зураг.6.5).



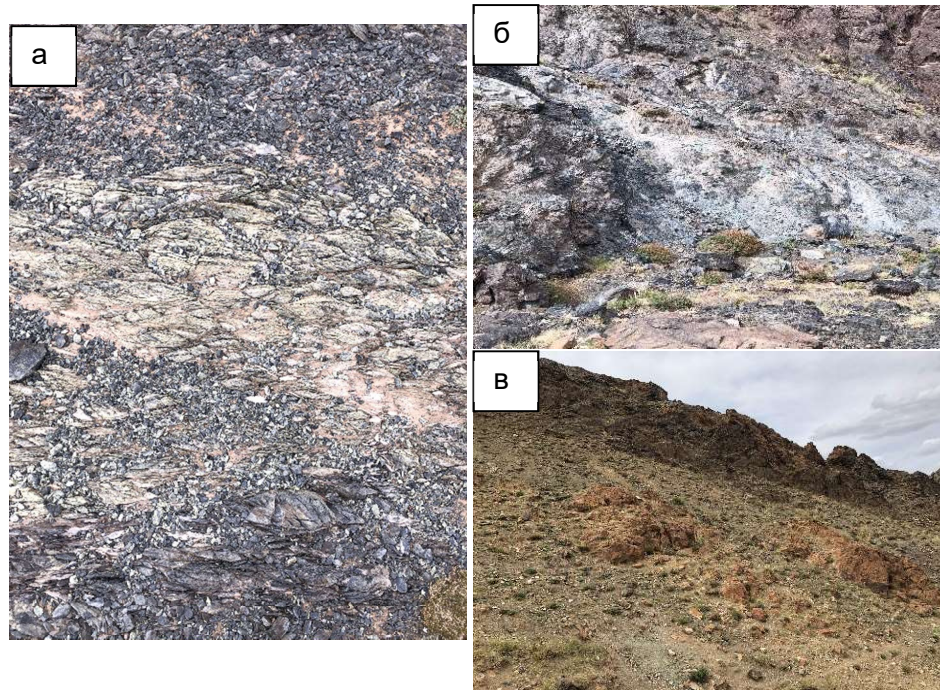
Зураг.6.5. Судалгааны талбай буюу Шанд уулын байршилын геологийн схем зураг, сансрын зурагт байршуулсан Агзага, ба Шанд уулын байршил (Оролзодмаа, 2022)

Сансрын зурагт Агзага уулын орчимд тогтоогдсон тогтоц Шанд уулын районд үргэлжилж байна. Судалгаагаар 500 м өргөнтэй тохрол-хагарлын дагуухи меланжийн бүс ялгагдах (Зураг.6.6) ба бүсэд пироксенит, перидотит, габбро зэрэг хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг голлож байна (Зураг.6.7а, б).



Зураг.6.6. Судалгааны талбай буюу Шанд уулын районд илрэх тохролын бүсэд үүссэн меланжийн бүс

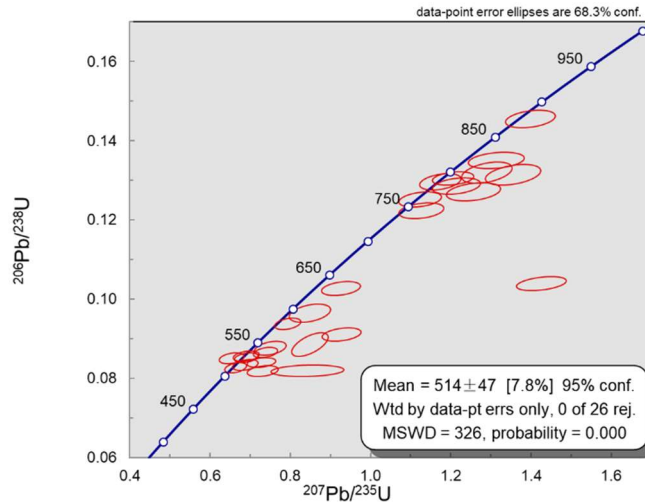
Энэ бүсэд цөөн тооны шохойн чулууны меланжууд тогтоогдоно (Зураг.6.7в).



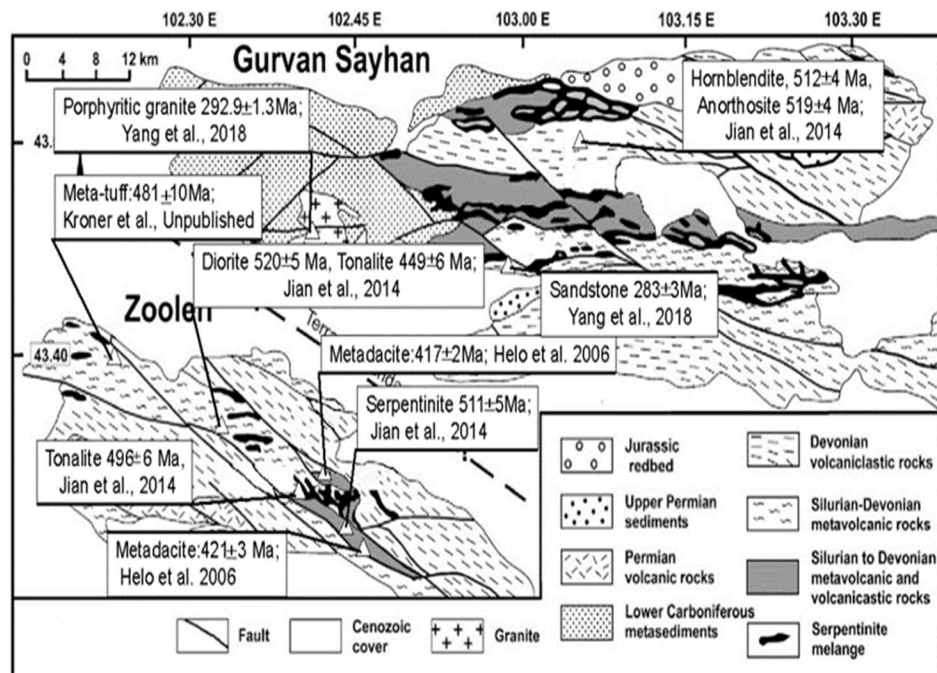
Зураг.6.7. а-серпентитжсэн перидотитын гарш, б-серпентинитийн меланж, в-шохойн чулууны меланж

Бүсийн үргэлжлэлд трондъемит ба риолитын зурвасууд шргэлжилж байгаа нь сансрын зурагт харагдана (Зураг.6.5).

Геохронологийн судалгаа 2022 онд Агзага уулын трондъемитээс 514 ± 47 сая жилийн үнэмлэхүй нас тогтоосон үр дүнг хүлээн авав (Зураг.6.8)



Зураг.6.8. Агзага уулын трондъемитийн цирконы U/Pb насны конкорд Jian нар (2014) меланжийн анортозитад 519 ± 4 с.ж., горнблендитэд $>512 \pm 4$ с.ж., Зөөлөн нурууны диоритод 520 ± 5 с.ж.; тоналитад $449-496 \pm 6$ с.ж., серпентинитэд

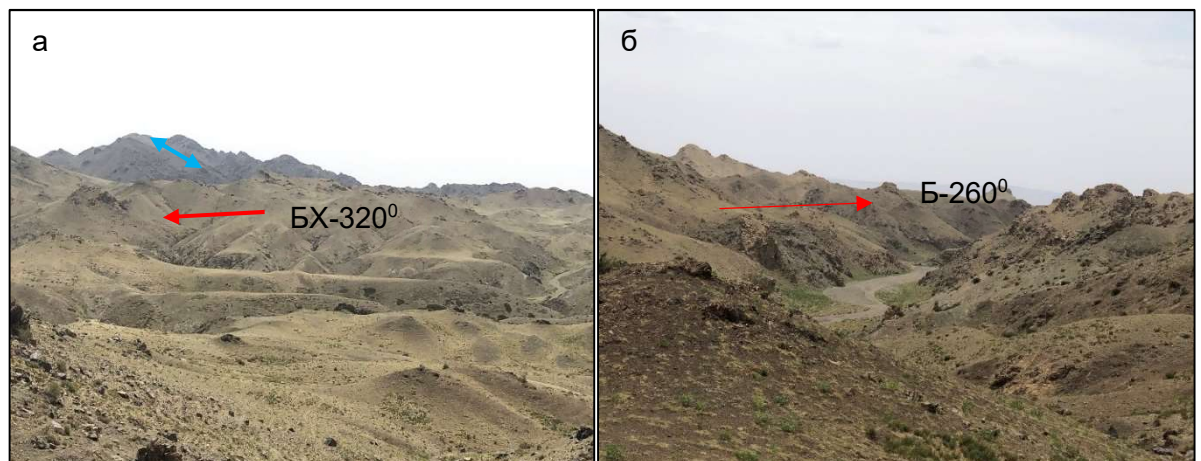


Зураг.6.9. Баруун Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нуруудын меланжийн болон хучаас бүрдлийн геохронологийн нэгтгэл. Зургийн эх үүсвэр, Helo et al., (2006). Насыг нэгтгэсэн Уламбадрах, Батбилэг

511 ±5 с.ж., Нело нарын (2006) судалгаагаар метадацитад 417±2 ба 421± 3 с.ж. бүхий насууд тогтоогджээ. Геохронологийн судалгаанд Баруун Гурвансайхан, Зөөлөнгийн нурууны меланжийн бүрдэлүүд хамрагджээ. Судалгааны дээжүүдийн байршил ба тогтоогдсон насыг Зураг 6.9- д тусгав. Jian нар (2014) Баруун Гурвансайханд ялгасан вулканоген-тунамал меланж нь серпентинит, габбро, базальт, элсэн чулууны янз бүрийн хэмжээтэй тектоникийн блокуудыг агуулсан байх ч 2 м хүртэл өргөнтэй тоналитын дайгаар зүсэгдсэнийг онцолж, химийн найрлагыг тогтоожээ.

Бидний дэвшүүлж буй санал Суетенко (1973), Руженцев нар (1985), Тогтох нар (1986)-ын судлаачдын аль аль нь Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нуруудад тархсан Палеозойн цаг үеийн хурдас хуримтлал ижил төстэйг тэмдэглэсэн ч террейны ангилалаар (Badarch et al., 2002) Гурвансайхан уулсын систем нь арлан нумын (35), Зөөлөнгийн нуруу аккрецийн (36) террейнийг төлөөлжээ. Гурвансайханы нурууд нь Гурвансайхан террейны урд зааг болно.

Зүүн Гурвансайханы нуруунд хэд хэдэн газарт хэт суурилаг, суурилаг чулуулгийн тохролын блок, зэрэгцээ дайкууд илэрнэ. Харин плагиогранит, риолитын лавын биетүүд андезитын лав, деформацичлагдсан тунамал хурдсыг зүссэн дайк ба силл хэлбэртэй илэрнэ (Зураг.6.10а,б).

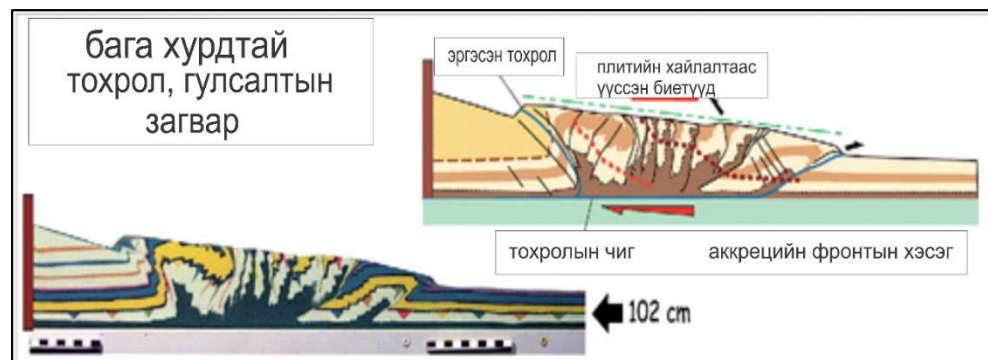


Зураг.6.10. Доод -дунд Палеозойд ялгагдах плагиогранит ба спилитын гаршийн чиглэл, а- баруун хойшоо чиглэлтэй плагиогранитын биет, б- баруун зүгт чиглэлтэй хүчиллэг лав

Энэ тогтоц нь эдгээр чулуулгийг түрүү-дунд Палеозойд ангилахад хүргэжээ. Гурвансайханы нуруунд тархсан хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг нь кембрийн цаг

үеийн далайн арлан нумыг төлөөлөх ч (Jian et al, 2014) девоны голдуу фауны үлдэгдэлтэй Гурвансайхан серийн хурдас хуримтлал нь эдгээрийн хооронд үүссэн арал дундын эсвэл өврийн хотгорын (inner or forearc basin) хуримтлалд дүйх юм. Энэ хотгорын хэмхдэслэг хурдасхуримтлал дотор хүчиллэг лав, яшма болон бусад цахиурлаг чулууны үе линзүүд тэмдэглэх ба эдгээр нь Гурвансайхан серийн бүрдэлд хамрагдана. Мөн энэ серийн дотор далайн арлын үлдэгдлүүд цухуйц байдлаар хадгалагдсан байх боломжтой ба энэ нь аккрецийн комплексийг төлөөлөхгүй болно. Зүүн Гурван сайханы дайк, силл хэлбэртэй суриллаг, хүчиллэг чулуулаг нь 2 янзаар хадгалагдаж үлдсэн байх боломжтой бөгөөд үүнийг цаашид нарийвчлан судлах шаардлагатай юм. Үүнд,

1. Дайк силл хэлбэртэй интрузив биетийн тогтоцууд нь аккреци-субдукцийн процессын “Low basal friction model” буюу бага хурдтай явагдах тохролын гулсалтын үед үүсэх хайлалтын биеттэй тохирч байна (Зураг.6.11). Энэ процесст литосферийн мантид “underplating” буюу плитийн хайлалт явагдаж улмаар магмын голомт үүсэх тул мантийн гаралтай чулуулгууд олон зүгт чиглэсэн дайк, силл мэт биетүүдийн хэлбэрийг олдог байна. Эдгээр нь далайн арлын чулуулагтай ойролцоо настай байх боломжтой ч, аккрецийн цаг үеийн бүрдэлд хамрагддаг болно.



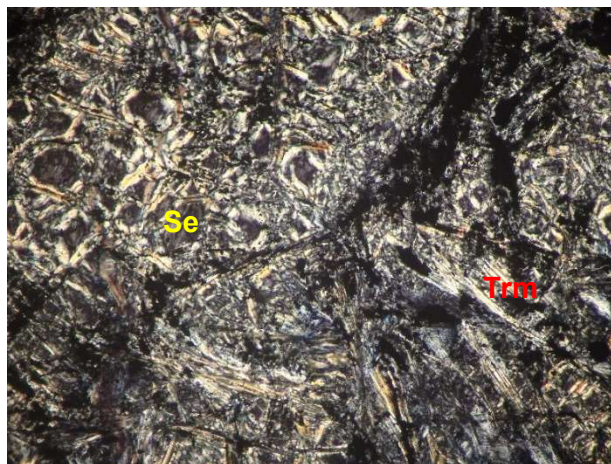
Зураг.6.11. Аккрецийн процессын бага хурдтай явагдсан тохрол гулсалтын загвар ба плитын хайлалт, түүний нэвчсэн хэлбэрүүд

Бага хурдтай тохролын явцад үүссэн магмын биетүүд нь зүссэн хил заагтай нэвтэрч гарах бүрэн боломжтой байна. Өөрөөр геологийн хил заагийн баримтаар залуу нас тогтоогдох нь зүй болно. Гэсэн ч геохронологийн шинжилгээгээр эсрэг буюу хөгшин нас тогтоогдож байна. Энэ нь геологийн аккрецийн процессийн шургалтын дүнд

эртний плитүүд хайлалтад автагдсан ч царцдаст ойрхон голомтын улмаас ан цав хагарлаар хурдан нэвчиж талсждагтай холбоотой байна. Энэ нь *underplating* процессын магмын голомтын онцлог юм. Мөн Номгон формацийн вулкан чулуулаг *underplating* –тэй холбоотой үүссэн байх боломжтой болно. Yang нар (2018)-ын судлаачид Гурвансайханы нурууны 283 ± 3 с.ж. хэмхдэслэг цирконтой хурдас ба 292.9 ± 1.3 с.ж. настай гранитыг аккрецийн бүрдэлд хамруулсан ч эдгээр нь хожуу пермийн эх газрын бүрдэлд дүйж байна. Бид энэ төслийн судалгаагаар анх удаа шургалтын процессын зарим төрлийг дагалддаг *underplating* магматай тулгарч тодорхой мэдлэгтэй болов.

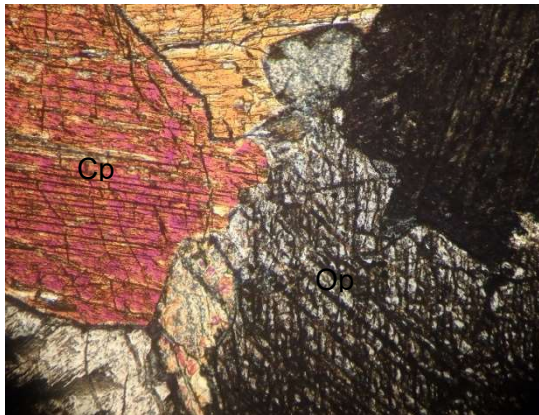
Меланж бүрдлийн петрографийн судалгаа

Шанд уул орчмын перидотит, Чулуулаг бүрэн хувирсан, олоивины хувирлын эрдэс серпентин ба ортопироксений хувирлаар үүсдэг тремолит бүхий бүтэцтэй байна. Серпентинитийн туузууд оливины хэлбэрээр үүссэн псевдоморф изометрлэг хэлбэртэй ба оливины хагарлын улмаас гогцоолог текстуртэй талсжжээ (Зураг.6.11). Серпентин саарал интерференцийн өнгөтэй байна. Түүний ан цаваар тремолит нэвтэрчээ (Зураг.6.11). Тремолитын зүүлэг талстууд зөрөлдөн талсжсаны улмаас пироксений хэлбэр төдий сайн тод харагдахгүй байна (Зураг.6.12). Серпентинит ба тремолитийн харьцаагаар оливин үл ялиг давамгайл байсаныг илтгэнэ өөрөөр перидотит нь лерцолитын найрлагад дүйнэ.



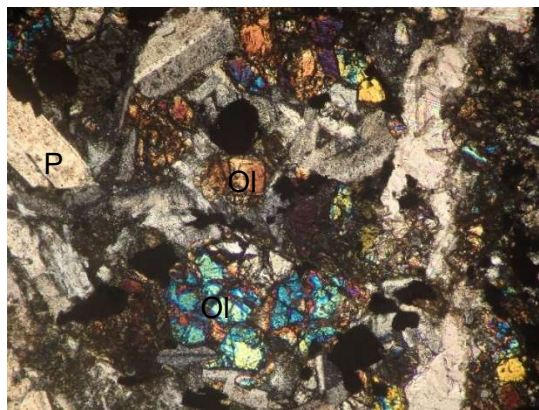
Зураг. 6.12. Оливины хэлбэрээр үүссэн псевдоморф серпентинит (Ser) ба ортопироксений хувирлаар үүссэн зүүлэг тремолит (Trm) бүхий хувирсан лерцолит

Шанд уул орчмын пироксенит нь орто ба клинопироксенүүдээс тогтсон ба эдгээрийн агуулга ойролцоо байна. Пироксенит нь аллотриоморф структуртэй буюу жигд бус янз бүрийн хэмжээтэй пироксений талстуудаас бүрджээ (Зураг.6.12). Клинопироксенд ортопироксений, ортопироксенд клинопироксений зүүлэг талстууд ургасан хатуу уусмалын структуртэй байна (Зураг.6.13). Гэвч ортопироксений ургалтын чиг түүний хуваагдлын зураасаас зөрүүтэй байна. Пироксенүүд хоорондоо интерференцийн өнгөөрөө ялгагдана.



Зураг. 6.13. Ортопироксен (Opх) ба клинопироксенээс (Cpx) тогтсон аллотриоморф структуртэй пироксенит

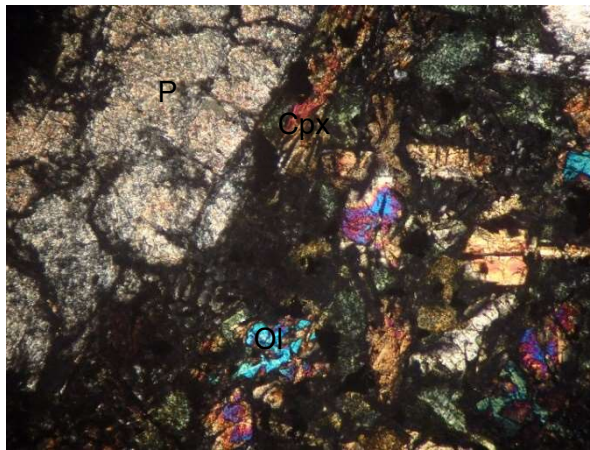
Жижиг талстат габбро Порфир маягийн структуртэй талсжжээ (Зураг.6.13). Порфиороор плагиоклазын гипидиоморф баганалаг хэлбэртэй фенокристүүд үүссэн ба тэдгээрийн хооронд плагиоклазын жижиг талстууд оливины бөөгнөрөлийн хамт талсжсан байна. (Зураг.6.14). Плагиоклазын фенокристүүд үл ялиг пелитжсэн ба оливины талстууд хагаралд автагдсан байна (Зураг.6.13).



Зураг. 6.14. Плагиоклазын (Pl) фенокристүүд ба тэдгээрийн хооронд үүссэн плагиоклаз ба оливины (Ol) талстуудын бөөгнөрөл

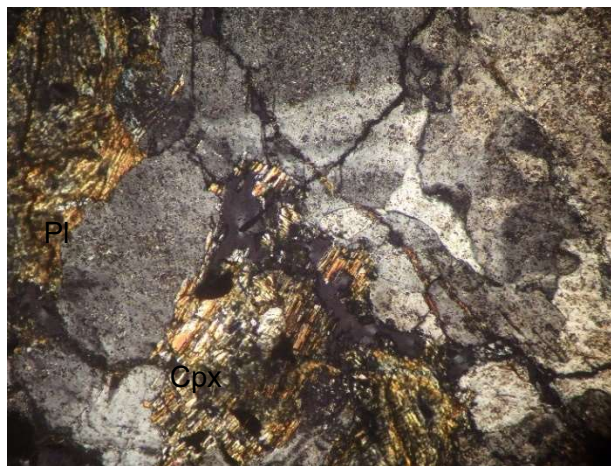
Шанд уул орчмын диабаз

Порфир структуртэй, Плагиоклазын урт сунасан фенокристийн хооронд оливин ба клинопироксений талстууд үүсчээ (Зураг.6.15). Эдгээрийн 20% орчим нь серпентинит ба тремолитод хувирчээ.



Зураг. 6.15. Плагиоклазын (Pl) фенокристүүд ба тэдгээрийн хооронд үүссэн оливин (Ol) ба клинопироксений (Cpx) талстуудын бөөгнөрөл

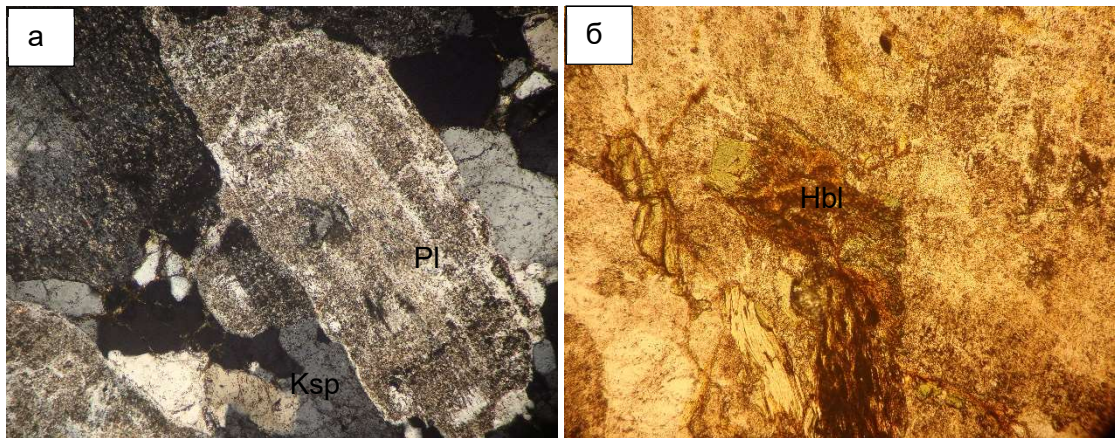
Чулуулаг нь порфирмаягийн структуртэй. Порфиороор плагиоклазын фенокристүүд үүссэн байна. Үндсэн хэсэг плагиоклазын жижиг талстууд тэдгээрийн хооронд талжсан клинопироксений талстуудаас тогтоно (Зураг.6.16).



Зураг. 6.16. Плагиоклазын (Pl) фенокристүүд ба тэдгээрийн хооронд үүссэн клинопироксений (Cpx) талстууд

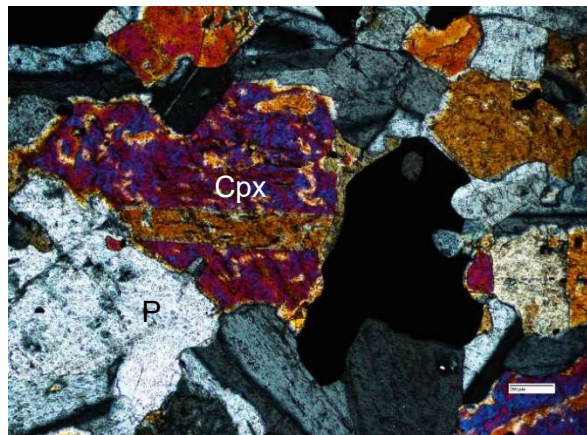
Трондьемит нь плагиоклаз 52%, кварц 28%, КХЖ-10%, эвэрхуурмаг 10% бүрдэнэ.

Порфиороор плагиоклазын фенокристүүд үүссэн ба пелитжсэн, нийт талстын 20% орчим нь бүслүүрлэг бүтэцтэй байна. Кварц, эвэрхуурмаг ба калийн хээрийн жоншийн талстууд фенокристүүдийн хооронд үүсчээ (Зураг.6.17). Эвэрхуурмагийн талстууд хлоритод хувирчээ.



Зураг. 6.17. а-плагиоклазын (Pl) фенокристүүд ба тэдгээрийн хооронд үүссэн КХЖ ба кварцын талстууд, б- хлоритод хэсэгчлэгдэн хувирсан эвэрхуурмаг,

Габбро (Агзага) Габбро-офит структуртэй (Зураг.6.17). Гипидиоморф баганалаг хэлбэртэй плагиоклаз ба клинопироксений талстуудаас талсжсан байна. (Зураг.6.17). Клинопироксений талстууд ихэрлэлттэй ба зүүлэг ортопироксений ургалттай (Зураг.6.18).



Зураг. 6.18. Габбро офит структуртэй плагиоклаз (Pl) ба клинопироксений (Cpx) талстууд

Меланж бүрдлийн чулуулгийн химийн найрлага

Химийн найрлагыг тогтоох судалгааг SGS компанид натрийн хэт исэлтэй хайлуулалтын уусмалыг ICP-OES Optima 8300 болон ICP-MS NexION 300Q (үйлдвэрлэгч компани Perkin Elmer) загварын багажаар хэмжсэн болно. Нийт 7 дээжийг ховор, метал ба газрын ховор элементийн шинжилгээнд хамруулав.

Хүснэгт 6.1

Гурвансайхан акррецийн бүсийн меланж чулуулгийн химийн найрлага

	Cs	Rb	Ba	U	Th	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Pr	Sr
габбро	0.1	2.1	44	0.23	0.8	1.21	0.41	1.7	4.66	2.31	1	79.33
трондьемит	0.1	5.6	93	0.21	0.6	1.08	0.45	1.3	2.75	2.56	0.79	178
перидотит	0.1	0.5	9.5	0.26	0.3	0.84	0.29	0.08	0.5	10.12	0.4	25.16
пироксенит	0.1	0.2	55	0.2	0.3	0.53	0.33	0.07	0.5	2	0.36	14.81
базальт	0.4	3.6	46	0.24	0.5	2.12	0.18	4.5	13.16	2.38	2.16	158
габбро	0.9	24.7	221	0.32	0.4	0.62	0.17	2.6	8.49	2.92	1.59	357
андезит	0.6	19	162	1.03	0.3	0.36	0.47	1.9	37.27	7.07	4.35	335

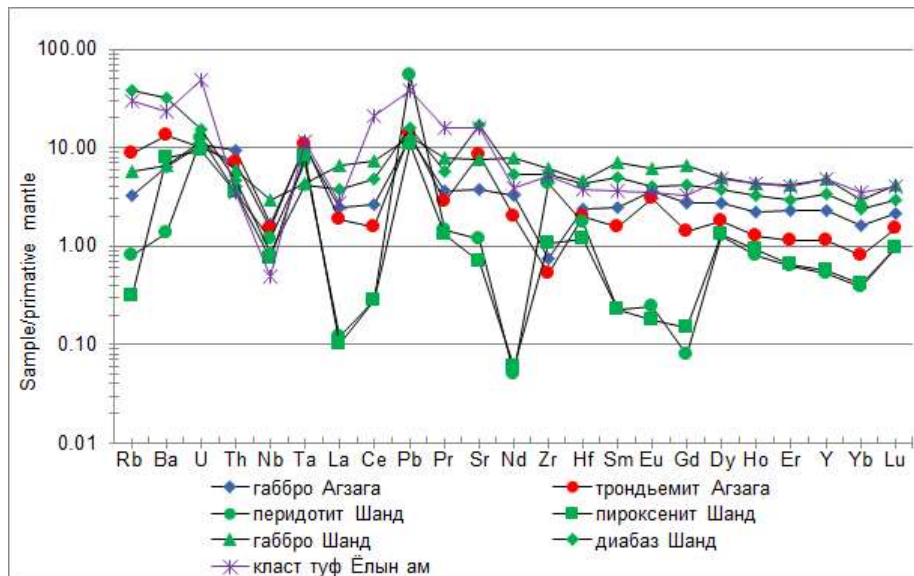
	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Y	Yb	Lu
габбро	4.4	8.52	0.74	1.1	0.61	1.64	2.04	0.37	1.12	10.43	0.81	0.16
трондьемит	2.7	5.91	0.62	0.7	0.51	0.83	1.33	0.21	0.55	5.14	0.4	0.11
перидотит	0.07	47.96	0.54	0.1	0.04	0.05	0.94	0.13	0.3	2.4	0.19	0.07
пироксенит	0.08	11.85	0.36	0.1	0.03	0.09	0.98	0.15	0.31	2.55	0.2	0.07
базальт	10.8	68.65	1.45	3.2	1.03	3.9	3.76	0.71	2.01	21.86	1.46	0.31
габбро	7.2	59.79	1.36	2.2	0.68	2.49	2.82	0.53	1.4	15.69	1.16	0.22
андезит	5.2	58.6	1.17	1.6	0.59	1.96	3.58	0.7	1.97	22.18	1.71	0.3

	Cr	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Ti	V	Zn	Co	Ga	Ge
габбро	9	33	4.4	1035	7	0.05	0.22	126	60	14.5	12	2
трондьемит	10	9	1.85	482	4	0.02	0.1	16	44	3.3	9	1
перидотит	3235	9	5	543	1442	0.01	0.01	20	42	88.7	1	1
пироксенит	2481	7	3.29	817	146	0.01	0.01	74	19	44.9	1	2
базальт	41	39	6.72	1830	16	0.1	0.7	334	85	32.7	14	2
габбро	12	78	5.89	1101	10	0.03	0.33	251	68	26.9	18	2
андезит	8	87	5.63	1050	16	0.02	0.32	241	67	20	13	1

	Sc	Mo	W	Cd	In	Sn	Sb	Tl	Pb	Bi	Li	As
габбро	16	1	1	0.1	0.1	2	0.2	0.5	5	0.2	9	7
трондьемит	5	2	1	0.1	0.2	2	0.2	0.4	6	0.2	8	9
перидотит	6	2	1	0.2	0.2	2	0.2	0.5	5	0.2	23	4
пироксенит	53	3	5	0.2	0.2	1	0.1	0.3	4	0.3	10	5
базальт	34	2	2	0.1	0.1	1	0.3	0.2	3	0.1	8	4
габбро	27	3	3	0.2	0.1	1	0.1	0.4	4	0.1	25	3
андезит	25	2	9	0.2	0.1	1	0.1	0.3	3	0.1	24	4

Эдгээрээс ховор элементүүдийг анхдагч мантийн утгад харьцуулсан утгаар тархалтын диаграм байгуулав.

Шанд уул орчмын перидотит, пироксенитоос бусад Агзага ба Шандын габбро, трондьемит, диабаз зэрэг меланжууд дахь ховор элементийн тархалт ойролцоо байна (Зураг.6.18). Перидотит ба пироксенит нь серпентинитэд хувирсан байсан тул бусдаас арай өөр тархалтын муруй үзүүлэх боломжтой юм (Зураг.19).



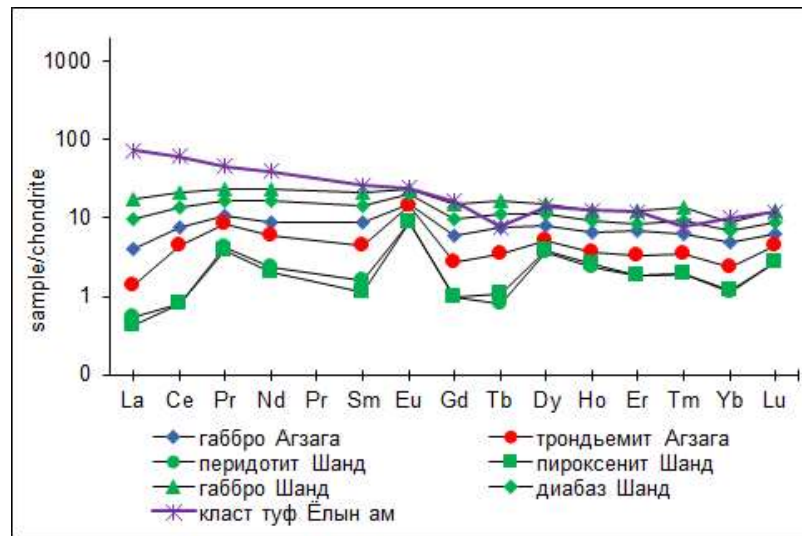
Зураг.6.19. Агзага ба Шанд уулын меланжийн бүсийн перидотит, пироксенит, габбро, трондьемит, диабаз зэрэг меланжийн бүсийн чулуулгийн ховор элементийн тархалтын диаграм. Шинжилгээний дүнг McDonough & Sun, (1995) нарын анхдагч мантийн утгад нормчлов.

Хүснэгт 6.2

Гурвансайхан аккрецийн бүсийн меланж чулуулгийн ГХЭ-ийн найрлага

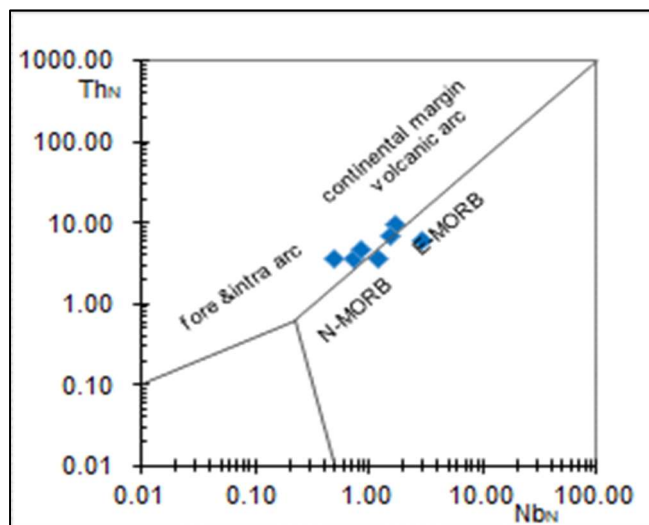
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
габбро	0.93	4.66	1	4.11	1.35	0.88	1.2	0.28	2.04	0.37	1.12	0.16	0.81	0.16
трондьемит	0.33	2.75	0.79	2.83	0.69	0.82	0.57	0.13	1.33	0.21	0.55	0.09	0.4	0.11
перидотит	0.13	0.5	0.4	1.11	0.24	0.51	0.2	0.03	0.94	0.13	0.3	0.05	0.19	0.07
пироксенит	0.1	0.5	0.36	0.95	0.17	0.5	0.2	0.04	0.98	0.15	0.31	0.05	0.2	0.07
базальт	4.1	13.16	2.16	10.97	3.21	1.37	3.07	0.62	3.76	0.71	2.01	0.34	1.46	0.31
габбро	2.26	8.49	1.59	7.77	2.17	1.16	1.98	0.41	2.82	0.53	1.4	0.24	1.16	0.22
андезит	16.95	37.27	4.35	18.41	3.97	1.39	3.33	0.29	3.58	0.7	1.97	0.2	1.71	0.3

Меланжийн бүсийн чулуулгийн ГХЭ ийн тархалтад бүх чулуулагт Eu нэмэх аномал тогтоогдов (Зураг.6.19). Чулуулаг дундаас перидотит ба пироксенитүүд Eu нэмэх өндөр аномалаар ялгарах төдийгүй тархалтын муруйнууд бусдаас доогуур байна. (Зураг.6.20). Агзагын габбро ба трондьемитууд зэрэгцээ тархалт үзүүлнэ.



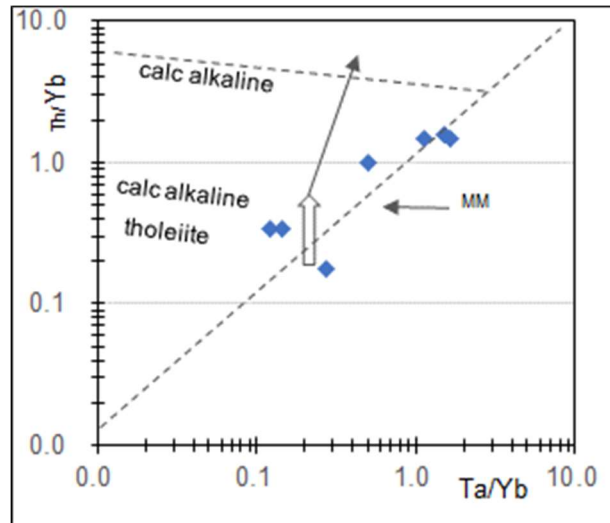
Зураг.6.20. Агзага ба Шанд уулын меланжийн бүсийн перидотит, пироксенит, габбро, трондъемит, диабаз зэрэг меланжийн бүсийн чулуулгийн ГХЭ-ийн тархалтын диаграм. Шинжилгээний дүнг McDonough & Sun, (1995) нарын хондритын утгад нормчлов.

Хэт суурилаг суурилаг чулуулгийн гарал үүслийн $Th_N - Nb_N$ диаграмд судлагдаж буй меланжийн чулуулгууд N-MORB буюу өврийн хотгорын (fore and intra arc) царцдасын талбайд бууж байна. Өөрөөр өврийн хотгорын царцдасын шургалт явагдсаныг харуулна (Зураг.6.21).



Зураг.21. Агзага ба Шанд уулын меланжийн бүсийн перидотит, пироксенит, габбро, трондъемит, диабаз зэрэг меланжийн бүсийн чулуулгийн $Nb_N - Th_N$ диаграм дахь байршил. (Saccani, 2015)

Мөн $Ta/Yb-Th/Yb$ ийн диаграмд мөн л N -MORB-д дүйх толеит найрлага болон арлын нумын гарал үүсэлд дүйцэх найрлага бүхий талбайд буужээ (Зураг.6.22).



Зураг.6.22. Агзага ба Шанд уулын меланжийн бүсийн перидотит, пироксенит, габбро, трондьемит, диабаз зэрэг меланжийн бүсийн чулуулгийн $Ta/Yb-Th/Yb$ диаграм дахь байршил. (Pearce, 1982)

ДҮГНЭЛТ

- Гурвансайхан сери нь өврийн хотгорт хуримтлагдсан хэмхдэслэг флиш хурдас бөгөөд хурдас дахь лав, цахиурлаг чулуулгийн үе, линз нь нэг цаг үеийн хуримтлал болно.
- Эдгээр чулуулагт өврийн хотгорын царцдас удаан хурдтай гулсаж шургасанаар хайлалт үүсч уулмаар зүссэн залуу харьцаатай эртний настай чулуулгууд үүсчээ. Энэ нь бидний судалгаагаар манай оронд урьд өмнө тогтоогдож судлагдаагүй Low friction accretion тогтоогдсоныг батлана.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ

Руженцев, С.В., Бадарч, Г., Вознесенская, Т.А., 1985. Тектоника Заалтайской зоны Монголии (Хребты Гурвансайхан и Дзолон). Геотектоника 19, 276-284.

Суетенко, О.Д., 1973. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии. Геотектоника 3, 102-115.

- Тогтох, Д., Гүрцоо, Д., ба бусад, 1986. Отчёт о результатах групповой геологической съемки М 1: 200 000, проведенной Гурвансайханской партией N 11 в 1982-1984 гг.
- Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 87-110.
- Jian, P., Kröner, A., Jahn, B.-M., Windley, B.F., Shi, Y., Zhang, W., Zhang, F., Miao, L., Tomurhuu, D., Liu, D., 2014. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the central Asian Orogenic Belt. *Earth Science Reviews* 133, 62–93.
- Helo, C., Henger, E., Kroner, A., Badarch, G., Tomurtogoo, O., Windley, B.F., Dulski, P., 2006. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth. *Chemical Geology* 227, 236-257.
- McDonough, W.F., and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Pearce, J.A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S., Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, 252-548.
- Saccani, E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6, 481–501.
- Yang, S., Miao, L., Zhang, F., Zhu, M., Yao Zhou, Y., Baatar, M., Anaad, Ch., 2019. Detrital zircon age spectra of the Gurvan Sayhan accretionary complex in South Mongolia: Constraints on the Late Paleozoic evolution of the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 175, 213-229.

СУДАЛГАА 7

ГУРВАНСАЙХАН ТЕРРЕЙНД БАЙРЛАХ ХАНБОГД ШҮЛТЛЭГ ГРАНИТЫН СТРУКТУР, ТЕКСТУРЫН СУДАЛГАА

Судалгааны зорилго:

Олон судлаачид Ханбогд массивыг бүрдүүлэгч шүлтлэг гранитууд нь магмын эргэлдэх хөдөлгөөнөөр буюу магма хуйларах хөдөлгөөн хийсэнээр үүссэн тогтоцтой гэж үздэг байна. Учир нь сансрын зурагт хагас цагираг хагарлууд тод дүрслэгддэг болно. Энэ төслийн судалгаагаар Гурвансайханы террейнд байрлаж буй Ханбогд шүлтлэг гранитын массив нь үнэхээр хуйлрах үзэгдэлээр гранитууд үүссэх эсэхийг тогтоох зорилго тавив. Үүнийг гранитын текстурын судалгаагаар тогтоох боломжтой юм. Хэрэв уг массивыг бүрдүүлэгч гранитын хуйларч эргэх хөдөлгөөний явцад талсжсан бол гранитуудад таксит буюу зурвас текстур хадгалагдах ёстой болно. Иймд структур текстурын судалгааг сонгов

Ханбогд шүлтлэг гранитын массив нь Өмнөговь аймаг, Ханбогд сумын нутагт сумын оршино. Сумын төв нь уг уулын дэргэд байгуулагджээ.

Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын өмнөх судалгаа

Ханбогдын массивт ОХУ-ын олон эрдэмтэд ажилласан бөгөөд хэг сэдэвт бүтээл болон өгүүлэлүүд хэвлэгдсэн байна. Тухайлбал эрдэмтэн Эрхүүгийн геологи-геохимийн хүрээлэнгийн Владыкин нар (1981) уг массивт хийгдсэн геологи-минералогийн эхний үр дүнг нэгтгэн нэг сэдэвт бүтээл хэвлүүлсэн байна. 1980-иад оноос эхэлсэн судалгаагаар судлаачид уг массив нь Газрын Ховор Элементийн хүдэржилттэйг тогтоож, эльпидит (Владыкин, 1972). эдгээр ГХЭ тээгч болохыг илрүүлсэн юм. Доктор Н.И.Владыкин нь шүлтлэг гранитын пегматитуудаас цирконы усан силикатууд; армстронгит- $\text{CaZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ба “Монголит - $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ” зэрэг эрдсүүдийг шинээр нээж ОХУ ын минералогийн хороогоор батлуулсан байна (Владыкин и Коваленко, 1973). Хожмын судлаачид шинэ эрдсүүд биш ч ГХЭ элемент агуулсан эрдсүүдийг нэмж олсон юм (Kynicky et al., 2011). Ханбогдын массив нь 2 янзын хэмжээтэй гол ба туслах жижиг биетүүд нь өөр өөр текстуртэй гранитаас тогтсоныг энэ бүтээлд дурьдсан байна (Зураг.7.1).



Зураг.7.1. Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын сансрын зурагт харагдах хэлбэр, ялгагдах гол ба жижиг интрузив биетүүд ба зүсэгдсэн Карбоны вулканит /@Landsat/

Гол биед 3 фазын гранит ялгасан бол жижиг биетэд 2 фазын гранит ялгажээ. Үүнд:

1-р фазад том талстат шүлтлэг гранит,

2-р фазад жижиг-дунд талстат шүлтлэг гранит,

3-р фазад улаан өнгийн гранит ялгагджээ. Харин жижиг биетэд

1-р фазад жижиг талстад порфир гранит

2-р фазад жижиг талстат жигд мөхлөгт шүлтлэг гранитууд бичигджээ. Владыкин нь жижиг биетийг бүрдүүлэгч гранит нь гол биетээ зүссэн тогтоцтойг тэмдэглэжээ. Сансрын зурагт харагдах тод хар өнгийн толбууд нь агуулагч андезитын өргөгдсөн ксенолитууд байв. Владыкин нарын (1981) судлаачид гранитуудын шүлтлэг өнгөт эрдсүүдийн найрлагыг судалж арфведсонит (шүлтлэг амфиболын төрөл) ба эгирин (шүлтлэг пироксений төрөл) зэргийг тогтоосон юм.

Ковеленко, нарын (2006, 2007) судлаачид 2006 оноос энэ массивын тогтоц, гранитын геохими, петрологи, изотоп, үнэмлэхүй насны судалгааг англи хэл дээр нийтлүүлсэн байна. Эдгээр бүтээлд массивын шүлтлэг пегматитын цирконд U-Pb аргаар 291 сая жилийн нас тогтоосон байна (Kovalenko et al., 2006).

Док. Амар-Амгалан Японы Шимани Их Сургуульд энэ массивын гранитоидын геохимээр судалгаа хийж дээр ялгагдсан фазуудыг бие бүрээр эсвэл бүгдийг нэгтгэн Rb-Sr аргаар үнэмлэхүй нас тогтоосон нь 292-295 сая жилийн хүрээнд хэлбэлзсэн байна (Serjikhumba, A., 2004)

2022 ОНЫ СУДАЛГАА

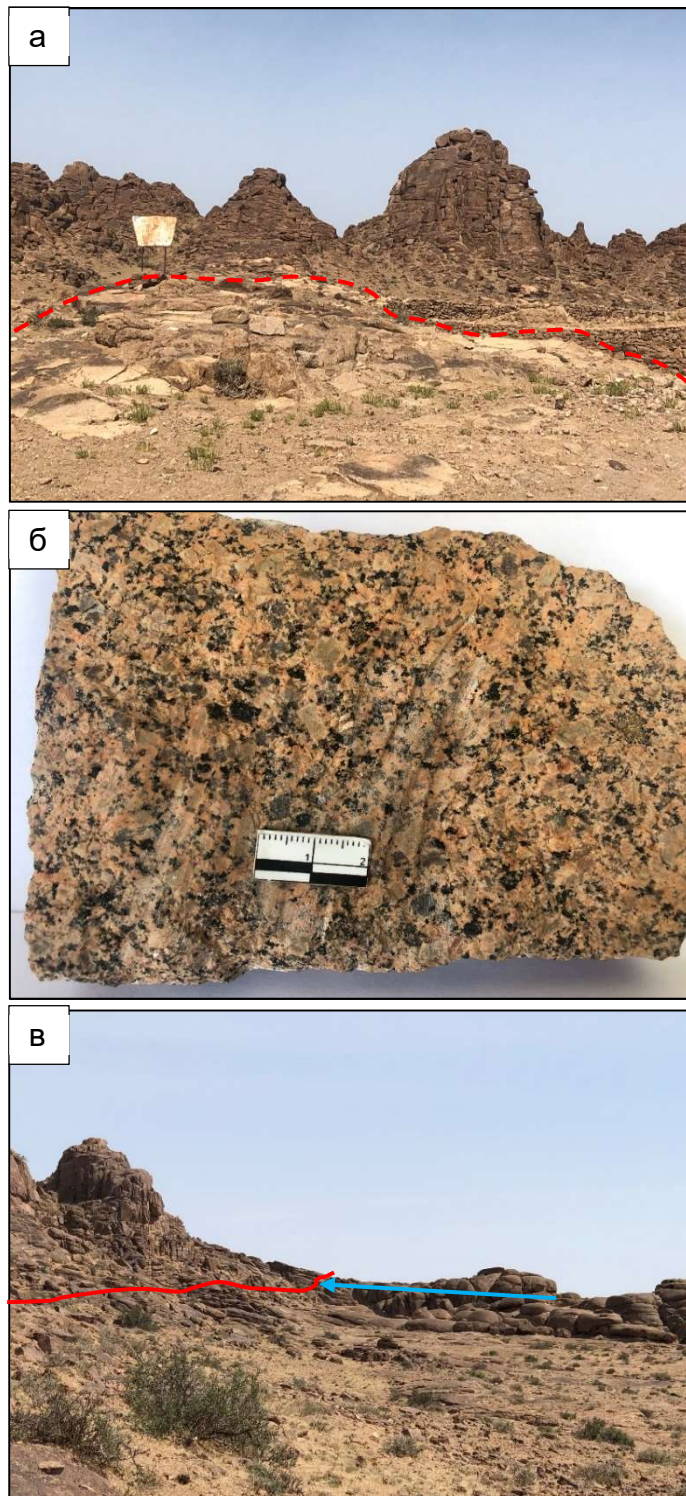
Бид энэ судалгаагаар гранитын структурт анализ хийж энэ массивыг бүрдүүлэгч гранитууд магмын хуйлрах үзэгдлээр үүссэн эсэхийг тайлбарлах зорилготой байв.

Гэхдээ Владыкин нарын анх ялгасан улаан өнгийн гранитаар нэрлэгдсэн 3-р фазын гранитыг судалгааны гол объект болгов. Улаан өнгийн гранит нь Дэмчигийн хийд орчимд тархалттай сансрын зурагт улаан ба ногоон туяа холилдсон өнгөтэй ба изометрлэг хэлбэртэй жижиг хэмжээтэй биетүүдээс энэ өнгө ойжээ. Зураг 7.1-д энэ гранитыг (1) ээр тэмдэглэв. Дэмчигийн хийд орчимд улаан гранит нь порфир шигтгээтэй жижиг-дунд талстат улаан өнгийн гранит тархалттай ба 3 чиглэлийн клеважаас босоодуу клеваж тод илэрсэн байна.

Текстурын анализ нь таксит структур бус болохыг батлана. Гранитын структурын буюу петрографийн судалгаагаар энэ фазын гранитад эрдсүүдийн чиглэсэн тогтоц үл тогтоогдоно.

Улаан өнгийн гранит нь сааралдуу өнгийн дунд-том талстат 2 р фазын гранитыг зүсчээ (2-оор тэмдэглэв). Зүсэгдсэн гранитын апикал хэсэг нь цайвар өнгө ба ширхэгээрээ ялгагдана (Зураг. 7.2а,в).

Сансрын зурагт эдгээр хоёр фазын хооронд агуулагч чулуулгийн ксенолит илэрчээ (Зураг. 7.1 -д 3-аар тэмдэглэв). Өөрөөр ксенолит биет нь фаз хоорондын хил заагийг тодруулж байв. Судлаачид агуулагч андезитыг зөвхөн гранитын орой дээр тогтсон байрлалтай хэмээн үзэж байсан ч хавчуургадас хэлбэртэй бас байгааг тогтоов.



Зураг.7.2. Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын 3-р фазын гранитын жижиг интрузив биетүүдийн гаршийн хэлбэр ба зүсэгдсэн гранитын апикал хэсэг, б- эмх замбараагүй чиглэлтэй порфирууд бүхий гранит, в- 2-р фазын гранитыг зүссэн хил зааг

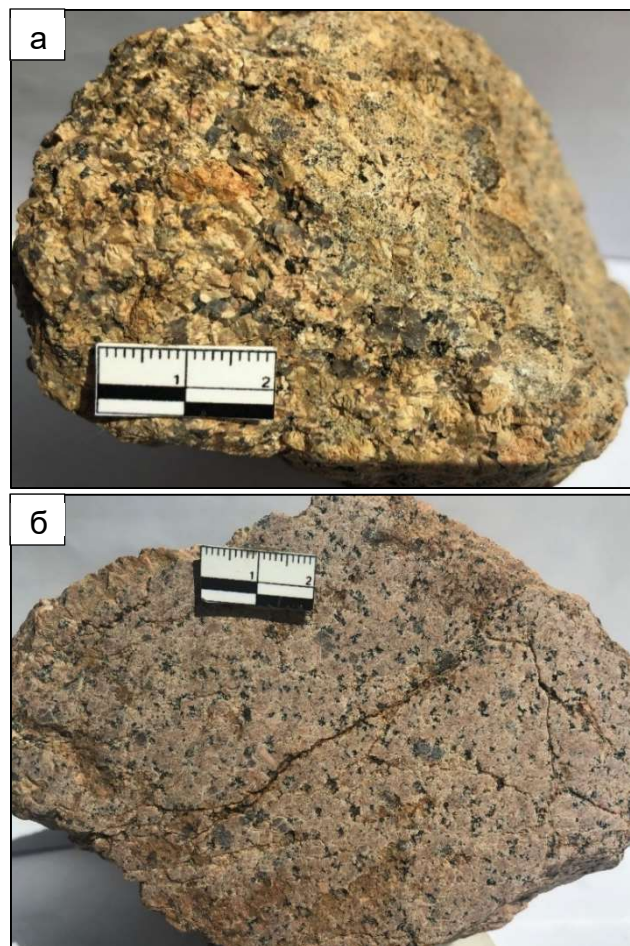
2- р фазын гранитууд нь хэвтээ клеваж илүү хөгжсөний улмаас урт сунасан тогтоцтой болсон байна (Зураг. 7.3а). 2-р фазын гранитууд янз бүрийн зүгт чиглэсэн порфир структуртэй ба голчлон КХЖ ийн фенокристүүд тэмдэглэгдэх ба цөөн тооны



Зураг.3. а-Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын 2-р фазын гранитын биетийн, б- эмх замбараагүй чиглэлтэй порфирууд бүхий гранит, в- эльпидитээр баян 2-р фазын гранит

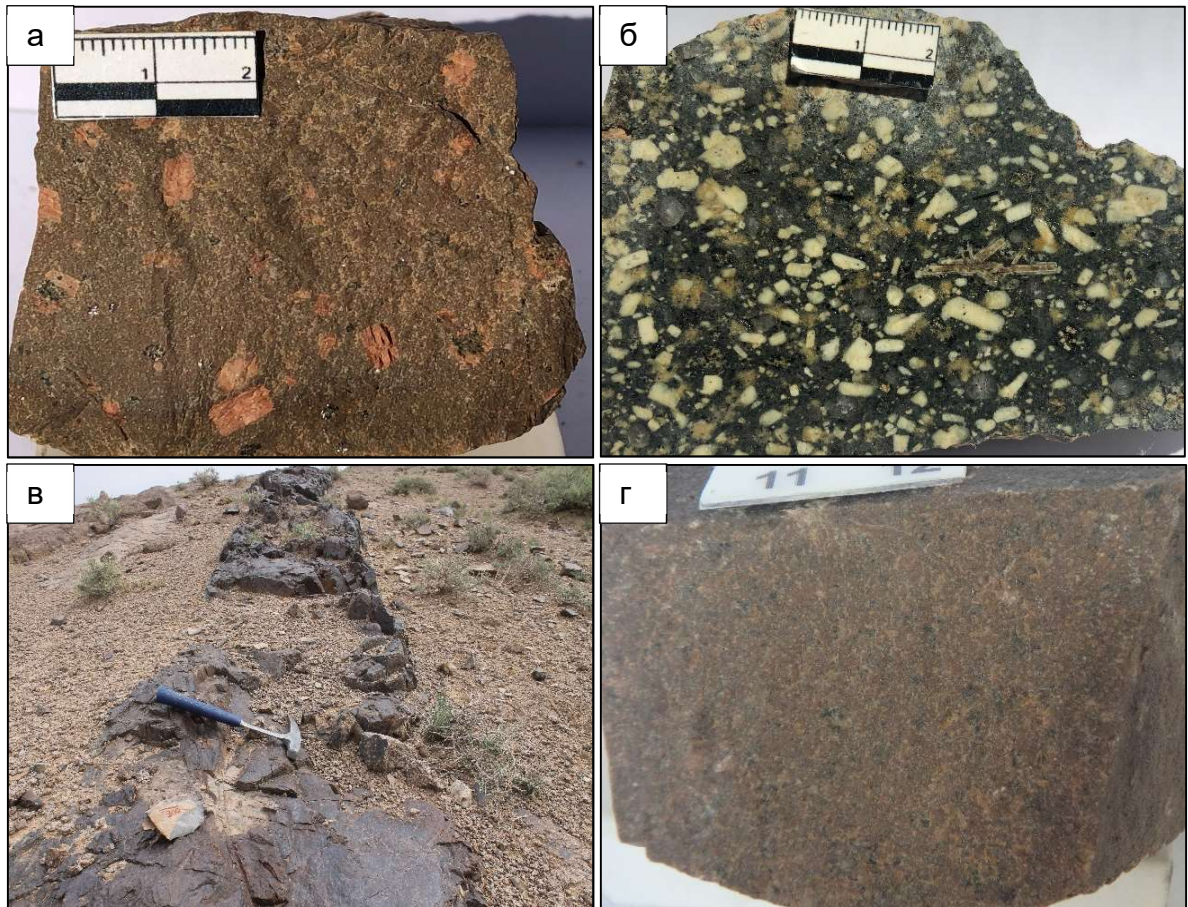
Цагаан өнгийн плагиоклаз, кварц, мөн эвэрхуурмагийн фенокристүүд нүдээр ялгагдана (Зураг. 7.3 б,в). Гранит нь сулавтар ягаан туяатай сааралдуу өнгөөр 3-р фазын улаан гранитаас эрс ялгагдана. Энэ фазын гранитууд голдуу жигд талстат структуртэй байна. Эдгээрийн аль аль нь магмын хуйларлыг заах бус харин магма гүнээс царцдас руу өгсөх замаар үүсч талсждаг процессыг заадаг текстурууд болно. Пегматитад ойрхон гранитууд эльпидитээр баяжжээ (Зураг. 7.3в).

Жижиг интрузив биетэд гол интрузив биетийн гранитуудаас эрс ялгаатай жижиг талстат гранитууд тогтоогдоно. Үүнээс эхний фазад жигд бус хэмжээтэй порфир маягийн гранит ялгагдана (Зураг. 7.4а). Харин 2-р фазад жигд бус талстат ягаавтар өнгийн гранит тогтоогдоно (Зураг. 7.4б).



Зураг.7.4. Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын жижиг интрузив биетэд ялгагдах 1-р (а) ба 2-р фазын (б) гранитууд

Дайкууд олон төрөл бөгөөд комендит (Зураг. 7.5а), пантеллерит (Зураг. 7.5б) зэрэг шүлтлэг дайкууд тогтоогдсон болно. Уг массивт хамгийн их урттай тархсан дайкийн сери нь сиенитийн дайкууд ба өргөрөг дагуу сунасан, 300 -500м үргэлжилнэ (Зураг. 7.5в). Сиенитийн дайк нь маш жижиг талсттай, нягт болно (Зураг. 7.5в). Эдгээр дайкуудад ч үелсэн тогтоц байхгүй байна.



Зураг.7.5. Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын дайкийн төрлүүд. а-комендит, б-пантеллерит, в- дайкийн хэлбэр, г-сиенитийн дайк

Хамгийн онцлог дайк нь экеритийн дайк бөгөөд энэ дайк нь кварц-альбит ба кварц-арфведсонит-альбитын үелсэн тогтоцтой буюу таксит структуртэй байна. Үелэлд цайвар өнгөтэй үе кварц-альбитын бүэцтэй бол , харавтар өнгөтэй үе кварц-арфведсонит-альбитын бүтцийг заана (Зураг.7.6)Судлаачидийн баримталсан хуйларлын онол дагуу Ханбогд шүлтлэг гранитын массивын бүх гранитууд том жижиг талстаас үл хамааран иймэрхүү үелсэн тогтоцтой байх ёстой болно.



Зураг.6. Үелсэн тогтоцтой таксит структур бүхий экеритийн дайк.
Үелэлд цайвар өнгөтэй үе кварц-альбитын бүтэц, харавтар өнгөтэй
үе кварц-арфведсонит-альбитын бүтэц

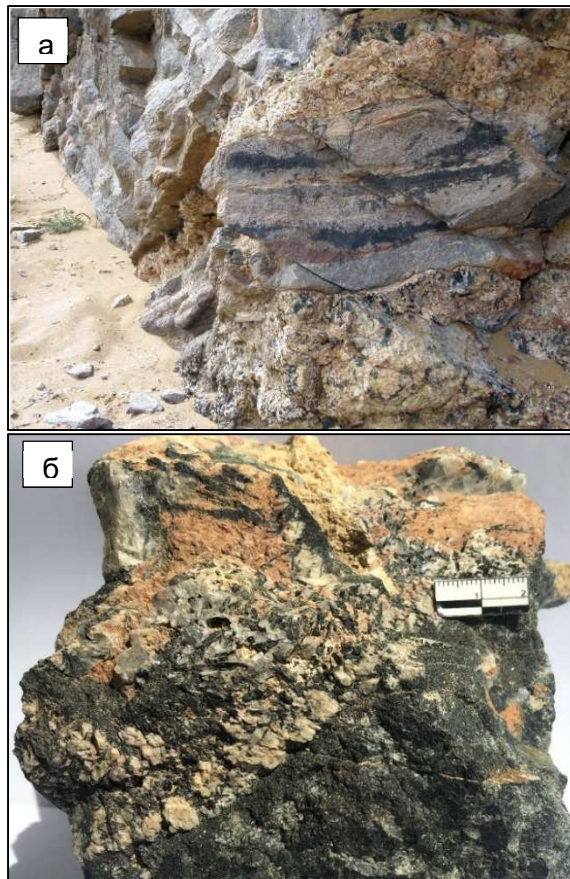
Дайкийн чулуулаг ан цавд үүсэх тул ан цавд шилжин ирж буй магма, тухайн үеийн деформацийн хөдөлгөөнөөс хамааран янз бүрийн тогтоц олно. 1000 км² талбай эзэлсэн магмын биетийн зөвхөн нэг төрөл дайк таксит структуртэй байгаа нь тухайн ан цавын хөгжлийн онцлогтой холбоотой байна.

Харин нийт массивын хэмжээний гранитууд порфир маягийн болон жигд талст структуртэй байгаа нь гранитууд хуйларлын процессоор үүссэнийг үл батална.

ГХЭ ИЙН ХҮДЭРЖИЛТТЭЙ ПЕГМАТИТУУД

Владыкин нарын (1981) судлаачид эльпедит агуулсан пегматит болон хүдэржилттэй гранитын байршилийг геологийн схем зурагт тэмдэглэсэн болно. Камер бүтэцтэй пегматитууд ховор ба ихэвчлэн судал хэлбэрийн биетүүд байна. Зураг.7.7а- д судлын пегматитийн бүтэц тод харагдана. Экеритийн нарийн биетүүд хооронд эльпидитээр баян гранитын пегматитууд үүссэн байна. Гранитад арфведсонитын зүүлэг том талстуудын бөөгнөрөлөөс гадна эльпидитийн шигтгээнүүд улаавтар

өнгөөрөө ялгарна. Судалд эльпидитийн агуулга >10% байна. Зураг. 7б-д бүслүүрлэг бүтэцтэй пегматитын ургалтын дээжийг харуулав. Үүнд зүүлэг арфведсонитын дотор эльпидитийн үүрийн гадна КХЖ-арфведсонит ба кварц эльпидитийн үүрүүд ургажээ.

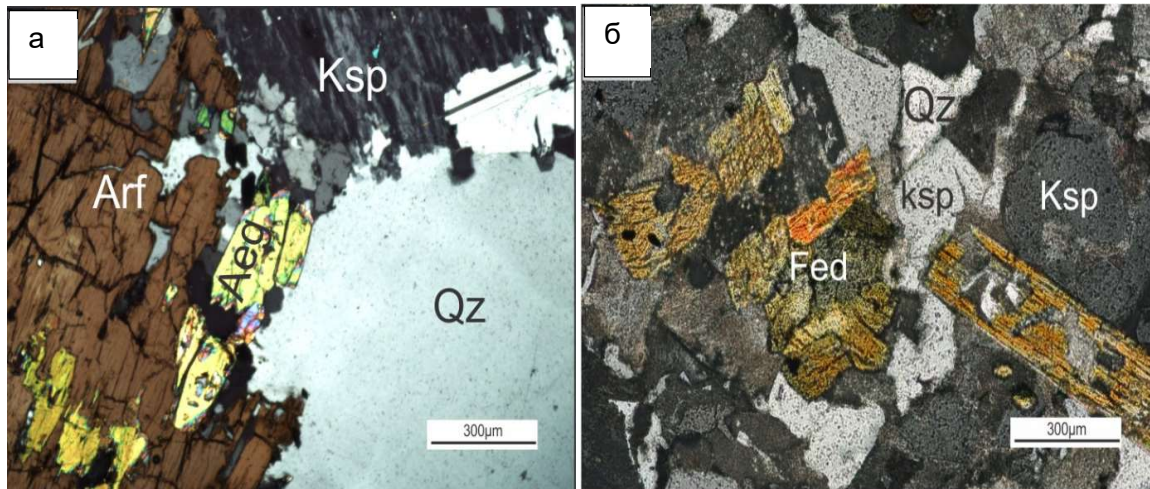


Зураг.7.7.а-үелсэн тогтоцтой таксит структур бүхий экеритийн дайк завсар үүссэн эльпедиттэй гранитийн судал, б- бүслүүрлэг бүтэцтэй пегматитийн ургалт

Улаан гранитын амфиболын судалгаа:

Энэ судалгаагаар ГХЭ зэрэг хүдэржилтийн эрдсийг бус гол интрузив биетэд тогтоогдох 3-р фазын улаан гранитын эвэрхуурмагийн судалгааг хийв. ОХУ -ын судлаачид улаан гранитад арфведсонитоос өөр эвэрхуурмаг байгааг таамагласан ч түүний найрлагыг тогтоогоогүй юм. Бидний судалгаагаар энэ гранитын эвэрхуурмаг нь ферро-единитийн найрлагатайг тогтоов.

Арфведсонит нь Na шүлтийн улмаас гүн ногоон өнгөтэй ба I зэргийн өтгөн хүрэвтэр аномал интерференцийн өнгө үзүүлдэг (Зураг.8а). Харин ферро-единитэд Na шүлтийн агуулга арфведсонитынхоос 2 дахин бага төмөр ба кальцийн агуулга ахиу тул II зэргийн шаравтар интерференцийн өнгөтэй байна (Зураг.8б). Мөн арфведсонитын талстууд өргөн баганалаг бол ферро-единитийн талстууд нарийн баганалаг байна (Зураг.8а,б).



Зураг.8. Шүлтлэг гранитууд дахь эвэрхуурмагийн оптик шинжийн харьцуулалт. а-дунд талстат 2-р фазын гранит дахь натрийн агуулга ихтэй арфведсонитын (Arf) интерференцийн өнгө, б- натри багатай, төмөрлөг амфибол- ферро-единитийн (Fed) интерференцийн өнгө

Арфведсониттой гранит ба ферро-единиттэй шүлтлэг гранитын химийн найрлага бага зэрэг -ялгаатай байна. Үүнд ферро-единиттэй гранитад K/Na утга 1.18-1.43 K₂O агуулга илүү байгааг гэрчлэнэ. Мөн ферро-единиттэй гранитад цахиурын ислийн агуулга бага 71.00- 71.94%, кальцийн исэл 0.41-0.48% буюу их байгаагаараа арфведсониттой гранитаас ялгаатай байна. Хамгийн гол ялгаа гранитуудын CIPW тооцоогоор илэрнэ. Тухайлбал, арфведсониттой гранитад акмит (Ac), натрийн силикатуудын (NaS) норм илэрсэн бол ферро-единиттэй гранитад эдгээр эрдсийн норм тооцоологдоогүй болно. Харин Ханбогд массивын бүх гранитуудад корунд (C) ба волластанитын (Di-wol) молекул тооцоологдоогүй болно (Хүснэгт. 1).

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ)
ХАРЬЦУУЛАЛТ

Хүснэгт.1 Ханбогдын массивын 2 ба 3-р фазын гранитуудын химийн найрлага ба CIPW нормын тооцоо

Дээж №	Эгирин -арфведсониттой шүтлэг гранитуудын химийн найрлага									Ферро-единиттэй улаан гранитын химийн найрлага			
	32	35	37	39	41	21	30	31	48	18	19	61	62
SiO ₂	75.68	73.12	75.13	74.41	74.48	76.08	73.21	75.76	72.54	71.94	71.18	71.00	71.46
TiO ₂	0.21	0.21	0.27	0.30	0.18	0.23	0.30	0.21	0.42	0.41	0.40	0.49	0.38
Al ₂ O ₃	10.90	11.24	10.51	11.06	10.63	10.81	11.65	10.35	11.89	13.22	13.79	13.63	13.49
Fe ₂ O ₃	0.50	0.69	0.58	0.56	0.57	0.49	0.56	0.56	0.60	0.47	0.40	0.40	0.41
FeO	3.37	4.59	3.86	3.76	3.80	3.26	3.74	3.73	4.03	3.14	2.65	3.38	2.76
MnO	0.10	0.08	0.12	0.06	0.11	0.12	0.16	0.10	0.16	0.04	0.11	0.04	0.11
MgO	0.12	0.18	0.13	0.12	0.07	0.12	0.23	0.10	0.37	0.44	0.43	0.48	0.41
CaO	0.14	0.24	0.28	0.29	0.15	0.21	0.40	0.22	0.75	1.03	1.03	1.11	1.11
Na ₂ O	4.08	4.58	4.22	4.41	4.52	3.69	4.52	4.08	4.46	4.31	3.86	4.12	4.23
K ₂ O	4.65	4.93	4.76	4.79	4.84	4.73	5.05	4.41	4.75	5.07	5.53	5.21	5.23
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05	0.08	0.08	0.10	0.07
ppm	0.35	0.27	0.20	0.37	0.69	0.38	0.27	0.65	0.14	0.14	0.45	0.31	0.53
Total	100.10	100.14	100.06	100.19	100.05	100.12	100.11	100.17	100.16	100.29	99.91	100.18	100.19
ASI	0.91	0.84	0.93	0.85	0.87	0.93	0.86	0.87	0.86	0.92	0.97	0.98	1.01
D.I	90.66	86.88	88.45	89.00	87.98	91.79	88.51	89.18	87.75	89.55	88.56	87.69	89.37
Fet	3.87	5.28	4.44	4.32	4.37	3.75	4.30	4.29	4.63	3.61	3.05	3.78	3.17
K/Na	1.14	1.08	1.13	1.09	1.07	1.28	1.12	1.08	1.07	1.18	1.43	1.24	1.24
CIPW													
Q	33.01	27.39	32.77	30.49	31.66	34.03	26.87	34.44	25.00	23.27	23.22	22.57	22.67
Or	27.48	29.13	28.13	28.30	28.60	27.95	29.84	26.06	28.06	29.96	32.68	30.26	30.91
Ab	30.17	30.36	27.55	30.21	27.72	29.26	31.80	26.68	34.69	36.32	32.66	34.86	35.79
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.74	3.96	3.57	2.37
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	1.45	2.00	1.68	1.62	1.65	1.42	1.62	1.62	1.74	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	0.63	1.43	1.45	1.22	2.01	0.08	1.07	0.93	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Di (wol)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di (en)	0.28	0.42	0.30	0.28	0.17	0.27	0.51	0.23	0.74	0.86	1.01	1.09	0.79
Di (fs)	5.72	7.73	6.24	6.05	6.57	5.37	5.88	6.19	5.63	3.74	3.86	4.68	3.34
Hy (fs)	0.58	0.93	1.17	0.88	0.59	0.87	1.49	0.93	2.58	1.94	0.41	0.88	1.82
Hy (en)	0.03	0.06	0.06	0.05	0.02	0.05	0.15	0.04	0.39	0.51	0.12	0.23	0.50
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.58	0.58	0.59
Il	0.40	0.40	0.51	0.57	0.34	0.44	0.57	0.40	0.80	0.78	0.76	0.93	0.72
Ap	0.00	0.03	0.00	0.14	0.03	0.09	0.05	0.05	0.12	0.20	0.20	0.25	0.17

ДҮГНЭЛТ:

Ханбогд массивын шүлтлэг гранитуудын текстурын анализаар массивыг бүрдүүлэгч чулуулагууд нь магмын хуйларлаар бус магма өгсөх замаар үүссэн болох нь харагдана.

Харин улаан гранит хэмээн ялгагдсан жижиг биетүүд нь Са бүхий ферро-единитийн агуулгатай байна.

Ферро-единит бүхий гранит ад КХЖ ба альбитын эзлэх хувь 70% орчим тул шүлтлэг найрлагатай байна.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ, НИЙТЛЭЛ

Гарамжав, Д., 2007. Дэлхийд явагдах хуйларлын үзэгдэлүүд. Улаанбаатар, 422 хх.

Владыкин Н. В., Коваленко В. И. и др. Первая находка эльпидита в Монголии / Вопросы минералогии изверженных пород и руд Вост. Сибири. Иркутск, 1972. 6-14.

Владыкин Н.В., Коваленко В. И. и др. Новый силикат кальция и циркония - армстронгит // ДАН СССР, 1973. Т. 209. №5. С. 1185-1188.

Владыкин Н.В., Коваленко В. И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан -Богдинского массива щелочных гранитов. М.: Наука, 1981.

Badarch, G., Cunningham, W. D., Windley, B. F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. Journal of Asian Earth Sciences 21, 87–110.

Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., Kozlovsky, A.M., Kovach V.P., Salnikova, E.B., Kotov, A.B., Vladykin, N.V., 2007. Two types of magma sources of rare-metal alkali granites. Geology of ore deposits 49, 506-534.

- Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., Salnikova, E.B., Kozlovsky, A.M., Kotov, A.B., Kovach V.P., Savatenkov, V.M., Vladykin, N.V., Ponomarchuk, V.A., 2006. Geology, geochronology, and geodynamics of the Khanbogd alkali granite pluton in Southern Mongolia. *Geotectonics* 40, 450-466.
- Kynicky J., Chakhmouradian A.R., Xu C., Krmicek L., Galiova M., 2011. Distribution and evolution of zirconium mineralization in peralkaline granites and associated pegmatites of the Khan Bogd complex, Southern Mongolia. *Canadian Mineralogist* 49, 947-965.
- Serjikhumbе, Amaramgalan., 2004. Petrological and geochemical studies on the Khanbogd alkaline complex, South Mongolia, Master course thesis, Shimane University, Japan.
- Vladykin, N.V., Drits, V.A., Kovalenko, V.I., Dorfman, M.D., Malov, V.S., Gorshkov, A.I., 1985. A new silicate of niobium, mongolite $\text{Ca}_4\text{Nb}_6[\text{Si}_5\text{O}_{20}]\text{O}_4(\text{OH}_{10}) \cdot 2\text{nH}_2\text{O}$: *Zap. Vses. Mineral. Obshch.*, 114, 374{377 (in Russian).

СУДАЛГАА 8

ХЯТАД УЛСЫН НУТАГТ ҮРГЭЛЖЛЭХ СУЛИНХЭЭРИЙН БҮСИЙН ГЕОЛОГИ, ТЕКТОНИК, ГЕОДИНАМИК (ОРЧУУЛСАН док. Х.УЛАМБАДРАХ)

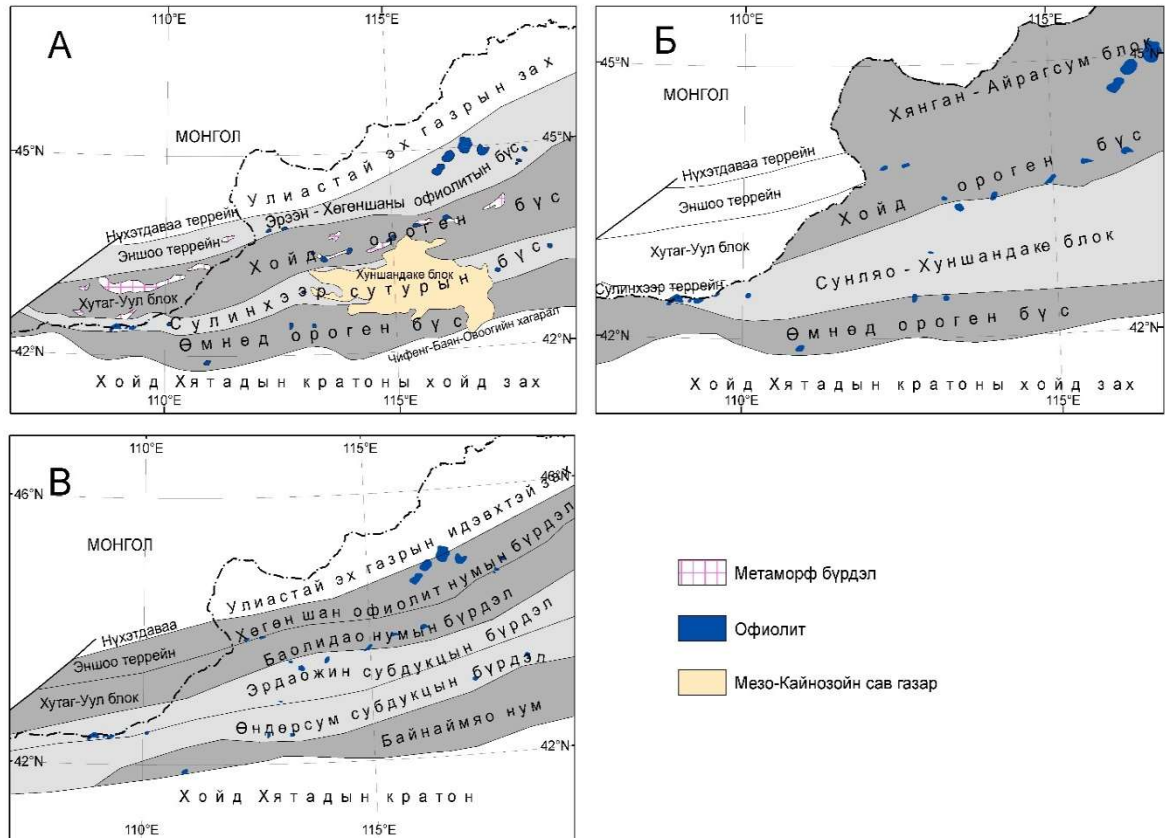
Төв Азийн Ороген Бүс (ТАОБ)-ийн зүүн өмнө талд хэд хэдэн Палеозойн аккрецийн тектоникийн элементүүд ялгагдана. Үүнд: Монголын аккрецийн хожуу Палеозойн идэвхитэй зах Өмнөд Монгол, Хойд Хятад дахь Карбон – түрүү Пермийн идэвхитэй зах, Перм – Триасын аккрецийн шаантаг зэрэг болно (Xiao et al., 2003, 2015). Судлаачид Өмнөд Монголын аккрецийн орогенийг Карбоны насаар тогтоодог бол Дорноговь Сулинхээрийн бүсэд Триасын аккреци ялгадаг байна (Ruzhentsev et al., 1989). Хятад Улсад тогтоогдох Индосинийн ороген нь Палео-Азийн далайн хожуу Палеозойн цаг үеэс хөгжсөнтэй олон судлаачид санал нэгддэг. Өмнөд Монголын Карбон ба Триасын ороген нь Индосинийн орогонтэй төстэй хэмээн үзжээ. Аль алинд нь эх газрын ба далайн царцдас, дээд мааньтын үлдэц буюу офиолитийн үлдэц агуулсан субдукци аккрецийн систем байдаг онцлогтой юм (Ruzhentsev et al., 1989; Yarmolyuk et al., 2012, 2016).

1. Хойд Хятад дахь хожуу Палеозойн структурын дүүрэгчлэл

Монгол оронд явагдсан аккрецийн процессын хожуу Палеозойн идэвхитэй зах болох Хойд Хятадын хэсэгт тектоник ангилалын судалгаа эцэслэн шийдээгүй судлаачид өөр өөр загвар санал болгосоор байна. Түүнд, Улиастайн эх газрын идэвхитэй зах, Хөгөншаны офиолитын нум – аккрецийн бүрдэл, Хойд аккрецийн ороген, Сулинхээрийн сутурын бүс, Өмнөд аккрецийн ороген (Зураг 8.1А; Eizenhöfer et al., 2014; Eizenhöfer, Zhao, Sun, et al., 2015; Jian et al., 2008; Xiao et al., 2003, 2015), түүнээс гадна Хянган-Айраг сумын блок, Хойд ороген бүс, Сунляо-Хуншандаке блок, Өмнөд ороген бүс (Зураг 8.1Б; Luo et al., 2016) гэж ялгасан нь бий. Мөн Палео-Азийн далайн хойшоо чиглэсэн субдукцээс үүссэн Хөгөншан офиолитын меланж, Баолидао нум, Эрдаожин аккрецийн комплекс (Зураг 8.1В; Xiao et al., 2018) гэх зэргээр хуваан үзэж байна.

Улиастайн эх газрын идэвхитэй зах хамгийн ар талаар сунан байрлах ба идэвхитэй захын суурийг илэрхийлэх Протерозойн гнейс, занар, кварцит, Кембрийн шохойн чулуу, алевролитыг агуулсан байдаг (Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2009).

Суурийн дээр Ордовик, Силурын настай вулканоген тунамал хурдас хуримтлагджээ (Xiao et al., 2003). Дунд Девоноос хожуу Карбон хүртэл эх газрын зах идэвхитэй байсныг их хэмжээний шохойлог-шүлтлэг маагмын чулуулаг төлөөлнө (Fu et al., 2016; Xiao et al., 2009). Зонхилон А төрлийн гранит, К өндөртэй шохойлог-шүлтлэг вулканик чулуулаг өргөн хөгжсөн байдаг (Zhang et al., 2011, 2015).



Зураг.8.1. Төв Азийн Ороген Бүсийн (ТАОБ)-ийн зүүн өмнө талын хожуу Палеозойн дүүрэгчлэл, хуваалт

Хөгөншаны офиолитын нум – аккрецийн бүрдэл 500 км орчим урттай зүүн хойш сунасан байрласан байдаг. Энэ бүсэд 30 илүү офиолитын үлдэцүүд тархан байрласан (Jian et al., 2012; Robinson et al., 1999; Wang & Liu, 1986). Тэдгээрийн дотроос хамгийн сайн нарийвчлан судлагдсан, бүрэн зүсэлтийг харьцангуй бүтэн хадгалсан нь Хөгөншаны офиолит ба гарцбургит, хромит агуулсан дунит, хэт суурьлаг ба суурьлаг кумулят чулуулаг, суурьлаг лаав, гүн усны цахиурлаг чулуулаг, тэдгээртэй холбоотой голлох ашигт малтмалын ордууд, мөн тэдгээрийг зүссэн залуу

гранодиоритын дайкыг агуулдаг (Miao et al., 2008; Robinson et al., 1999). Офиолит чулуулгийн U-Pb цирконы насны мэдээлэл офиолитын нас түрүү Карбон байхыг зааж байгаа (359–333 с.ж.; Huang et al., 2016; Jian et al., 2012). Jian et al. (2012) тодорхойлсноор, Хөнгөншан офиолит 5 тусгаар суурьлаг – хэт суурьлаг массиваас тогтох ба тэдгээрийн 3 нь түрүү Карбоны, 2 нь түрүү Цэрдийн настай юм. Карбоны массивууд лерцолит зонхилсон, бага зэрэг габбро, плагиогранит агуулдаг. Микрогаббро 354 ± 7 Ma, плагиогранит 333 ± 4 Ma настай болохыг $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ цирконы аргаар тус тус тогтоосон. Хэт суурьлаг чулуулаг дээр үл нийцлэгээр орших вулканик брекчийн бялхалтын нас 300 ± 2 Ma байгаа нь хэт суурьлаг – суурьлаг массивын түрэлтийн доод хязгаарыг харуулна. Мөн габбро ба суурьлаг дайк нь түрүү Пермийн настай (тус бүр 295 ± 15 Ma, 298 ± 9 Ma), субдукцын гаралтай N-MORB маягийн эх үүсвэрээс угшилтай болохыг геохимийн, изотопын судалгаа заадаг (Miao et al., 2008). Хэт суурилаг чулуулаг ба базальтын геохимийн онцлогоор нумын ар буюу арлан нумын захын тэнгис зэрэг субдукцтэй холбоотой тектоник орчныг заадаг (Eizenhöfer, Zhao, Sun, et al., 2015; Miao et al., 2008; Robinson et al., 1999). Гранодиоритын дайкууд 244 ± 4 Ma түрсэн ба LREE баяжсан, хондрит нормчилсон REE шинж чанартай, Eu аномаль байхгүй байдаг. Тэдгээрийн $e\text{Nd}(t)$ агуулга өндөр (+6.3-аас +6.8 хүртэл), Sr агуулга бага (0.70412-аас 0.70450 хүртэл) байгаа нь Палео-Азийн далай хаагдах үед эсвэл хаагдсаны дараах богино хугацааны зузаарсан далайн царцдасын хайлалтын гаралтай формац гэж үзэхэд хүргэх ба хожуу Пермь эсвэл түрүү Триасд эцсийн түрэлт, амальгамац байсан болохыг харуулна (Miao et al., 2008). Офиолит дээр үл нийцлэгээр хожуу Карбоны вулкан-тунамал чулуулаг, дунд Пермийн далайн фаацын тунамал хурдас хуримтлагдсан байх ба офиолиттой хагарлаар зааглагдсан байдаг (Bureau of Geology Mineral Resources of Inner Mongolia, 1991; Hsü et al., 1991; Jian et al., 2010; Zhou et al., 2015).

Хойд аккрецийн ороген Палеозойн субдукц-аккрецийн бүрдэл, мөн Кембрийн өмнөх жижиг блокууд (Хутаг Уулын, Шилийн хотын) агуулдаг (Eizenhöfer, Zhao, Sun, et al., 2015; Eizenhöfer, Zhao, Zhang, et al., 2015; Jian et al., 2008, 2010; Xiao et al., 2003, 2015). Магмын чулуулгууд нь түрүү Палеозойн (кумулят габбро, кварцат диорит, тоналит; 498–420 с.ж.; Jian et al., 2008) болон Девон–дунд Пермийн (382–

274 с.ж.) габбро, габбродиорит, кварцат диорит, тоналит, гранодиорит (Chen et al., 2000; Chen, Jahn, & Tian, 2009; Li et al., 2017) байна. Субдукц-аккрецийн бүрдэлд офиолитын үлдэцүүд, меланж, метаморф чулуулаг орох ба тэдгээр нь занаршсан туф элсэн чулуу, занарын доторх янз бүрийн хэмжээтэй хөх занар, цахиурлаг чулуулаг, шохойн чулуу, элсэн чулуу, дунит, гарцбургит, базальт, габброгийн блокууд байна (Jian et al., 2008; Tang & Yan, 1993; Xiao et al., 2003, 2015). Меланж доторх хөх занарын блокын протолит нас 338–280 с.ж., метаморфизмын нас 280 с.ж.-ээс залуу байна (Chen et al., 2009). Сөнөд зүүн хошуунаас Шилийн хотоор дайран Баруун Үзэмчин хүртэл хадгалагдсан офиолитын хэсгүүд серпентинжсэн перидотит, диабаз, дэрэн лав найрлагатай (Wang & Liu, 1986). Хойд аккрецийн орогеноос Баолидао нумыг тусад нь ялгасан нь бий (Зураг 1В, Xiao et al., 2003, 2015, 2018).

Баолидао нум нь нэлээд деформацад орсон, хөнгөнцагаанаар дундаас – баян ханасан, эвэр хуурмаг агуулагч габбро диорит, кварц диорит, тоналит, гранодиорит агуулсан байдаг (Chen et al., 2000). Баолидао нумын чулуулгууд бүхэлдээ хожуу Карбоны буюу 310 Ма-д түрсэнийг U-Pb цирконы нас заадаг. Тэдгээртэй зэрэгцээ хойд талын вулкан-тунамал чулуулаг арлан нумын ба нумын арын байдалд үүсчээ (Xiao et al., 2003).

Сулинхээрийн сутурын бүс Сулинхээрээс Линься хүртэл зүүнээс баруун тийш сунасан байрлах (Jian et al., 2008, 2010; Wang & Liu, 1986; Xiao et al., 2003, 2015) ба энэ бүсийн тунамал ба маагмын чулуулгийн маш олон мэдээлэл энэ хэсгийг Палео-Азийн далайн эцэслэн хаагдсан байршил гэж үзсээр байгаа юм (Eizenhöfer et al., 2014; Eizenhöfer, Zhao, Sun, et al., 2015; Li, 2006; Li et al., 2014; Li et al., 2017; Shi, 2006; Wang & Liu, 1986; Wilde, 2015; Xiao et al., 2003, 2015). Меланж, офиолит, хөх занар, турбидит агуулсан бүрдэл энэ бүсэд байдаг онцлогтой. Меланж, офиолитууд тасралттайгаар Сулинхээр, Мандал, Линьсяд тархсан. Jian et al. (2010) Мандалын меланж хэсгийг өмнөд шохойн чулууны, хойд аргиллит-цахиурлаг чулуулгийн гэж хуваасан ба меланж доторх суурьлаг чулуулгийн насыг түрүү Пермь (~292–274 с.ж.) гэж тогтоосон нь офиолитын дээд нас гэж үзсээр байна. Офиолит нь голдуу серпентинжсэн перидотит (ихэнхдээ гарцбургит), пироксенит, габбро, диабазын

дайк, деформацад орж хувирсан базальт, гүн усны цахиурлаг чулуулгаас тогтоно. Сулинхээрээс Банлашан хүртэлх офиолитын нас тогтвортой түрүү Пермь байна (Jian et al., 2010; Song et al., 2015; Wang & Liu, 1986). Пермийн вулканик ба далайн тунамал хурдас меланж, офиолиттой хагарлаар хиллэдэг. Тэжээгдлийн мужийн анализаар тэдгээрийн эх үүсвэр нь Өмнөд аккрецийн ороген, Хойд Хятадын кратон болно (Eizenhöfer et al., 2014; Eizenhöfer, Zhao, Zhang, et al., 2015). Түрүү-дунд Триасын (~251–245 с.ж.) коллизтой холбоотой Sr/Y өндөр гранитоид Линьсяд саяхан тодорхойлогдсон (Li et al., 2016, 2017).

Сулинхээрийн сутурээс ялгаатайгаар Эрдаожин субдукцын бүрдэл тусад нь ялгасан нь бий (Зураг 1В, Xiao et al., 2003, 2015, 2018). Эрдаожин субдукцын бүрдэл нь офиолитын хэсэг, гүн усны цахиурлаг чулуулаг, гантиг, вулканик чулуулгийн хэсгүүд агуулсан когерент турбидит ба өнөөгийн аккрецийн шаантагтай нийцэх тектоникийн меланж агуулдаг. Меланжуудад аргиллитын үндсэн хэсгийн дотор суурилаг – хэт суурилаг чулуулаг, доломит, кварцит, гантиг, хөх занарын линзүүд байдаг онцлогтой (Xiao et al., 2003). Эрдаожин комплекс доторх Монгол – Хятадын хил дамнасан Сулин Овоо офиолитын кумулят габброгийн нас 279 ± 10 Ma (SHRIMP U-Pb) байдаг (Miao et al., 2007, 2008). Сулинхээрийн ойролцоох меланжууд дахь зарим тунамал блокуудад дунд Пермийн радиоляр агуулагддаг (Shang, 2004). Хөх занар агуулсан меланжийн бүс Мангетээс зүүн тийш Эрдаожин, Хонгор хүртэл сунан байрлах ба хойд талаараа Баолидао нумаар хязгаарлагдана (Zhang et al., 2015). Меланжийн бүс гетероген деформацад орсон үндсэн хэсэг дэх янз бүрийн хэмжээтэй тектоник блок агуулах нь түгээмэл байна. Харилцан адилгүй хэмжээтэй хэт суурьлаг – суурьлаг чулуулаг, доломит, кварцит, шохойн чулуу, хөх занарын блокууд серицит – хлорит – кварцат занар, цахиурлаг чулуулаг, төмөрлөг кварцит, хааяа гантиг дотор байна (Zhang et al., 2015). Наомухунээс өмнө тийш тусгаар хөх занарын блок 383 ± 13 Ma (Ar40/Ar39) настай натрийн амфибол агуулсан байдаг (Xu et al., 2001) нь түрүү Палеозойн субдукцтэй холбоотой өндөр даралтын метаморфизмын хугацааг илэрхийлж байна гэж тайлж байгаа юм. Түүнээс гадна, адил хөх занар U–Pb цирконы аргаар нас нь тогтоогдсон, түүний протолит 280–318 Ma-ээс хөгшин биш гэж гарсан (Chen et al., 2009). Наомухуны ойролцоох хөх занарын

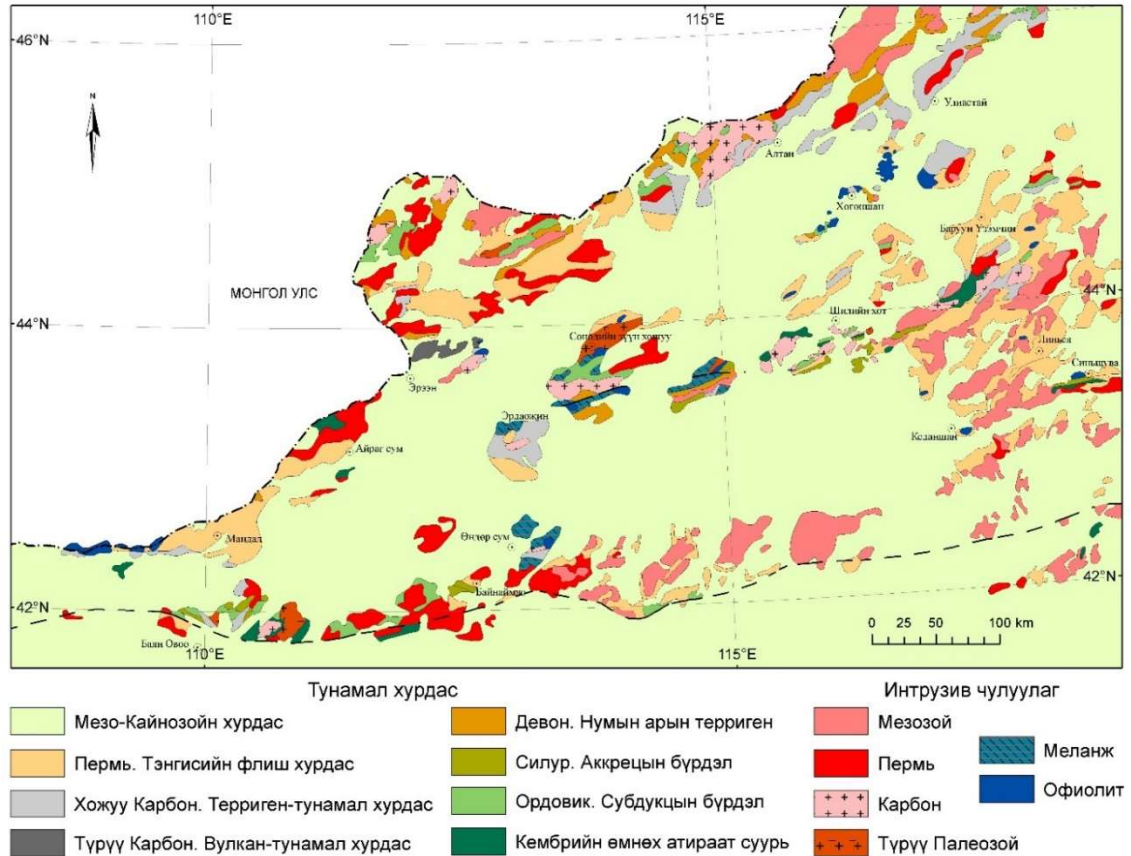
протолит нас хожуудаа 235–239 Ма-ээс залуу байх ёстой гэж мөн үзсэн (Zhang et al., 2015). Ингэхээр, Эрдаожин бүрдэл олон насны хөх занар агуулсан байж болох юм. Эдгээр мэдээллүүд офиолитууд нь Пермийн Палео-Азийн далайн царцдас/мааньтын угшилтай, хожуу Пермь – дунд Триасын дараа Эрдаожин аккрецийн бүрдэлд нэгдсэн байж магадгүй болохыг зааж байна (Зураг 3).

Өмнөд аккрецийн ороген нь Сулинхээрийн сутурын бүсээс Хармөрөн хагарлаар тусгаарлагддаг, Ордовик – Силурын Өндөрсум субдукц-аккрецийн бүрдэл, Байнаймяо нум гэх 2 хэсгээс тогтдог. Өндөрсум субдукц-аккрецийн бүрдэл меланж (Shi et al., 2013; Xiao et al., 2003), офиолит (Jian et al., 2008; Wang & Liu, 1986), өндөр даралтын метаморф чулуулаг (De Jong et al., 2006; Tang & Yan, 1993) агуулдаг. Офиолит ба меланжийн нас ойролцоогоор 490–450 с.ж. (Jian et al., 2008; Shi et al., 2013; Wang & Liu, 1986; Xiao et al., 2003). Хөх занарын $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ нас (445–453 с.ж.) түрүү Палеозойн үед Хойд Хятадын кратон доогуур шургаж байсан Палео-Азийн далайн өмнө тийш чиглэсэн субдукцтэй холбоотой өндөр даралтын метаморф явцыг илэрхийлнэ (De Jong et al., 2006; Tang, 1990). Хойд Хятадын кратонтой нийлсэн Байнаймяо нум Ордовикоос хожуу Палеозой хүртэлх насны метаморф вулканик, тунамал чулуулаг, гранитын плутон агуулсан байна (450–420 с.ж.; Jian et al., 2008; Li, 2006; Xiao et al., 2003; Zhang et al., 2014). Хожуу Палеозойн маагмын идэвхишилд Карбон – хожуу Пермийн Андын төрлийн вулканик ба интрузив чулуулаг (340–258 с.ж.; Zhang et al., 2007, 2009, 2016) орно.

2. Сулинхээрийн бүсийн геологи, геохронологийн судалгаа

Сулинхээрийн сутурын бүсийн хэмжээнд хэд хэдэн насны чулуулаг тархсан (Зураг.8.2). Баруун талд Ганц мод орчмоор Мезопротерозойн настай суурийн чулуулаг, Ордовикын метавулканик чулуулгууд, Ордовик – Силурын настай Өндөрсум группын хурдас, мөн Доод Пермийн Бортээг формацийн хурдас тархсан байна. Мезопротерозойн настай суурийн чулуулаг гнейс, гантиг, мета-тунамал чулуулгийн найрлагатай, Ордовикын настай диорит болон Пермийн настай гранитаар зүсэгдсэн байна (Bureau of Geology Mineral Resources of Inner Mongolia, 1991). Ордовикын метавулканик чулуулгууд нь ихэвчлэн базальт, андезит, дацит агуулсан байна. Ордовик – Силурын настай Өндөрсум группын хурдас серицит –

кварцтай занар, төмөрт кварцит, метавулканик чулуулгийн найрлагатай ба ногоон занарын фацын метаморфизмд орсон, субдукцтэй холбоотой бүрдэл гэж тайлагддаг (Xu et al. 2013). Серицит – кварцтай занарын детрит цирконы нас 444 с.ж. заадаг (Xu et al. 2016). Доод Пермийн Бортээг формац вулканик чулуулгийн үетэй ээлжилсэн турбидитын зузаалаг байна.



Зураг.8. 2. Сулинхээрийн бүс ба түүний зэргэлдээх дүүргийн геологийн зураг (Bureau of Geology Mineral Resources of Inner Mongolia, 1991; Fu et al., 2018 нарын материалаас ашиглав.)

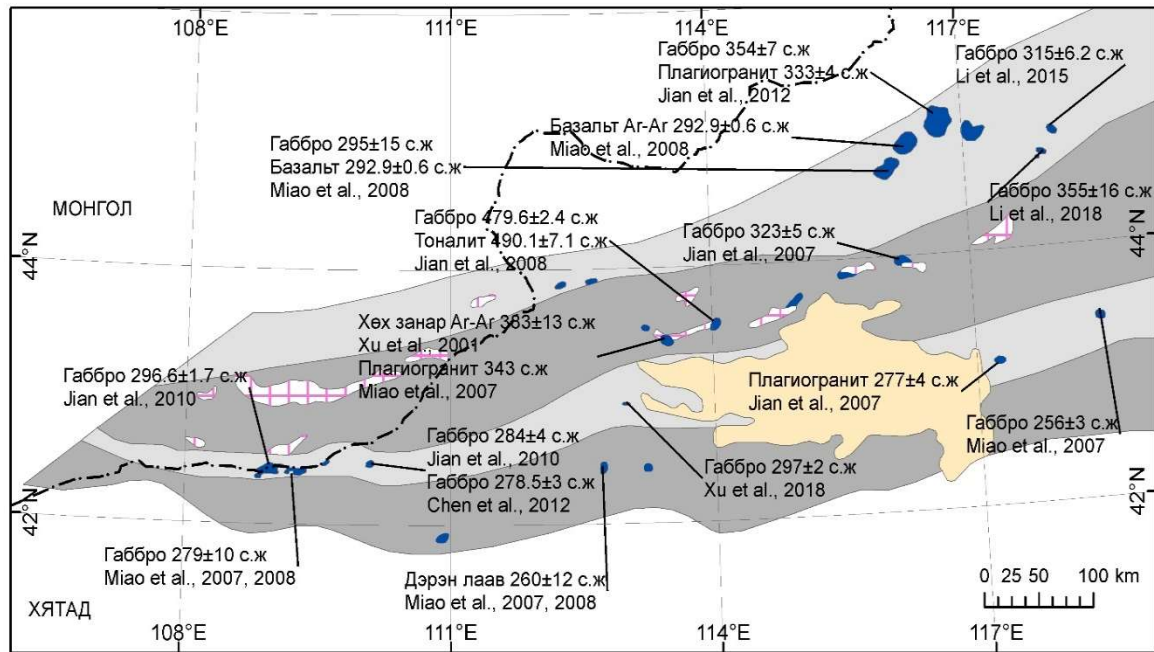
Түүнээс зүүн тийш Мандал орчимд хожуу Карбоноос Перм хүртэлх тунамал, маагмын чулуулаг тархсан. Өмнө хэсгээр голчлон дээд Карбон – доод Пермийн настай Амушан формацын элсэн чулуу, шохойн чулуу байна. Шохойн чулуу нь алевролит – грауваккын үндсэн хэсэг рүү олистолит байдлаар хуримтлагдсан байх учраас түрүү Пермийн үед олистостром үүсгэсэн гэж үзэж байгаа юм (Shi, 2013).

Олистостром м-ээс км хүртэлх хэмжээтэй шохойн чулуу, элсэн чулууны блокууд тогтоогддог онцлогтой юм. Олисторитын урт тэнхлэг ихэвчлэн БХ-оос ЗӨ чиглэлтэй. Олистостром хойгуур доод Пермийн Бортээг формац, базальтын лаав ээлжлэн тархана. Базальтын лаавын нас 274 с.ж. тодорхойлогдсон (Chen et al. 2012). Түүнээс хойш, доод-дунд Пермийн Дашижай формац тархах ба базальт-андезит, риолит, туф, элсэн чулуу, аргиллит агуулжээ (Zhang et al. 2008; Shao, Tang & He, 2014). Мөн дунд Пермийн Жеси формацын мэшил маягийн шохойн чулуу, конгломерат, элсэн чулуу, аргиллит байна (Bureau of Geology Mineral Resources of Inner Mongolia, 1991; Wang, Wang & Li, 2004).

Дээд Палеозойн тунамал чулуулаг нь Цэрдийн настай конгломерат, элсэн чулууны зузаалгаар үл нийцлэгээр хучигдсан байна.

Сулинхээрийн бүс бол ТАОБ доторх офиолит, нумын бүрдлийн гол бүсүүдийн нэг юм. Офиолитын үндсэн зүсэлт хэд хэдэн газарт тархсан, нас нь хойноос урагш залуу тогтоогдох хандлага тэмдэглэгдэнэ. (Зураг 8.3). Эдгээрээс хамгийн томоохон офиолитын үлдэцийг Зураг 8.3-т тусгав.

Үүнээс Диянмяо офиолит хамгийн зүүн талд байрлах ба Баянбулаг, Налайхт гэх 2 хэсгээс бүрдэнэ. Баянбулагийн хэсэг 100 км орчим урт, 6 км орчим өргөнтэй. Офиолитын өмнө талаар түрүү Пермийн тэнгисийн флиш хурдас (Шоушангоу формац)-тай хагарлаар хиллэнэ. Хойд талаар нь түрүү Пермийн вулканик чулуулаг (Дашижай формац) хагарлаар заагласан байна. Эдгээр Палеозойн хурдас нь хожуу Юра, түрүү Цэрдийн гранитоидоор зүсэгдсэн байна. Баянбулагийн офиолит сайн хадгалагдсан, бүрэн офиолитын зүсэлтийг агуулсан ба гарцбургит, изотроп габбро, үеллэг габбро, анортозит, спилит, бөмбөлгөн базальт, вариолит, брекч-базальт, кератофир, баштавит, тэдгээрийг хучсан цахиурлаг хурдасын найрлагатай байна. Зарим газраа мэшил хэлбэрийн биокласт шохойн чулуу спилит, бөмбөлгөн базальттай үелсэн, плагиогранитын судал бөмбөлгөн базальтыг зүссэн байдаг.



Зураг.8.3. Офиолитын байршил ба геохронологийн мэдээлэл

Баянбулагийн офиолитын гол гарш нь спилит, бөмбөлгөн базальт юм. Налайхтын офиолит Баянбулагийн офиолитын өмнө талд мөн 100 км орчим урт, 6 км орчим өргөнтэй байрладаг. Налайхтын офиолит түрүү Пермийн тэнгисийн флиш хурдас (Шоушангоу формац)-тай хагарлаар хиллэсэн, мөн Юра-Цэрдийн гранитоидоор зүсэгдсэн байна. Налайхтын офиолит найрлагаараа Баянбулагийн офиолиттой төстэй, гол гарш нь спилит, бөмбөлгөн базальт, жижиг мөхлөгт изотроп габбро байна. Диянмяо офиолитын габброгийн U-Pb циркон нас түрүү Карбон буюу 361 ± 13 с.ж., 356.7 ± 3.8 с.ж., 340 ± 14 с.ж. тус тус заадаг (Li et al., 2018).

Диянмяо офиолитоос баруун тийш Хөгөншаны офиолитын бүс байх ба Чаокөшан, Хөгөншан, Чунгеньшан, Усны-эх гэх хэсгүүдтэй байна. Эдгээр офиолитын меланжууд гадаргаас доош нэг болохыг соронзонгийн судалгаа харуулдаг (Robinson et al., 1999). Хөгөншаны офиолит меланж гарцбургит, подиформ хромит, кумулят чулуулгийн мэшил бүхий серпентинит зонхилсон, хэт суурьлаг чулуулгийн гарш нь 60 км^2 орчим байдаг. Тэдгээрийн гол хэсгүүд Дөрөвдөгчийн сэвсгэр хурдасаар дарагдсан байна.

Подиформ хромит гарцбургит ба серпентинитын дотор гарна. Дунит, троктолит, габбро, анортозит бүхий кумулят сери 400 м хүртэл зузаантай, серпентиниттэй

хагарлаар хиллэдэг. Хөгөншаны офиолит меланж дахь кумулят габброгийн нас (U-Pb циркон) 361-341 с.ж. буюу түрүү Карбоны нас заадаг (Song et al., 2015; Huang et al., 2016; Li et al., 2018). Хөгөншаны кумулят чулуулаг, серпентинитын зарим хэсэг түрүү-дунд Девоны настай нягт базальт, сүвэрхэг базальт, шохойн чулуу, цахиурлаг чулуулагтай хагарлаар хиллэсэн байна (Robinson et al., 1999). Эдгээр суурьлаг лаав, тунамал чулуулгийн өнөөгийн байршил нь сүүлд болсон тохролын нөлөө болон суурьлаг лаав, серпентинитын хоорондох харьцааны нотолгоо болж өгнө (Eizenhöfer et al., 2015).

Хөгөншаны офиолит бүсийн серпентинит, кумулят чулуулгийг үл нийцлэгээр хучсан хожуу Карбоноос дунд Пермь хүртэлх флиш хурдас (Бумбат, Амушан, Дашижай, Гэгээн-Овоо, Жеси формацууд) вулкан-тунамал чулуулаг, алевролит, конгломератын найрлагатай (Pei et al., 2016; Han et al., 2017; Xu et al., 2019). Вулкан-тунамал чулуулаг ба интрузивийн U-Pb цирконы нас ойролцоогоор 335 с.ж., 310 с.ж. ба 280 с.ж. байна. Тухайлбал, Хөгөншаны габброг хучиж байгаа Гэгээн-Овоо формацын туфын U-Pb циркон нас 323 ± 3 с.ж. (Huang et al., 2016), Усны-эх серпентинитжсэн лерцолитыг үл нийцлэлээр хучиж байгаа вулканик брекчийн нас 300 ± 2 с.ж. (Jian et al., 2012) байдаг. Насны эдгээр мэдээлэл Хөгөншаны офиолитын меланж хожуу Карбоны настай байж болохыг заах нотолгоо юм.

Хөгөншаны офиолитоос баруун урагш Сөнөдийн баруун хошууны офиолит оршино. Сөнөдийн баруун хошууны офиолит хэт суурьлаг – суурьлаг чулуулгийн 2 блокоос тогтох ба Цагаанбайшин, Тавантолгой гэж ялгана. Цагаанбайшин блокын гарш арай том 1.6 км урт, 1 км өргөн бүсэд тектоник хучаас байдалтай байна. Эдгээр нь мета-элсэн чулуу, шаварлаг занар, цахиурлаг занар, түрүү Пермийн вулканик агуулсан тунамал меланжтай хагарлаар хиллэсэн байна. Сөнөдийн баруун хошууны офиолит Неогены Тунгуар формацын улаан өнгийн шавраар хучигдсан байна. Сөнөдийн баруун хошууны офиолитын зүсэлт дороос дээш хэт суурьлаг чулуулаг, габбро-диабаз, базальт-спилит, цахиурлаг чулуулаг гэсэн найрлагатай. Сөнөдийн баруун хошууны офиолит дахь кумулят габброгийн нас (U-Pb циркон) 297 ± 2 с.ж. байна (Xu et al., 2018).

Сулинхээрийн бүсийн хамгийн баруун талд орших томоохон офиолитын гарш нь Сулинхээрийн офиолит ба Хятад, Монголын хил дагуу дамнан хөндлөн байрлана. Сулинхээрийн офиолитод перидотит зонхилох ба габбро, базальт, цахиурлаг чулуулаг, бага хэмжээгээр плагиогранит байдаг. Эрчимтэй серпентинитжсэн перидотитын оройн хэсэгт кальцит, доломитын судлууд серпентинитийг хэрчсэний улмаас тектоникийн брекч хөгжсөн байдаг онцлогтой. Перидотит нь серпентин, клинопироксен, ортопироксен, бага зэрэг үлдэц оливин агуулах тул лерцолит гэж үзэхэд хүргэдэг.

Сулинхээрийн офиолитын баруун хэсэгт Монголын талд перидотит нь габброгоор зүсэгдсэн байна (Jian et al., 2008). Сулинхээрийн бүсийн Үзүүр шувуутын талбайн суурьлаг чулуулгийн зүсэлтэнд, доод хэсэгт бага зэрэг базальттай плутон чулуулаг ялгагдана. Плутон чулуулаг нь габбро, ховроор зэрэгцээ дайкын бүрдэлгүй диабаз агуулна. Габброид нь бага зэрэг кумулят габбро бүхий изотроп габбро байна. Габбро нь мөхлөгт текстуртэй, клинопироксен, плагиоклаз, бараан эрдсүүдээс тогтоно. Ногоон занарын фацын метаморфизмд өртсөн байдаг. Зүсэлтийн дунд хэсэг хоорондоо үелсэн базальт, цахиурлаг чулуулгаас тогтох бол дээд хэсэгт габбро, плагиогранитаар зүсэгдэж, цахиурлаг чулуулгаар дарагдсан базальт байна. Базальт нь бөмбөлгөн лаав, нягт урсгал байдалтай илрэнэ. Амигдалоид байхгүй, афир структуртэй бөгөөд актинолит, хлоритоор түрэгдсэн учраас ногоон занарын фацын метаморфизмд өртсөн нь тодорхой байдаг. Плагиогранит нь дунд мөхлөгт, гипидиоморф структуртэй, голдуу плагиоклаз, кварцаас тогтоно. Харин Баян Овоо орчмын цахиурлаг чулуулгийн геологийн зүсэлтэнд элсэн чулуу, алевролитын үелэл бага зэрэг ажиглагддаг. Цахиурлаг чулуулагт Pseudoalbaillella радиоляр олдсон (Wang et al., 2005). Шлифэнд цахиурлаг чулуулаг нь ердийн гүн усны цахиурлаг чулуулагтай харьцуулвал харьцангуй их шаварлаг материал агуулсан байх тул эх газрын захын проксималь хуримтлалын орчинтой нийцдэг болно.

Өмнө талд хожуу Карбон-түрүү Пермийн хурдас офиолиттой структурын хил заагаар буюу өмнө тийш уналтай хагарлаар хиллэдэг. Энэ хагарлын дагуух кинематик урдаас хойшоо чиглэсэн тохролыг заана. Хойд талд офиолит нь мөн хожуу Карбон-түрүү Пермийн хурдастай хагарлаар хиллэнэ. Сулинхээрийн офиолитын габброгийн

нас (U-Pb циркон) 259 ± 6 с.ж., 257 ± 3 с.ж. (Luo et al., 2016), 284 ± 4 с.ж. (Jian et al., 2010) тус тус заах бол плагиогранит 263 ± 1 с.ж. (Luo et al., 2016), 288 ± 6 с.ж. (Jian et al., 2010) байна. Меланж олон тооны офиолитын хэсгүүд, эх газрын захын угшилтай олистолит/блокууд агуулсан байдаг. Олистолитуудыг гранитын ксенолит (312.6 ± 1.8 ба 313.6 ± 3.1 с.ж.) бүхий габброидын блокууд (291.8 ± 2.3 с.ж.) хамгийн сайн төлөөлнө. Өөр трондьемит (323.9 ± 2.7 с.ж.), габбро (296.6 ± 1.7 с.ж.), тоналит (294.9 ± 2.4 с.ж., Jian et al., 2010; 260 ± 3 с.ж., Fu et al., 2018)-ын блокууд байдаг. Меланж дахь диабаз, андезит, диоритын жижиг биетүүд геохимийн маш өргөн шинжийг үзүүлнэ. N-MORB төрлийн диабаз (274.4 ± 2.5 с.ж.), E-MORB төрлийн диабаз (252.5 ± 2.3 с.ж.), шилжилтийн санукитоид/адакит (андезит, 250.2 ± 2.4 с.ж.), санукитоид (Mg өндөр диорит; 251.8 ± 1.1 с.ж.) анортозит (252.2 ± 1.7 с.ж.)-ын насыг U-Pb цирконы аргаар тогтоогоод байна (Jian et al., 2010). Офиолитын блок, гаршийг агуулсан цахиурлаг-шаварлаг ба алевролитын үндсэн хэсэг 272 ± 6 ба 268 ± 6 с.ж. настай (U-Pb циркон) (Fu et al., 2018). Сулинхээрийн бүсийн янз бүрийн маагмын чулуулгаас ялгасан циркон дээр хийсэн U-Pb геохронологийн мэдээллээр, Цагаан Овоо орчмын Улаанхудагийн массивын гранит порфир 289.9 ± 3.6 с.ж., риолитын дайк 288.4 ± 1.8 с.ж., 274.6 ± 4.6 с.ж. (Wang et al., 2020), Баруун Үзэмчиний Хартолгой, Шархад, Алтан массивын гранодиорит 315.2 ± 2.1 с.ж., эвэр хуурмагт диорит 310.6 ± 2.2 с.ж., диорит 305.3 ± 2.2 с.ж. (Yang et al., 2020), Сулинхээрээс урагшаа Хойд Хятадын кратоны хойд зах дээрх кварцын диорит 255.3 ± 5.2 с.ж., сиеногранит 254.1 ± 3.6 с.ж., габбро-диорит 262.9 ± 6.2 с.ж., диоритын дайк 278.2 ± 2.1 с.ж. (Zhang et al., 2020) настай байдаг.

Сулинхээрийн бүсийн структур геологи ба хөгжлийн хамаарал

Сулинхээрийн офиолитын меланж эрчимтэй деформацад орсон, матрикс доторх блокын онцлогтой. Меланж дахь структурууд нь шахалтын ба тэлэлтийн горимд үүсдэг макро, микро бүх структурыг агуулсан байна.

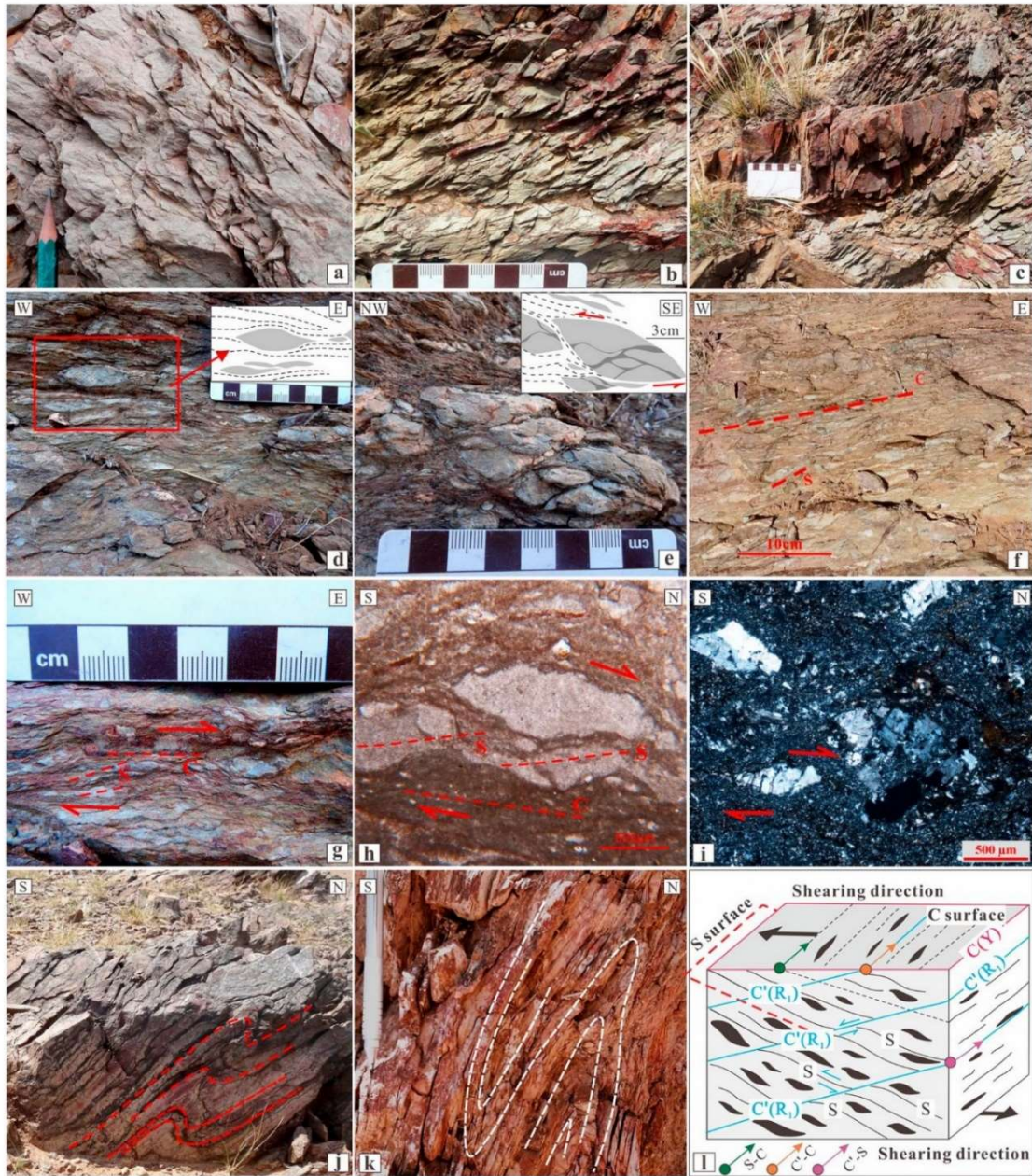
Тэлэлтийн структур нь үелэл-зэрэгцээ шилжилтэй (parallel shear) холбоотой когерент үелэлийн суналтаар бий болох бол шахалтын структур нь шахагдсан когерент үеллээр бий болно (Kimura & Mukai, 1991; Kusky, Bradley, & Haeussler, 1997; Kusky, Bradley, Haeussler, & Karl, 1997). Эдгээр структуруудын дунд хайрслал

занаршил, тэгш хэмт бус блок, будинаж зэрэг нь тэлэлтийн структурыг, харин атираа, тохрол, давхарлал зэрэг нь шахалтын структурыг илэрхийлдэг (Зураг.8.4).

Тэлэлтийн структур. Хайрслал занаршил хамгийн түгээмэл структур болох ба офиолитын меланжийн цахиурлаг – шаварлаг болон нарийн ширхэгт хэмхдэслэг үндсэн хэсэгт байна. Занаршилын энэ төрөл 2-оос илүү чиглэлд сүлжсэн маягтай нийлмэл хавтгай структур агуулсан байна. Занаршил дээр сунасан шугамшил давхар байна. Гялтгануурт занарын үндсэн хэсэгт шугамшил нь сунасан кварц, гялтгануур, хлоритын агрегатаар тодорхойлогдоно.

Сулинхээрийн офиолитын меланжад хөгжсөн хамгийн түгээмэл тэлэлтийн структур нь будинаж юм. Элсэн чулуу, цахиурлаг чулуулаг, шохойн чулууны үелэл эвдэрч, арай сулавтар цахиурлаг-шаварлаг хэсэгт будин үүсгэдэг. Гаршуудад хэдхэн см-ээс метр хүртэл хэмжээтэй, мэшил, эллипс маягийн хэлбэртэй тусгаар хэмхдэсүүд байдаг. Зарим хүчтэй шилжилтэнд орсон чулуулагт меланж нь хоёр занаршилттай байх нь геометрийн хувьд милонит чулуулаг дахь S ба C занаршилтай адил юм (Passchier & Trouw, 1998). Ерөнхийдөө S ба C занаршилын хоорондох өнцөг 10° – 30° байхаар байна. Микроскопоор харвал, S-C структур нь филлосиликат, сунасан кварцын дээр дурьдсан чиглэлтэй холбоотой долгиолог унтралын өнцгийн ялгаагаар тодорхойлогдоно.

Шахалтын структур. Атираа, тохрол, давхарлалын структурууд нь дэлхий даяар тархсан бүх насны меланж дахь хамгийн түгээмэл шахалтын структур юм (Kano et al., 1991; Kimura et al., 1996; Wakabayashi & Dilek, 2011). Сулинхээрийн бүсийн Сулинхээрийн офиолит орчимд хэт суурьлаг чулуулаг базальт, цахиурлаг-шаварлаг чулуулагтай давхарласан структур үүсгэсэн нь хэд хэдэн удаа давтагддаг. Перидотитын гарш өмнө талдаа хожуу Карбон – түрүү Пермийн турбидит чулуулагтай тохролоор хиллэх ба тохрол хагарал нь урагшаа аажим уналтай байна. Дунд Пермийн меланж дахь тохрол болон тэгш хэмт бус атирааны тэнхлэгийн хавтгай, занаршил нь мөн урагшаа аажим уналтай. Базальт, цахиурлаг чулуулаг, шохойн чулуу, элсэн чулууны блокууд давхарласан структур мөн үүсгэсэн байна



Зураг 4. Сулинхээрийн меланж дахь тэлэлтийн ба шахагдлын структурыг харуулах фото зургууд: (a,b) Сулинхээрийн меланжийн хайрслаг занаршил, (c) цахиурлаг-шаварлаг үндсэн хэсэг дэх тэгш хэмт бус элсэн чулууны блок, (d,e) будинаж структур, (f,g) меланжад хөгжсөн шилжил (shear) структур, (h) S-C структурын зураг, (i) плагиоклазын эвдрэлийн структурын зураг, (j,k) цахиурлаг-шаварлаг үндсэн хэсэг дэх атираанууд, (l) меланж дахь өөр структурууд (C, S, R)-ын хамаарлыг харуулсан гурван хэмжээст кинематик загвар. C гадарга нь гол шилжил (shear)-н хавтгай юм. S гадарга хэмхдэсийн чиглэл буюу хоёрдогч занаршилын хэлбэрийг илэрхийлнэ. C' тэлэлтийн шилжил (shear)-н хавтгай болно. S-C нь S ба C занаршилын хоорондох огтлолцлыг илэрхийлэх бол C-C' нь C ба C', S-C' нь S ба C' занаршилын хоорондох огтлолцлыг илэрхийлнэ (Fu et al., 2018).

Офиолитын меланжийн деформацийн онцлог ба кинематик.

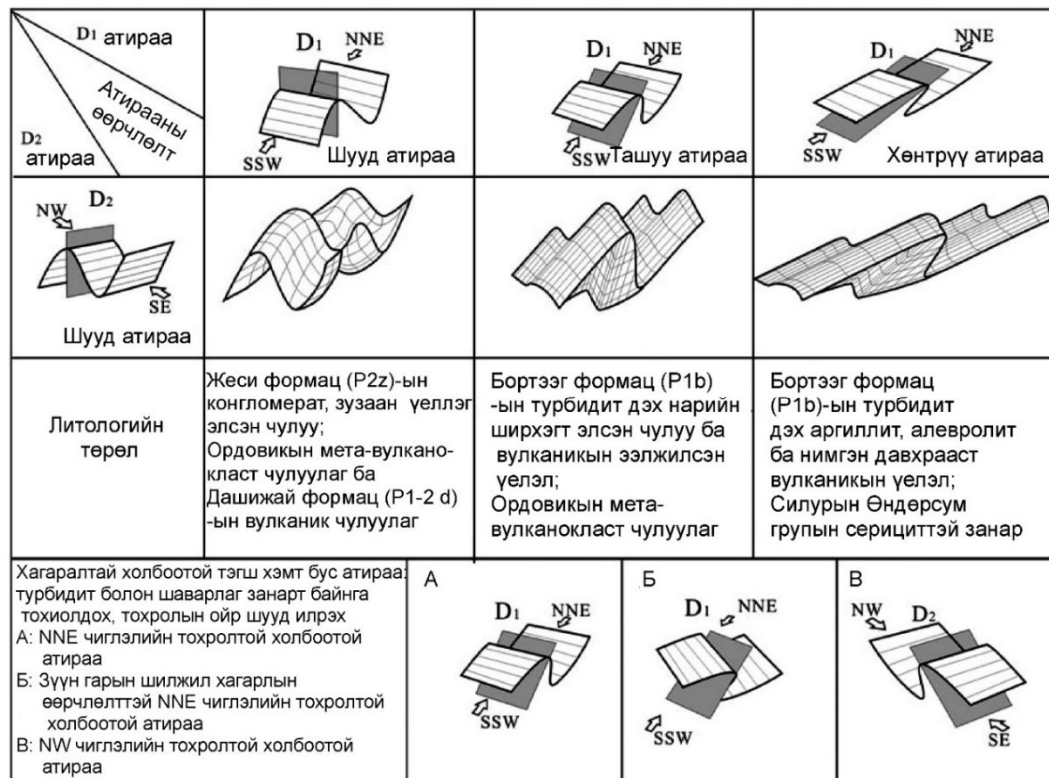
Сулинхээрийн офиолитын меланж дахь хайрслаг занаршил, S-C занаршил, будинаж, тэгш хэмт бус. блок, тохрол хагарал, изоклинал атираа зэрэг структуруудын кинематик анализ өмнөх плитийн хөдөлгөөнийг таамаглах, субдукц, аккрецийн явцыг ойлгоход томоохон дэмжлэг үзүүлж байгаа юм (Faghih et al., 2012; Hashimoto & Kimura, 1999; Kano et al., 1991; Kimura & Mukai, 1991; Kusky & Bradley, 1999; Onishi et al., 2001; Onishi & Kimura, 1995). Кинематикийг заахад ашигласан доорх структурын элементүүд бий. (1) занаршилын гадарга дээр хөгжсөн шугамшил, мезо хэвтээ элементүүдийн огтлолцол (S, C, R1 ба P занаршил; Kano et al., 1991; Onishi & Kimura, 1995; Shibata & Hashimoto, 2005); (2) будинаж, блокуудын зах, атираа, ташуу мөхлөгт кварц, кальцитын агрегатын тэгш хэмт бус структурууд (Cowan & Brandon, 1994; Kano et al., 1991; Kusky & Bradley, 1999); (3) тохролын бүсийн дуплекс структур (Hashimoto & Kimura, 1999; Sample & Fisher, 1986).

Занаршилтууд нь зүүнээс баруун, БХ-оос ЗӨ тийш суналтай, урагшаа уналтай, дундажаар $204^{\circ}/35^{\circ}$, заримдаа анхдагч үелэлтэйгээ параллель байна. Эдгээр занаршил дээрх шугамшил нь өмнө, ЗӨ тийш уналтай, дундажаар $175^{\circ}/27^{\circ}$ байна. S гадарга дээр хөгжсөн будинаж структурын урт тэнхлэг дундажаар $183^{\circ}/10^{\circ}$ -аар зэрэгцээдүү байдаг. Шилжилийн бүсэд хөгжсөн уян харимхайн структурт S-C занаршил, тэгш хэмт бус структур орно. S-C занаршил урагшаа уналтай, S гадарга нь зүүнээс баруун, БХ-оос ЗӨ тийш суналтай. S ба C занаршилын хоорондох шугамшилд перпендикуляр байх шилжилийн чиглэл нь ЗӨ-өөс БХ хөдөлгөөний чигийг заадаг. Атираанууд нь тэгш хэмт бус изоклинал онцлогтой. Эдгээр нь БХ, хойш налсан, тэнхлэгийн хавтгай дундажаар $185^{\circ}/49^{\circ}$ -аар урагшаа уналтай.

Сулинхээрийн меланж дотор хөгжсөн деформацийн структурууд тогтмол хойш чиглэлтэй шилжилийг заадаг. ЗХ-оос БӨ тийш сунасан, ЗӨ тийш уналтай тохрол БХ-оос ЗӨ тийш сунасан тохролыг хөндлөн дайрсан байгаа нь деформацийн 2 үе шат хөгжсөн гэж дүгнэхэд хүргэж байгаа юм. Эхний деформацийн үед баруунаас зүүн, БХ-оос ЗӨ хандсан, ЗХ ба хойшоо чиглэлтэй тохрол хагаралууд, БХ-оос ЗӨ тийш хандсан атираанууд хөгжсөн. Энэ үед шугамшил бараг ажиглагдахгүй, БХ-оос

3Ө тийш хандсан хагарлын бүсийн дагуу кливаж тодорхойлогдоно. Үүнээс эхний үеийн деформац хойно-өмнө, 3Х-БӨ шахалтаар бий болсон гэж үздэг (Зураг.8.5).

Деформацийн 2 дахь үед 3Х-оос БӨ хандсан, 3Ө уналтай тохрол хагаралууд, 3Х-оос БӨ хандсан атираанууд үүссэн нь БХ-3Ө шахалтыг заана. Сүүлийн деформацийн үед эхний деформацаар үүссэн атираанууд өөрчлөлтөнд орж, атирааны тэнхлэг гулзайсан байдаг (Зураг.8.5).



Зураг.8.5. Сулинхээрийн дүүргийн деформацийн 2 үе шатанд атирааны өөрчлөлтийг харуулсан блок диаграм (Shi et al., 2018)

Давхацмал деформац байгаа учраас тунамал үеүүдэд, ялангуяа турбидит, нарийн ширхэгт вулканокласт чулуулагт бүнхэр-сав болон эхэн хэсэгтээ сум шиг хэлбэртэй болсон мега структуууд (Ramsay & Huber, 1987; Deng, Koyi & Nilfouroushan, 2016) үүссэн байдаг онцлогтой. Деформацийн насыг тэдгээрийг зүссэн болон кливажийн дагуух кварцын судлын насыг тогтоох замаар Мандал, Ганцын талбайд тогтоосон. Эхний деформацийн үед атираажсан Пермийн турбидит хурдасыг зүссэн кварцын судлын нас 226±3 с.ж., 236±6 с.ж. бол түрүү Палеозойн Өндөрсум группыг зүссэн

кварцын судал 226 ± 5 с.ж., Мезопротерозойн мета-элсэн чулуун дахь кварцын судал 235 ± 4 с.ж. настай байна (Shi et al., 2018).

Сулинхээрийн бүсийн геодинамик хөгжил

Карбон – Пермь – Триасын тэлэлт, шилжилт. Өмнөд Монголын Оюут Улааны вулканизмаар хянагдсан тектоник явцууд Девон – карбоны нум дахь дунд Карбоны тэлэлт нь тэлэлттэй шилжил (transtension)-ээс, субдукцын ухрал (roll-back)-аас, эсвэл эдгээрийн нийлмэл явцын улмаас бий болсон гэж тайлагдсан (Blight et al., 2010). Хожуу Карбоноос түрүү Пермь хүртэлх бимодаль вулканик чулуулаг ($320\text{--}290$ с.ж.), шүлтлэгдүү гранит ($302\text{--}290$ с.ж.) Өмнөд Монголд өргөн тархалттай (Yarmolyuk et al., 2013, 2016; Zhu et al., 2014; Kozlovsky et al., 2015; Zhu et al., 2016). Yarmolyuk et al. (2007) эдгээр чулуулаг эх газрын идэвхитэй захын рифтийн үед үүссэн гэж тайлбарлах онол гарав.

Өвөр Монголын Хөгөншаны офиолит түрүү Пермийн супра-субдукцын бүстэй холбоотой (Miao et al., 2008). Тэлэлтийн тектоник горим түрүү Пермийн үед зонхилж байсан (Tang and Yan, 1993), түүнийг Эрээн хотоос Зүүн Үзэмчин хошуу хүртэл сунасан түрүү Пермийн шүлтлэг чулуулаг ($290\text{--}270$ с.ж.) (Hong et al., 1994), түрүү Пермийн Дашижай формацын бимодаль вулканик чулуулаг (Zhang et al., 2008) илэрхийлдэг.

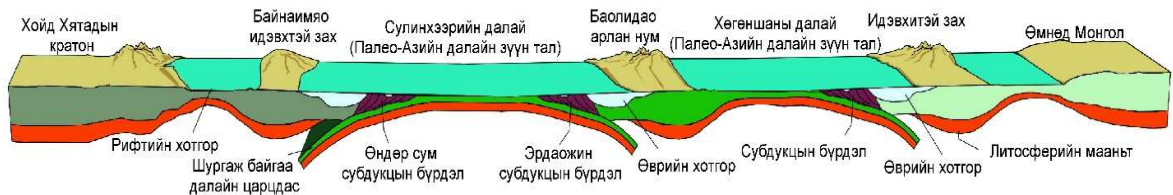
Сулинхээрийн заадсын бүсийн дагуух хамгийн сүүлийн боржинлог чулуулгийн түрэлт 275 с.ж.-ээс 277 с.ж. хооронд байсан. Эдгээр нь шүлтийн агуулга хэлбэлзэлтэй, магнийн I төрлийн чулуулаг байдаг, мөн $\epsilon\text{Nd}(t)$ ба $\epsilon\text{Hf}(t)$ хэмжигдэхүүн зонхилон ювениль орчныг заадаг онцлогтой (Li et al., 2016). Эдгээр боржинлог чулуулгийг хожуу Карбоноос түрүү Пермийн төгсгөл хүртэлх урт удаан тэлэлтийн горимд үүссэн гэж үзэж байна. Сулинхээрийн сутурын бүсийн дагуу элбэг тархсан боржинлог чулуулаг нь бусад геологийн ба геофизикийн явцуудад давхар өртсөн нь тодорхой ба царцдасын тэлэлтийн 2-р фаз хожуу Триасд эхэлсэн гэж үздэг, энэ нь A төрлийн боржинлог чулуулгийн түрэлт, бүслүүрлэг суурьлаг – хэт суурьлаг чулуулгийн бүрдэл, мөн хувирмал цөм бүрдэлтэй зэрэгцсэн байна (Wu et al., 2002, 2004; Davis et al., 2004; Li et al., 2016). Дээрх судалгаанд үндэслэн хамтран ажиллагч

багийн хамт олон тектоник хөгжлийн дараах загварыг дэвшүүлж байгаа юм (Зураг.8.6)

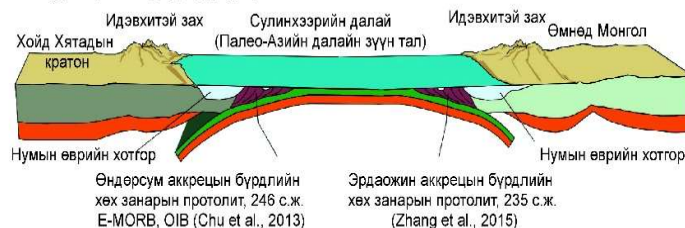
ДҮГНЭЛТ

Өмнөд Монгол, Хойд Хятадад хожуу Палеозойгоос түүрүү Триас хүртэл субдукц, коллиз болж байсан. Хөгөншан офиолитын меланж түүрүү Пермьд далайн рифтийн савд үүссэн ба хамгийн сүүлд түүрүү Триасд түрж байсан. Баолидао нум ерөнхийдөө хожуу Карбонд идэвхитэй байсан. Эрдаожин аккрецийн бүрдэл Өмнөд Монголын коллажийн доогуур шургасан Палео-Азийн далайн хойш чиглэлтэй урт хугацааны субдукцыг илэрхийлэх меланж, хөх занарууд агуулдаг (Jian et al., 2010; Zhang et al., 2015). Эрдаожин аккрецийн бүрдлийн өмнөд талаар Сулинхээрийн сутурын хойд зах тэмдэглэгдэх ба түүний дагуу Хойд Хятадын кратоны хойд идэвхитэй захын дагуух Өндөр сум аккрецийн бүрдэл амальгамацад орсон байна (Xiao et al., 2003, 2015; Eizenhöfer et al., 2014; Li et al., 2014, 2016; Zhang et al., 2014; Song et al., 2015; Liu et al., 2017).

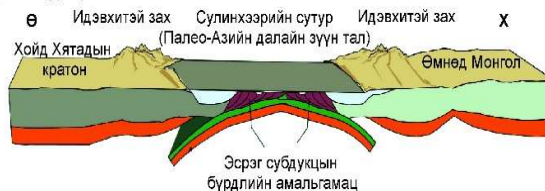
а. Түүрүү - дунд Пермь



б. Хожуу Пермь - түүрүү - дунд Триас



в. Дунд - хожуу Триас



Зураг 6. Сулинхээрийн бүсийн тектоник хөгжлийн загвар (Xiao et al., 2018)

Карбон-Перм-Триасын тэлэлтийн ба тэлэлттэй шилжилтийн явц Сулинхээрийн сутурын хойгуур өргөн тархсан ба хожим түрүү Триасын шахалтаар деформацид орсон байна.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ

Badarch, G., Cunningham, D., Windley, B. F. (2002). A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1), 87–110.

Blight, J.H.S., Petterson, M.G., Crowley, Q.G., Cunningham, D. (2010). The Oyut Ulaan Volcanic Group: stratigraphy, magmatic evolution and timing of Carboniferous arc development in SE Mongolia. *J. Geol. Soc. Lond.* 167, 491–509 (doi:410.1144/0016-76492009-76492094).

Bureau of Geology Mineral Resources of Inner Mongolia (1991). Regional geology of Inner Mongolia autonomous region (in Chinese with English summary) (p. 726). Beijing: Geological Publishing House.

Chen, B., Jahn, B. M., Wilde, S., Xu, B. (2000). Two contrasting paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics*, 328(1–2), 157–182. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00182-7).

Chen, B., Jahn, B. M., Tian, W. (2009). Evolution of the Solonker suture zone: Constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd–Sr isotope compositions of subduction- and collision-related magmas and forearc sediments. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3), 245–257. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.05.007>.

Chen, B., Ma, X. H., Liu, A. K., Muhetaer, Z. R. (2009). Zircon U-Pb ages of the Xilinhot metamorphic complex and blueschist and implications for tectonic evolution of the Solonker suture. *Acta Petrologica Sinica*, 25(12), 3123–3129.

Chen, C., Zhang, Z. C., Guo, Z. J., Li, J. F., Feng, Z. S., Tang, W. H. (2012). Geochronology, geochemistry, and its geological significance of the Permian Mandula mafic rocks in Damaoqi, Inner Mongolia. *Science China: Earth Sciences* 55, 39–52.

- Cowan, D. S., & Brandon, M. T. (1994). Asymmetry-based method for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones. *American Journal of Science*, 294(3), 257–306. <https://doi.org/10.2475/ajs.294.3.257>.
- Davis, G.A., Xu, B., Zheng, Y., Zhang, W. (2004). Indosinian extension in the Solonker suture zone: The Sonid Zuoqi metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. *Front. Earth Sci.* 11, 135–143.
- De Jong, K., Xiao, W. J., Windley, B. F., Masago, H., Lo, C. H. (2006). Ordovician Ar-40/Ar-39 phengite ages from the blueschist-facies Ondor Sum subduction-accretion complex (Inner Mongolia) and implications for the early Paleozoic history of continental blocks in China and adjacent areas. *American Journal of Science*, 306(10), 799–845. <https://doi.org/10.2475/10.2006.02>.
- Deng, H. L., Koyi, H. A., Nilfouroushan, F. (2016). Superimposed folding and thrusting by two phases of mutually orthogonal or oblique shortening in analogue models. *Journal of Structural Geology* 83, 28–45.
- Eizenhöfer, P. R., Zhao, G. C., Zhang, J., Sun, M. (2014). Final closure of the Paleo-Asian Ocean along the Solonker Suture Zone: Constraints from geochronological and geochemical data of Permian volcanic and sedimentary rocks. *Tectonics*, 33, 441–463. <https://doi.org/10.1002/2013TC003357>.
- Eizenhöfer, P. R., Zhao, G. C., Sun, M., Zhang, J., Han, Y. G., Hou, W. Z. (2015). Geochronological and Hf isotopic variability of detrital zircons in Paleozoic strata across the accretionary collision zone between the North China craton and Mongolian arcs and tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 127(9-10), 1422–1436.
- Eizenhöfer, P. R., Zhao, G. C., Zhang, J., Han, Y. G., Hou, W. Z., Liu, D. X., Wang, B. (2015). Geochemical characteristics of the Permian basins and their provenances across the Solonker Suture Zone: Assessment of net crustal growth during the closure of the Palaeo-Asian Ocean. *Lithos*, 224-225, 240–255. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.012>.

Faghih, A., Kusky, T. M., Samani, B. (2012). Kinematic analysis of deformed structures in a tectonic mélangé: A key unit for the manifestation of transpression along the Zagros Suture Zone. *Iran Geological Magazine*, 149(06), 1107–1117. <https://doi.org/10.1017/S0016756812000295>.

Fu, D., Huang, B., Peng, S. B., Kusky, T. M., Zhou, W. X., Ge, M. C. (2016). Geochronology and geochemistry of late Carboniferous volcanic rocks from northern Inner Mongolia, North China: Petrogenesis and tectonic implications. *Gondwana Research*, 36, 545–560. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.007>.

Fu, D., Huang, B., Kusky, T. M., Li, G., Wilde, S. A., Zhou, W., Yu, Y. (2018). A middle Permian ophiolitic mélangé belt in the Solonker suture zone, western Inner Mongolia, China: Implications for the evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Tectonics*, 37, 1292–1320. <https://doi.org/10.1029/2017TC004947>.

Han, J., Zhou, J.B., Wilde, S.A., Song, M.C. (2017). Provenance analysis of the late Paleozoic sedimentary rocks in the Xilinhot Terrane, NE China, and their tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.* 144, 69-81.

Hashimoto, Y., & Kimura, G. (1999). Underplating process from mélangé formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan. *Tectonics*, 18(1), 92–107. <https://doi.org/10.1029/1998TC900014>.

Hong, D.W., Huang, H.Z., Xiao, Y.J., Xu, H.M., Jin, M.Y. (1994). The Permian alkaline granites in Central Inner Mongolia and their geodynamic significance. *Acta Geol. Sin.* 68, 219–230 (in Chinese with English abstract).

Huang, B., Fu, D., Li, S. C., Ge, M. C., Zhou, W. X. (2016). The age and tectonic implications of the Hegenshan ophiolite in Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 1(32), 158–176.

Hsü, K. J., Wang, Q. C., Li, L. (1991). Geologic evolution of the Neimonides: A working hypothesis. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84, 1–31.

Jian, P., Liu, D. Y., Kröner, A., Windley, B. F., Shi, Y. R., Zhang, F. Q., et al. (2008). Time scale of an early to mid-Paleozoic orogenic cycle of the long-lived Central Asian Orogenic

Belt, Inner Mongolia of China: Implications for continental growth. *Lithos*, 101(3–4), 233–259.

Jian, P., Liu, D. Y., Kröner, A., Windley, B. F., Shi, Y. R., Zhang, W., et al. (2010). Evolution of a Permian intraoceanic arc–trench system in the Solonker suture zone, Central Asian Orogenic Belt, China and Mongolia. *Lithos*, 118(1–2), 169–190. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.04.014>.

Jian, P., Kröner, A., Windley, B. F., Shi, Y. R., Zhang, W., Zhang, L. Q., Yang, W. R. (2012). Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite”. *Lithos*, 142–143, 48–66. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.03.007>.

Kano, K., Nakaji, M., Takeuchi, S. (1991). Asymmetrical mélange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: A case study from the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, Central Japan. *Tectonophysics*, 185(3–4), 375–388. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90455-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90455-2).

Kimura, G., & Mukai, A. (1991). Underplated units in an accretionary complex: Mélange of the Shimanto Belt of eastern Shikoku, southwest Japan. *Tectonics*, 10(1), 31–50. <https://doi.org/10.1029/90TC00799>.

Kimura, G., Maruyama, S., Isozaki, Y., Terabayashi, M. (1996). Well-preserved underplating structure of the jadeitized Franciscan complex, Pacheco Pass, California. *Geology*, 24(1), 75–78.

Kozlovsky, A.M., Yarmolyuk, V.V., Salnikova, E.B., Travin, A.V., Kotov, A.B., Plotkina, J.V., Kudryashova, E.A., Savatenkov, V.M. (2015). Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.* 113 (Part 1), 524–541. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.01.013>.

Kusky, T. M., & Bradley, D. C. (1999). Kinematic analysis of mélanges fabrics: Examples and applications from the McHugh Complex, Kenai Peninsula, Alaska. *Journal of*

- Structural Geology, 21(12), 1773–1796. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00105-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00105-4).
- Kusky, T. M., Bradley, D. C., Haeussler, P. (1997). Progressive deformation of the Chugach accretionary complex, Alaska, during a paleogene ridge-trench encounter. *Journal of Structural Geology*, 19(2), 139–157. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00084-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00084-3).
- Kusky, T. M., Bradley, D. C., Haeussler, P. J., Karl, S. (1997). Controls on accretion of flysch and mélangé belts at convergent margins: Evidence from the Chugach Bay thrust and Iceworm mélangé, Chugach accretionary wedge, Alaska. *Tectonics*, 16(6), 855–878. <https://doi.org/10.1029/97TC02780>.
- Li, J. Y. (2006). Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: Closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(3–4), 207–224. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.09.001>.
- Li, S., Wilde, S.A., He, Z. J., Jiang, X. J., Liu, R. Y., Zhao, L. (2014). Triassic sedimentation and postaccretionary crustal evolution along the Solonker suture zone in Inner Mongolia, China. *Tectonics*, 33, 960–981. <https://doi.org/10.1002/2013TC003444>.
- Li, S., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wang, T., Xiao, W. J., Guo, Q. Q. (2016). Linking magmatism with collision in an accretionary orogen. *Scientific Reports*, 6(1), 25751. <https://doi.org/10.1038/srep25751>.
- Li, S., Chung, S. L., Wilde, S. A., Jahn, B. M., Xiao, W. J., Wang, T., Guo, Q. Q. (2017). Early-Middle Triassic high Sr/Y granitoids in the southern Central Asian Orogenic Belt: Implications for ocean closure in accretionary orogens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 2291–2309. <https://doi.org/10.1002/2017JB014006>.
- Li, Y.-J., Wang, G.-H., Santosh, M., Wang, J.-F., Dong, P.-P., Li, H.-Y. (2018). Supra-subduction zone ophiolites from Inner Mongolia, North China: implications for the tectonic history of the southeastern Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Res.* 59, 126–143.
- Liu, Y., Li, W., Feng, Z., Wen, Q., Neubauer, F., Liang, C. (2017). A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Res.* 43, 123–148. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.013>.

- Luo, Z. W., Xu, B., Shi, G. Z., Zhao, P., Faure, M., Chen, Y. (2016). Solonker ophiolite in Inner Mongolia, China: a late Permian continental margin-type ophiolite. *Lithos* 261, 72–91.
- Miao, L. C., Zhang, F., Fan, W. M., Liu, D. Y. (2007). Phanerozoic evolution of the Inner Mongolia–Daxinganling orogenic belt in North China: Constraints from geochronology of ophiolites and associated formations. Geological Society, London, Special Publications, 280(1), 223–237. <https://doi.org/10.1144/SP280.11>.
- Miao, L. C., Fan, W. M., Liu, D. Y., Zhang, F. Q., Shi, Y. R., Guo, F. (2008). Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5–6), 348–370. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.11.005>.
- Onishi, C. T., & Kimura, G. (1995). Change in fabric of mélangé in the Shimanto Belt, Japan: Change in relative convergence? *Tectonics*, 14(6), 1273–1289. <https://doi.org/10.1029/95TC01929>.
- Onishi, C. T., Kimura, G., Hashimoto, Y., Ikehara-Ohmori, K., & Watanabe, T. (2001). Deformation history of tectonic mélangé and its relationship to the underplating process and relative plate motion: An example from the deeply buried Shimanto Belt, SW Japan. *Tectonics*, 20(3), 376–393. <https://doi.org/10.1029/1999TC001154>.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (1998). *Microtectonics* (p. 289). New York: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3>.
- Pei, S.H., Zhou, J.B., Li, L. (2016). U-Pb ages of detrital zircon of the Paleozoic sedimentary rocks: new constraints on the emplacement time of the Hegenshan ophiolite, NE China. *J. Asian Earth Sci.* 130, 75-87.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. (1987). Session 21: Strain and small scale structures in folds. In *The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2 Folds and Fractures*, pp. 445–73. London: Academic Press.
- Robinson, P. T., Zhou, M. F., Hu, X. F., Reynolds, P., Ji, B. W., Yang, J. (1999). Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan Ophiolite, Inner Mongolia, China.

Journal of Asian Earth Sciences, 17(4), 423–442. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00016-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00016-4).

Ruzhentsev, S.V., Pospelov, I.I., Badarch, G. (1989). Tectonics of the Mongolian Indosinides. *Geotectonics* 23, 476–487.

Sample, J. C., & Fisher, M. D. (1986). Duplex accretion and underplating in an ancient accretionary complex, Kodiak Islands, Alaska. *Geology*, 2(14), 160–163.

Shang, Q. (2004). Occurrences of Permian radiolarians in central and eastern Nei Mongol (Inner Mongolia) and their geological significance to the Northern China Orogen. *Chinese Science Bulletin*, 49(24), 2613–2619. <https://doi.org/10.1360/04wd0069>.

Shao, J. A., Tang, K. D., He, G. Q. (2014). Early Permian tectono-palaeogeographic reconstruction of Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica* 30, 1858–66 (in Chinese with English abstract).

Shi, G. R. (2006). The marine Permian of East and Northeast Asia: An overview of biostratigraphy, palaeobiogeography and palaeogeographical implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(3-4), 175–206. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.11.004>.

Shi, G. Z. (2013). Polycyclic evolution of the Eastern Central Asia Orogenic Belt: microtectonic analysis, geochronology and tectonics in Central Inner Mongolia. Ph.D. thesis, Université d'Orléans, France. Published thesis.

Shi, G. Z., Faure, M., Xu, B., Zhao, P., & Chen, Y. (2013). Structural and kinematic analysis of the Early Paleozoic Ondor Sum-Hongqi mélange belt, eastern part of the Altaids (CAOB) in Inner Mongolia, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66, 123–139. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.034>.

Shi, G.Z., Liang, C., Wang, H., Huang, C. (2018). Superimposed deformation of the Solonker Belt and nearby regions in western Inner Mongolia, China. *Geol. Mag.*, 1-22. doi:10.1017/S0016756818000183.

Shibata, T., & Hashimoto, Y. (2005). Deformation style of slickenlines on melange foliations change in deformation mechanisms along subduction interface: Example from

- the Cretaceous Shimanto Belt, Shikoku, Japan. *Gondwana Research*, 3(8), 433–442. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71145-X](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71145-X).
- Song, S. G., Wang, M. M., Xu, X., Wang, C., Niu, Y. L., Allen, M. B., Su, L. (2015). Ophiolites in the Xing'an-Inner Mongolia accretionary belt of the CAOB: Implications for two cycles of seafloor spreading and accretionary orogenic events. *Tectonics*, 34, 2221–2248. <https://doi.org/10.1002/2015TC003948>.
- Tang, K. D. (1990). Tectonic development of Paleozoic fold belts at the north margin of the Sino-Korean craton. *Tectonics*, 9(2), 249–260.
- Tang, K. D., & Yan, Z. Y. (1993). Regional metamorphism and tectonic evolution of the Inner Mongolian suture zone. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 511–522. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00168.x>.
- Wakabayashi, J., & Dilek, Y. (2011). Introduction: Characteristics and tectonic settings of mélanges, and their significance for societal and engineering problems. *Geological Society of America Special Paper*, 480, v –x.
- Wang, Q., & Liu, X. Y. (1986). Paleoplate tectonics between Cathaysia and Ancaraland in Inner Mongolia of China. *Tectonics*, 5(7), 1073–1088.
- Wang, C. Y., Wang, P., Li, W. G. (2004). Conodonts from the Permian Jisu Honguer (Zhesi) Formation of Inner Mongolia, China. *Geobios* 37, 471–480.
- Wang, H., Wang, Y.J., Chen, Z.Y., Li, Y.X., Su, M.R., Bai, L.B. (2005). Discovery of the Permian radiolarians from the Bayanaobao area, Inner Mongolia. *Journal of Stratigraphy* 29 (4), 368–371 (in Chinese with English abstract).
- Wilde, S. A. (2015). Final amalgamation of the central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction—A review of the evidence. *Tectonophysics*, 662, 345–362. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.006>.
- Wu, F.-Y., Sun, D.-Y., Li, H., Jahn, B.-M., Wilde, S. (2002). A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem. Geol.* 187, 143–173.

Wu, F.-Y., Wilde, S.A., Zhang, G.-L., Sun, D.-Y. (2004). Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin Province, NE China. *J. Asian Earth Sci.* 23, 781–797.

Xiao, W.J., Windley, B.F., Hao, J., Zhai, M.G. (2003). Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonics* 22, 1069 (doi: 10.1029/2002TC10001484).

Xiao, W. J., Windley, B. F., Huang, B. C., Han, C. M., Yuan, C., Chen, H. L., et al. (2009). End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: Implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia. *International Journal of Earth Sciences*, 98(6), 1189–1217.

Xiao, W. J., Windley, B. F., Sun, S., Li, J. L., Huang, B. C., Han, C. M., et al. (2015). A tale of amalgamation of three Permo-Triassic Collage Systems in Central Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1), 477–507.

Xiao W., Windley, B.F., Han, C., Liu, W., Wan, B., Zhang, J., Ao, S., Zhang, Zh., Song, D. (2018). Late Paleozoic to early Triassic multiple roll-back and oroclinal bending of the Mongolia collage in Central Asia. *Earth Sci. Rev.*186, 94–128. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.020>.

Xu, B., Charvet, J., Zhang, F. (2001). Primary study on petrology and geochronology of blueschists in Sunitezuoqi, northern Inner Mongolia. *Chinese. J. Geol.* 36, 424–434.

Xu, B., Charvet, J., Chen, Y., Zhao, P., Shi, G. Z. (2013). Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 23, 1342–64.

Xu, B., Xu, Y., Li, J., Li, Q. S. (2016). Age of the Ondor Sum Group in western Inner Mongolia and its position in the Central Asia Orogenic Belt. *Earth Science Frontiers* 23, 120–7.

Xu, G., Liu, H., Li, Y., Xu, Zh., Xie, Y. (2018). Early Permian Sunidyouqi suprasubduction-zone ophiolites in the central Solonker suture zone (Inner Mongolia, China). *Geoscience Frontiers*, 1-11.

Xu, B., Zhao, G.C., Li, J.H., Liu, D.X., Wang, B., Han, Y.G., Eizenhöfer, P.R., Zhang, X.R., Hou, W.Z., Liu, Q. (2019). Ages and Hf isotopes of detrital zircons from the Permian strata in the Benbatu area (Inner Mongolia) and tectonic implications. *Geosci. Front.* 10, 195-212.

Yarmolyuk, V.V., Kovach, V.P., Kovalenko, V.I., Terent'eva, L.B., Kozakov, I.K., Kotov, A.B., Enzhin, G. (2007). Isotopic Composition of the Hercynian Crust of Southern Mongolia: Substantiation of the Hercynian Juvenile Crust Forming Event. *Dokl. Earth Sci.* 417, 1178–1182.

Yarmolyuk, V.V., Kovach, V.P., Kozakov, I.K., Kozlovsky, A.M., Kotov, A.B., Rytsk, E.Y. (2012). Mechanisms of Continental Crust Formation in the Central Asian Foldbelt. *Geotectonics* 46, 251–272. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685211204005X>.

Yarmolyuk, V.V., Kuzmin, M.I., Vorontsov, A.A., Khomutova, M.Y. (2013). West Pacific-type convergent boundaries: role in the crust growth history of the Central-Asian orogen. *J. Asian Earth Sci.* 62, 67–78. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2012.10.030>.

Yarmolyuk, V.V., Kozlovsky, A.M., Kuzmin, M.I. (2016). Zoned magmatic areas and anorogenic batholith formation in the Central Asian Orogenic Belt (by the example of the Late Paleozoic Khangai magmatic area). *Russ. Geol. Geophys.* 57, 357–370. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.001>.

Zhang, S. H., Zhao, Y., Song, B., Yang, Z. Y., Hu, J. M., Wu, H. (2007). Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block: Implications for a late Palaeozoic active continental margin. *Journal of the Geological Society*, 164(2), 451–463. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-190>.

Zhang, X. H., Zhang, H. F., Tang, Y. J., Wilde, S. A., Hu, Z. C. (2008). Geochemistry of Permian bimodal volcanic rocks from central Inner Mongolia, North China: implication for

tectonic setting and Phanerozoic continental growth in Central Asian Orogenic Belt. *Chemical Geology* 249, 262–81.

Zhang, S. H., Zhao, Y., Liu, X. C., Liu, D. Y., Chen, F. K., Xie, L. W., Chen, H. H. (2009). Late Paleozoic to Early Mesozoic mafic–ultramafic complexes from the northern North China Block: Constraints on the composition and evolution of the lithospheric mantle. *Lithos*, 110(1–4), 229–246. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.008>.

Zhang, X. H., Wilde, S. A., Zhang, H. F., Zhai, M. G. (2011). Early Permian high-K calc-alkaline volcanic rocks from NW Inner Mongolia, North China: Geochemistry, origin and tectonic implications. *Journal of the Geological Society*, 168(2), 525–543. <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-094>.

Zhang, S. H., Zhao, Y., Ye, H., Liu, J. M., Hu, Z. C. (2014). Origin and evolution of the Bainaimiao arc belt: Implications for crustal growth in the southern Central Asian orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 126(9–10), 1275–1300. <https://doi.org/10.1130/B31042.1>.

Zhang, X. H., Yuan, L. L., Xue, F., Yan, X., Mao, Q. (2015). Early Permian A-type granites from central Inner Mongolia, North China: Magmatic tracer of post-collisional tectonics and oceanic crustal recycling. *Gondwana Research*, 28(1), 311–327.

Zhang, S. H., Zhao, Y., Liu, J. M., & Hu, Z. C. (2016). Different sources involved in generation of continental arc volcanism: The carboniferous–Permian volcanic rocks in the northern margin of the North China block. *Lithos*, 240–243, 382–401. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.027>.

Zhou, J. B., Han, J., Zhao, G. C., Zhang, X. Z., Cao, J. L., Wang, B., Pei, S. H. (2015). The emplacement time of the Hegenshan ophiolite: Constraints from the unconformably overlying Paleozoic strata. *Tectonophysics*, 662(1), 398–415.

Zhu, M., Baatar, M., Miao, L., Anaad, C., Zhang, F., Yang, S., Li, Y. (2014). Zircon ages and geochemical compositions of the Manlay ophiolite and coeval island arc: implications for the tectonic evolution of South Mongolia. *J. Asian Earth Sci.* 96, 108–122.

ТӨСЛИЙН ЕРӨНХИЙ ДҮГНЭЛТ

Монгол орны геологийн тогтоц нь арал-арал, арал-бичил тивийн нийлэмж буюу аккрецийн процессийн үр дүнгээр бий болжээ. Энэ төслөөс өмнө аккрецийн процессоор үүсэх аккрецийн бүрдэлийг судлаагүй байна. Төслөөр Монгол орны аккрецийн зарим бүсийн аккрецийн бүрдлийг тогтоов

Монгол оронд аккрецийн бүрдэлүүдээс нийлж буй геологийн бүтцүүдээс арлын базальт, яшма зэрэг хатуу чулуулагийн тасрал эвдрэл захын хотгорт “харайж” тогтсон бүтэц Хэнтий мужийн зах хэсэгт тогтоогдсон билээ.

Энэ судалгаагаар

- Өмнөд Монголд нийлж буй арлууд хооронд жин багатай нь хэвтээдүү шургалтын аажим хөдөлгөөний механик хүчний улмаас шургаж буй цардас хайлж дээд царцдаст зүссэн мэт биетүүд үүсгэсэнийг тогтоов.
- Хойд Монголын каледоны структуртэй Өмнөд Монголын арлууд Карбоны цаг үед нийлсэн байна. Хил заагт олон үе шаттай метаморф чулуулаг үүссэн ч фронтын хэсэгт Карбоны настай метаморфизм явагдсаныг тогтоов.
- Харин Гурвансайхөн терреинд байршилтай зэсийн ордуудад геологийн тогтоцоор Карбоны хасанд хамрагдах харьцаа тогтоогддог ч U/Pb нас хожуу Девоны цаг үетэй тохирдог байна. Харин Rb-Sr, K-Ar ба Ar/Ar наснууд хүдэржилттэй магматизм хожуу Карбоны цаг үед үүссэнийг заадаг байна.

АЧ ХОЛБОГДОЛ

ЭНЭ ТӨСӨЛ ХЭРЭГЖСЭНЭЭР АККРЕЦИЙН ӨӨР ТӨРЛҮҮД МОНГОЛ ОРНЫ ГЕОЛОГИЙН БҮС НУТГУУДАД ТОГТООГДДОГИЙГ ИЛРҮҮЛСЭН ТАНИН МЭДЭХҮЙН АЧ ХОЛБОГДОЛТОЙ БОЛОВ.

**REPORT OF CHINA-MONGOLIA INTERNATIONAL COOPERATION AND
EXCHANGE PROJECT "ACCRETIONAL STRUCTURES IN SOUTHEAST
MONGOLIA: WITH THE SUPPORT OF (41961144020, 2020.01- 2022.12),**

I. Important research progress

Professor Tim Kusky and his team from China University of Geosciences (Wuhan) participated in the National Natural Science Foundation China-Mongolia International Cooperation and Exchange Project "Accretional Structures in Southeast Mongolia: With the support of (41961144020, 2020.01- 2022.12), a preliminary study was made on the relevant structural units of the Central Asian Orogenic Belt in Mongolia and China. Due to the epidemic, only Mongolia was allowed to carry out relevant field work in Mongolia, while China mainly carried out field work in Inner Mongolia (Xing Meng-Mongolia Orogenic Belt and the northern margin of North China Craton), collected samples and field data, and successfully carried out the first-stage study, laying a good foundation for further research in Mongolia and neighboring areas of Central Asian Orogenic Belt.

By the end of 2020, the preliminary research results related to the project have been published in world-renowned geoscience journals such as Earth-Science Reviews, GSA Bulletin, and Geological Journal (the first three acknowledgments are 6 in total, as listed below.

The following is a brief introduction of the main achievements.

Outcome 1: The Early Paleozoic megathrust system in the Altai-Lake area of western Mongolia derived from Gondwana and its constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt and the Paleo-Asian Ocean (Khukhuudei et al., 2020, Geological Journal)

The Central Asian Orogenic Belt is the largest accretive orogenic belt in the Cenozoic. It covers a vast area including Kazakhstan, Mongolia and northern China, and has evolved from the breakup of the Paleo-Asian Ocean, Rodinia in the Neoproterozoic to its closure in the Permian-Early Middle Triassic (Xiao et al., 2003, 2015). As an important junction of the Central Asian Orogenic Belt, the tectonic evolution of Mongolia is still in question. For example, the location of Mongolian structures during the breakup

of the Rodinia supercontinent and the expansion of the ancient Asian Ocean is disputed, and little is known about the reconstruction between these structures. Relying on the China-Mongolian International Cooperation and Exchange Program, Professor Tim Kusky from China University of Geosciences (Wuhan) and his Mongolian doctoral student Ulambadrakh Khukhuudei conducted a comprehensive study on the structure (zonal structure) of Lake Region in western Mongolia and Altai Region in Mongolia. In connection with the evolution of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Tuva-Mongol and Central Mongol microcontinents (CMMs) during the evolution of the Paleo-Asian Ocean, the preliminary results have been published in the Geological Journal (Khukhuudei, U., Kusky, T.*, Otgonbayar, O. and Wang, L., 2020. The Early Palaeozoic mega-thrusting of the Gondwana-derived Altay–Lake zone in western Mongolia: Implications for the development of the Central Asian Orogenic Belt and Paleo-Asian Ocean evolution. Geological Journal, 55(3), pp.2129-2149).

The Mongolian Lake area is the main distribution area of ophiolite and island arc complex in the CAOB. The ophiolite spreads along its western margin, forming its boundary with the CMM Precambrian crystalline basement. The ophiolite sequence spreads from north to south, and each unit is similar in age. Classic oceanic plate stratigraphy (OPS) profiles are preserved in the Lake area. The serpentine melange and other volcanic-terrigenous clastic assemblages in this area are characterized by the thrust nappe system in the CMM (Dzavkhan block). The preserved zonal structure in the southern Altai-Lake area provides an explanation for the evolution of the Gondwana related microcontinents and the Paleo-Asian ocean. Before Neoproterozoic, Siberia and CMM converged to form the Tuva-Mongolia tectonic belt, which evolved into the Altai-Lake collision belt associated with subduction in the eastern margin. Most of the famous ophiolites in western Mongolia (Agardag, Khantayshir, Dariv) and Erdene Uul area developed in 655~540 Ma or the Neoproterozoic "open ocean basin" stage of microcontinental drifting. In the early Neoproterozoic period, the Eastern Gondwana broke up and the Altai Peninsula microcontinent gradually drifted to Siberia. During this period, the eastern margin of the ancient Asian Ocean evolved into a passive margin connected with the Dzavkhan block. The Paleo-Asiatic plate simultaneously drifted towards the

CMM, while the Altai microcontinent migrated to the Siberia-CMM. In the Meso-Upper Neoproterozoic, the eastern Paleo-Asiatic plate was subducted above the CMM and upthrust ophiolite (e.g. Tas Khairkhan). During the Early Cambrian, an oceanic spreading center of the Paleo-Asian Ocean reached the CMM and ceased subduction. In the Neoproterozoic, the eastern margin of the ancient Asian Ocean developed into an active continental margin subducted under the Gondwana-derived microcontinents. There were large-scale subduction and retreat and Turgen proliferation in the Early Cambrian. Subsequently, a large turbidite sequence was deposited in the Altai area from Middle Cambrian to Early Ordovician. During the Devonian to Carboniferous period, the Paleo-Asian Ocean remained as a remnant ocean or large sea (Figure.1; Lake region), and after the collision of the Siberian and Altai microcontinents in the Late Cambrian, marine sediments were formed.

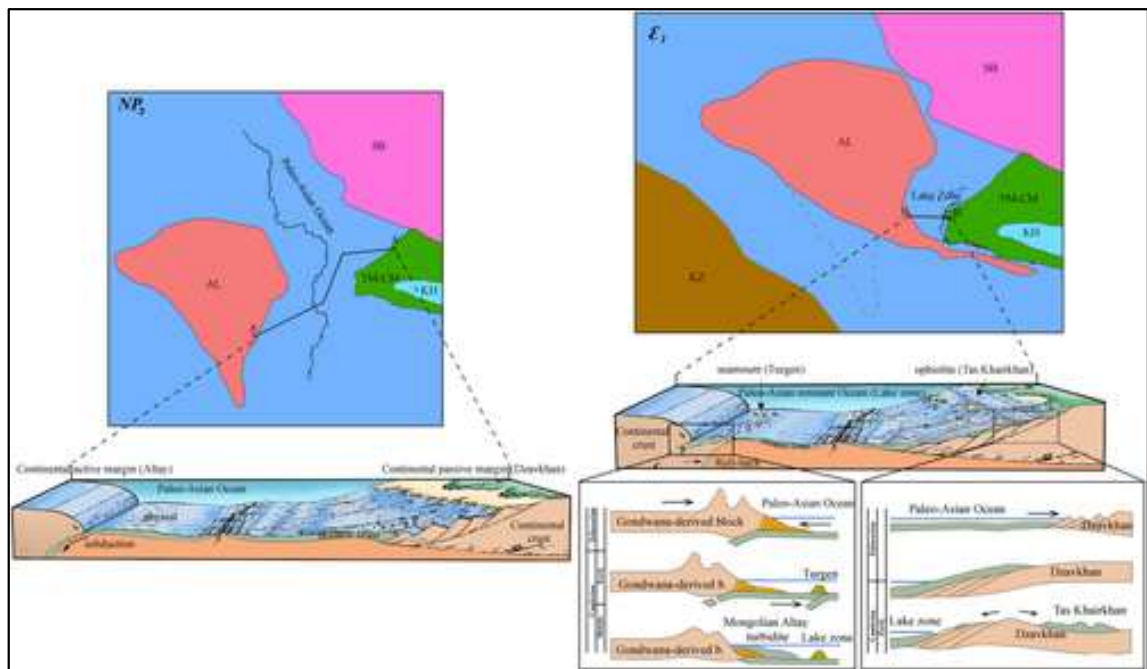


Figure 1. Neoproterozoic - Early Paleozoic simplified evolution model. SB- Siberian Craton; Tuva - Tuva Mongolia and the Central Mongolian microcontinent; AL- Altai microcontinent; KH- Khangai Ocean; KZ- Kazakhstan microcontinent.

Outcome 2: The correlation of subduction-accretion-collision melange at different ages and its implications for the evolution of melange over time (Kusky et al., 2020, Earth-Science Reviews)

Melange rocks, ophiolite melange rocks and accretion wedges may be the most characteristic indicators of plate tectonics, and record the key information of the interaction of ancient plates at the converging plate margin. The absence of these rock assemblages in the Archean rock record is often used to indicate the absence of plate tectonics during the Archean. Professor Tim Kusky of China University of Geosciences (Wuhan) and its partners participated in the National Natural Science Foundation China-Mongolia International Cooperation and Exchange project "Accretional Structures in Southeast Mongolia: Implications for the comparison of the Chinese section of the Central Asian Orogenic Belt (Fig.2) and other co-sponsored articles on the world-renowned geoscience review journal Earth-Science Reviews, which reviewed the rock assemblages and metamorphism characteristics of the melange in different ages. It is suggested that the

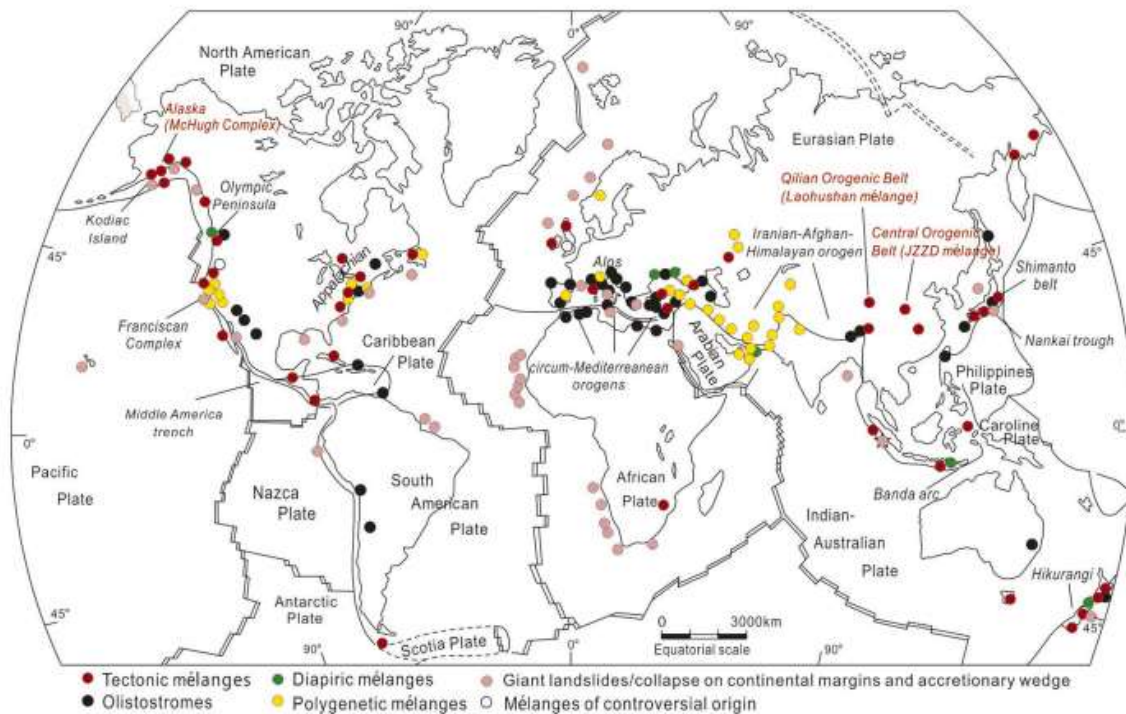


Figure 2. Global distribution of different types of melange and related structures. This paper focuses on the comparative study of Mesozoic McHuge melange, Paleozoic Huoshan melange and Archean Archean JZZD (Jianping - Zunhua/Shangying - Zanzhuang - Dengfeng) melange in the central North China Craton orogenic belt.

convergent margin process at 2.5 Ga was no different from that at present, and plate tectonics was initiated at least in the Neoproterozoic. This study has important implications for the analysis and tectonic evolution of the accretive complex in the Central Asian Orogenic Belt in the later period of this project. In this study, the subduction accretive melange of different ages are reviewed in order to determine the variation of the formation process of melanges along the convergence margin with time. The Mesozoic McHuge melange in Alaska, the Paleotethys Tigrishan melange in the middle Qilian orogenic belt in the Alpine-Himalayan belt, and the neoproterozoic melange between the eastern continental block and the central orogenic belt in the North China Craton are compared and described. McHuge melange is a typical accretive melange, which has not experienced the collision stage. The Tiger Mountain melange is an accretive/collisional melange. The characteristics of these melange rocks are compared with those of the largest Archean melange in the world, the Jianping-Zunhua/Shangying-Zanhuang-Dengfeng melange (JZZD), about 2.5 Ga in length of 1600 km. Tectonic characteristics, rock types, geothermal gradients (low-moderate dT/dP) in the subduction zone, high dT/dP on the associated island arc side, and the evolution of the prearc melange in the central orogenic zone are remarkably similar to young melange (except for the absence of blueschist and biogenic chert), suggesting that the plate converging edge process has been the same over the past 2.5 billion years. Plate tectonics has been initiated since at least Neoproterozoic, which has implications for understanding the subduction, accretion and collision processes of converging plate boundaries.

Outcome 3: Subduction accretionary tectonic evolution in the eastern margin of the North Qilian orogenic belt (Fu et al., 2020, GSA Bulletin)

In the National Natural Science Foundation of China - Mongolia International (regional) Cooperation and Exchange project "Accretive Structures in Southeast Mongolia: Implications for the correlation of the Central Asian Orogenic Belt to the Chinese Section (41961144020, 2020.01-2022.12), and other co-sponsored by the structural analysis of the Early Paleozoic subduction accretive complex in Huhu Mountain area, eastern margin of the Northern Qilian orogenic belt. At the same time, the protolithogenic properties of high-pressure metamorphic rocks (blueschist) in the accretive complex and

the evolution of metamorphic P-T-t are studied in order to shed some light on the tectonic evolution of the Protothyan North Qilian accretive orogenic belt and the formation of Gondwana continent. Some of the relevant results have been published in the international well-known geoscience journal GSA Bulletin (Fu, D., Kusky, T.M.*, Wilde, S.A., Windley, B.F., Polat, A., Huang, B., Zhou, Z., 2020. Structural anatomy of the early Paleozoic Laohushan ophiolite and subduction complex: Implications for accretionary tectonics of the Proto-Tethyan North Qilian orogenic belt, northeastern Tibet. GSA Bulletin 132(9-10), 2175-2201).

Through detailed field mapping and structural analysis, the proto-Huhushan ophiolites in the eastern margin of the North Qilian orogenic belt were dissected and several typical litho-structural units of the converging plate margin, including subduction accretive complexes, were identified. It consists of the ophiolite (peridotite-gabbro-basalt - plagiogranite) -pre-arc basin assemblage from the overlying slab, and the pillow-like or massive basalt - pelagic argillite (oceanic plate stratigraphy), hybrid rocks, high pressure and low temperature metamorphic rocks and trench turbidite assemblage, which together form a set of intact pre-arc ophiolite - accretive complex sequence. By means of LA-ICP-MS zircon dating, detrital zircon dating was carried out for sediments in different lithologic structural units in the Huhushan complex. The maximum deposition ages of sandstone (~453 Ma) in the forearc basin, pelagic mudstone (~447 Ma), trench turbidite (~453 Ma) and melanomite matrix (~470 Ma) in the oceanic plate strata were defined, and the formation ages of ophiolite and collision-related magmatic rocks were combined. The final accretion and tectonic stacking age of the Huoshan accretive complex is ~447 -- 430 Ma. At the same time, detailed chronology, geochemistry and isotope studies have been carried out on the ophiolite rocks of the Huhushan complex. The new zircon U-Pb ages reveal two oceanic crusts (about 474 Ma and 450 Ma), represented by gabbro 474 ± 5 Ma, 449 ± 5 Ma and plagiogranite 473 ± 3 Ma and 454 -- 449 Ma). Based on these studies, a dynamic evolution model of back-arc expansion, northward intra-oceanic subduction and pre-arc proliferation is proposed to illustrate the extinction of the back-arc ocean basin of North Qilian at the end of Early Paleozoic, the ophiolite emplacement and the subsequent collision between the Alxa block and the Middle Qilian-Qaidam Block. The

results of this study can provide reference for the anatomy of Phanerozoic accretive complexes and the analogy between Phanerozoic and Archean complexes.

Results of other research: A review of plate tectonics and its patterns

In the National Natural Science Foundation of China - Mongolia International (regional) Cooperation and Exchange project "Accretive Structures in Southeast Mongolia: Implications for the correlation of the Central Asian Orogenic Belt in China (41961144020, 2020.01 - 2022.12). Professor Tim Kusky of China University of Geosciences (Wuhan) was invited to review the progress of the paper Zheng and Zhao (2020, Science Bulletin, 65:329-334) in Science in China: Earth Sciences. The relationship between plate tectonics and mantle temperature and metamorphic properties is discussed (Kusky T., 2020. *Plate tectonics in relation to mantle temperatures and metamorphic properties*. Science China Earth Sciences 63(5), 634-642/ Kusky T., 2020. *板块构造与地幔温度和变质属性之间的关系*.中国科学:地球科学, 50(05):635-644).

One of the most controversial questions in earth science today is when plate tectonics emerged and whether plate tectonics of the modern paradigm existed in the Archean. Project leader Prof. Tim Kusky and other project leaders have been invited to make a review discussion on this issue in Precambrian Research, an international prestigious geoscience journal. They believe that plate tectonics has existed since at least 4.0 Ga, rather than 3.2 Ga as commonly believed (Windley, B.F., Kusky, T., Polat, A., 2021. *Onset of plate tectonics by the Eoarchean*. Precambrian Research 352, 105980). A review of the world's major paleo-Archean crustal zones with geochemical/isotopic constraints indicates that the Accretionary Cycle Plate Tectonics in tectonics already generated a high number of new basic crust and island arcs at least at ca. 4.0 Ga. Starting from about 3.2 Ga, the geodynamic regime gradually transitioned to more active continental margin magmatism, which formed a large number of TTG and Zanite. From 3.2 Ga to 2.5 Ga, new oceanic crust and island arcs continued to form, accompanied by more active continental margin magmatism. Now, at approx. 2.7 -- 2.5 Ga, enough crustal rocks coalesce to form the initial continental mass, which can fracture and reassemble to form continents, initiating the first complete classical Wilson Cycle Plate Tectonics. In other

words, there were two types of plate tectonics in the early Earth, that is, accretive cyclic-type plate tectonics and Wilson cyclic-type plate tectonics, but the interaction between the plates of Wilson cyclic-type plate began to occur only when 2.7 to 2.5 Ga. During the Phanerozoic, accretive cycles and orogenic belts (short plate boundaries, such as the Altai Mountains in Central Asia, the early tectonics of the Arabian Nubian Shield, Japanese island Arc, and Indonesia) and Wilson cycles (which eventually led to continental collisions, such as the Alpes-Himalayan orogenic belt and its long plate boundaries) can still be identified.

The problem: Due to the epidemic, only Mongolia can carry out relevant field work in Mongolia, while China can only carry out field work in Inner Mongolia (Xing Meng-Mongolia Orogenic Belt and the northern margin of North China Craton), collect samples and field data, and successfully carry out the first-stage study, laying a good foundation for further research on the Central Asian Orogenic Belt in Mongolia and neighboring areas. Some results have been published. Or in the process of writing. If the epidemic situation improves and international travel is allowed next year, detailed plans will be made to carry out systematic work such as field geological mapping, structural analysis and sampling in Mongolia on the premise of ensuring the safety of personnel, and further experimental analysis and testing.

The relevant structural units of the Central Asian Orogenic Belt in Mongolia and neighboring China were studied in detail. Due to the epidemic, only Mongolia was allowed to carry out relevant field work in Mongolia, while China mainly carried out field work in Inner Mongolia (XingMeng-Mongolia orogenic belt and northern margin of North China Craton), which borders Mongolia, collected important samples and field data, and successfully carried out this year's research, laying a good foundation for further research in Mongolia and neighboring areas of Central Asian Orogenic Belt.

In 2021, a total of 3 Research results related to this project will be published under the support of this project, respectively in Gondwana Research and other internationally renowned geoscience journals. The list of published articles is as follows:

The following is a brief introduction of the main achievements.

Outcome 4: Ophiolites and Oceanic Plate stratigraphy in the Central Mongolian microcontinent: A new archive of tectonic evolution in the Paleo-Asiatic Ocean (Khukhuudei et al., 2022, Gondwana Research). In this study, the authors synthesize existing geological reports, geological maps, and geochronological data from four languages (Mongolian, Chinese, Russian, and English) of the Central Mongolian microcontinent and the Mongolian Lake Zone region, aiming to provide a unified and complete framework on which to base a re-interpretation of the tectonic evolution of the accretion belt in the center of Central Asia.

In order to better understand the tectonic evolution of the Central Mongolian microcontinent involved in the evolution of the paleo-Asian Ocean, we describe and interpret the ophiolite and oceanic plate stratigraphy in the Central Mongolian microcontinent and the Lake and Altai tectonic belts in western Mongolia using a unified and comprehensive approach. On this basis, the author reviews the tectonic evolution of western Mongolia and southern CAOB, and proposes a new tectonic evolution model. Most of the tectonic units in the Lake and Altai areas were formed during the Neoproterozoic to Middle Paleozoic after the breakup of the Rodinia supercontinent. Microcontinents from the breakup of the Rodinia supercontinent drifted to Siberia in the Neoproterozoic and formed a passive margin of the Zavkhan landmass on the eastern margin of the Paleo-Asian Ocean. In the Middle to Late Neoproterozoic, the eastern side of the Paleo-Asian oceanic plate thrust over the Central Mongolian microcontinent (Fig.3). In the Early Cambrian, the Khasagt and Tas Khaikhan ophiolites thrust, and the mid-ocean ridge (?) reaching the Central Mongolian microcontinent prevented further thrust. The Neoproterozoic western margin of the Paleo-Asian Ocean subducted beneath the microcontinent that broke up from Rodinia and evolved into an active continental margin. During Middle Cambrian-Early Ordovician, thick layers of turbidite were deposited in the Altai area. Marine sediments deposited from the Devonian to Carboniferous Paleo-Asian Ocean are preserved in the remnant ocean in the Lake area, and terrigenous volcanic sedimentary sequences are locally developed in the middle Devonian in the Ulgey extensional superimposed basin.

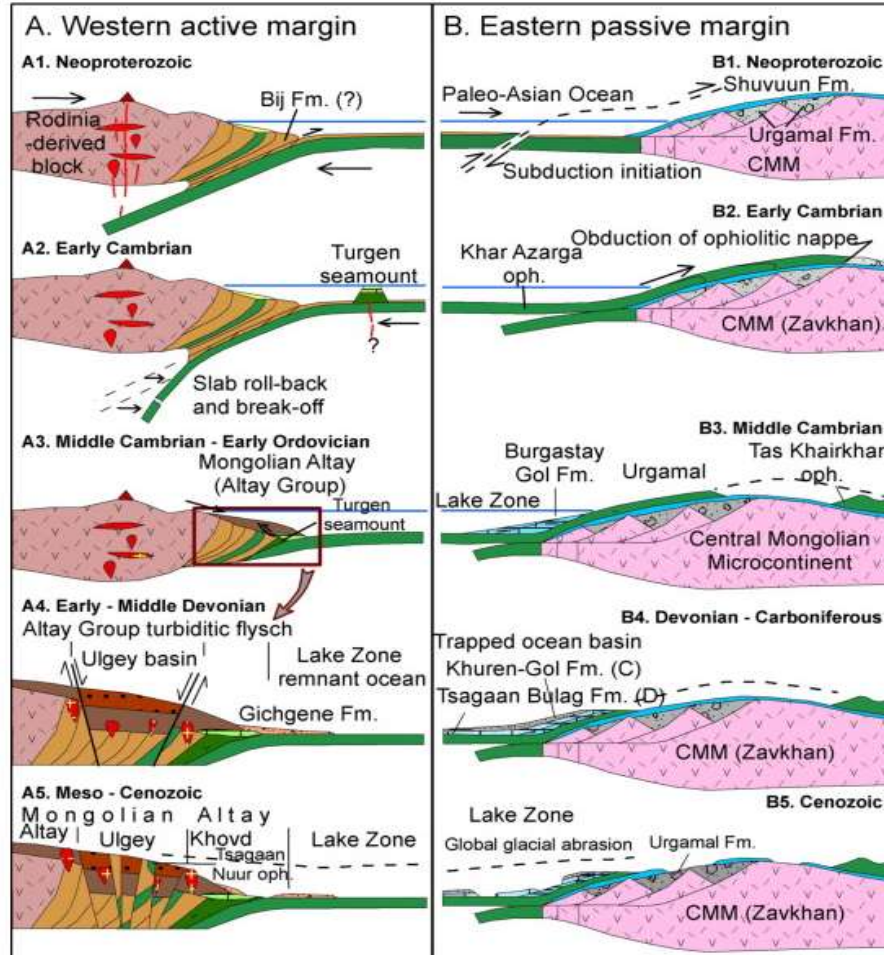


Figure 3. Schematic diagram of tectonic evolution of the western margin (A) and eastern margin (B) of the Paleo-Asian Ocean in Mongolia

Outcome 5: Complexity of zircon ages of the basic rocks in ophiolite melange: A case study of the ophiolite in Hegenshan, Inner Mongolia (黄波等, 2021, 地质科学)

Ophiolite melange is the product of subduction and accretion of oceanic plate. Ophiolite blocks or fragments of different ages, sources and genesis often develop, and the material composition and structure are very complex. The basic rocks (gabbro, diabase and basalt) developed within the ophiolite melange are the key to reveal the age and nature of the ancient ocean basin and the evolution of the orogenic belt. However, the orogenic belt is often accompanied by the superposition of multi-stage tectonic, magmatic and metamorphic events. How to accurately identify the mafic composition of ophiolite and

define its formation age has always been the focus and difficulty in the analysis of ophiolite melange. Zircon U-Pb dating is one of the most commonly used methods for dating ophiolite, but in many complex orogenic belts, the zircon ages of the basic rocks associated with ophiolite are often very complicated (Fig.4).

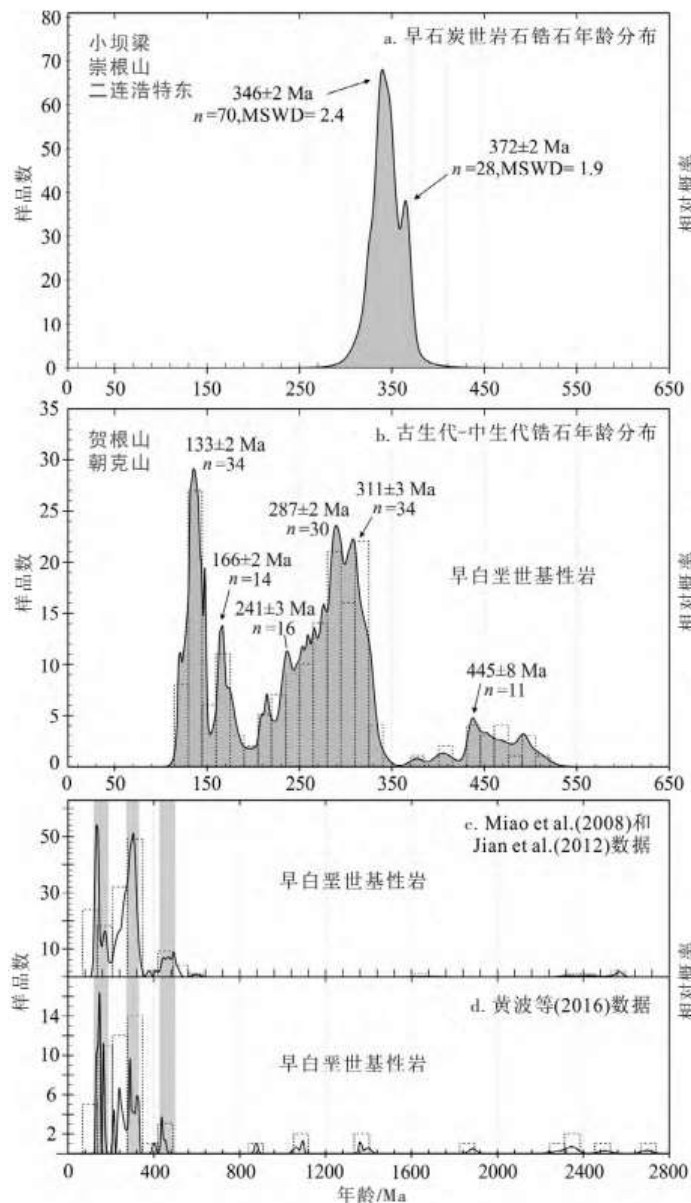


Figure 4. Zircon age distribution of two types of mafic rocks in Hegenshan area, Inner Mongolia

The superposition of multiple magmatic, tectonic, metamorphic, or fluid processes may

alter the zircon age of ophiolite and may also increase the difficulty in identifying the ophiolite composition in the form of intrusions. In this study, the Hegenshan ophiolite belt in the southeastern margin of the CAO is taken as an example. Based on the field contact relationship, zircon morphology, and U-Pb dating data, the mafic rocks in the Hegenshan area may exist at least in the early Carboniferous and Early Cretaceous, and the Cretaceous mafic rocks may be the product of late magmatic events. It is not clear whether it is homologous and age relationship with the ultrabasic ophiolite in Hegen Mountain area.

At the same time, typical cases of ophiolite intrusion by late mafic rocks in other orogenic belts and ophiolite composition alteration by young metamorphic, tectonic-magmatic and fluid events are discussed. Comprehensive studies of large scale mapping in the field, contact relationship analysis, petrology, geochemistry, zircon morphology, U-Pb chronology and Hf-O isotopes are emphasized. In order to more accurately identify the composition of ophiolite mafic rock, define its formation, transformation and metamorphic times.

Results of other works: A review of plate tectonics and its patterns

In the National Natural Science Foundation of China - Mongolia International (regional) Cooperation and Exchange project "Accretive Structures in Southeast Mongolia: Implications for the correlation of the Central Asian Orogenic Belt in China (41961144020, 2020.01 - 2022.12). Professor Tim Kusky and Professor Wang Lu from China University of Geosciences (Wuhan) jointly supervised doctoral student Yating Zhong in the paper at Nature Communications (Zhong, Y.T., Kusky, T.M*., Wang, L*., Polat, A., Peng, Y.Y., Luan, Z.K., Liu, X.Y., and Wang, C.H., Wang, J.P., 2021, Alpine-style nappes thrust over ancient North China continental margin demonstrate large Archean horizontal plate motions: **Nature Communications**, 12, 6172. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-26474-7>).

Due to the lack of clear evidence of large-scale plate convergence, subduction and collision in the early geological record of the Earth, the existence of plate tectonics similar to modern times in the Precambrian is controversial, which is one of the hot frontiers and

problems of international solid earth science. Ophiolite, tectonic melange, metamorphic zone, subduction initiation magma and related horizontal nappe structure are the products of horizontal plate tectonics and direct identification markers. The newly discovered and reported Alpine-style near-horizontal fold/thrust nappe, which was formed at least 2.5 billion years ago, demonstrates that lateral tectonic displacement caused subduction and subduction of oceanic crust at least 3560 km wide during the period 2.7 billion to 2.5 billion years ago, until the arc-continent collision about 2.5 billion years ago resulted in the convergence of plate boundaries. It provides direct evidence for the existence of horizontal plate tectonics in the early Archean. The results have been published in Nature Communications, an internationally important academic journal.

The main conclusions

Due to the epidemic, only Mongolia can carry out relevant field work in Mongolia, while China can only carry out field work in Inner Mongolia (Xing Meng Orogenic Belt and the northern margin of North China Craton), collect samples and field data, and carry out relevant research smoothly, laying a good foundation for further research in Mongolia and neighboring areas of Central Asian Orogenic Belt. Some of the results have been published or are being contributed and written.

If the epidemic situation improves next year and international travel is allowed, we will go to Mongolia to carry out field geological mapping, structural analysis and sample collection in accordance with the detailed annual plan in the fund application under the premise of ensuring the safety of personnel, and further carry out experimental analysis and testing to prepare for the conclusion of the project.



CHINA UNIVERSITY OF GEOSCIENCES



MINISTRY OF EDUCATION
AND SCIENCE

LETTER OF COLLABORATION FOR CHINESE -MONGOLIAN JOINT RESEARCH PROJECT 2020-2022

Research project title: Tectonic evolution of accretionary orogen in southern Mongolia:

Comparison of CAOБ between China and Mongolia

Implementation period: Jan. 1 2020- Dec. 31. 2022

Chinese side:

PI—Prof. Timothy Kusky

Co-Pi: Prof Lu Wang

Pi - Mongolian: Prof. Bat-Ulzi Dash

I. Purpose of the research

1. To study the accretionary complex and geological formations of the Gurvansaihan terrain, in where numerous copper porphyry deposits were located, and analyze whether the copper deposits were formed in different geological epochs.
2. To study the accretionary complex and geological formations of the Ulan-Ula and Khutag-Ula regions in southeastern Mongolia, to determine their extension to China and to compare their geological settings with the geology of the belts in China.
3. To study the geological formations of the Sulingheer region, to name the ancient sea that existed in this region, and propose and discuss its name.
4. To compile joint research work
5. To propose models of the regional tectonics, that may help to improve mineral exploration within, and jointly between both countries.

II. Results of the above nominated research works

1. One of the goals of this project was to study accretionary zone of the Gurvansaikhan terrane. This zone was studied by team members, in southern part of the Gurvansaikhan terrane in the East Gurvansaikhan Range. An accretionary zone of low-basal friction was determined by the relationship of serpentized ultramafic rocks. Also, Mongolian colleagues have established a geological relationship that syenite rocks, para-genetically associated with copper ore mineralization, cut the Lower Carboniferous faunistic sedimentary

rocks. New geochronological age data of U-Pb zircon corresponded to the Upper Devonian.

2. Chinese scientists agreed to study the geology of the belts in China side regarded to the purposes 2 and 3 and 5.

Instead, the Mongolian side agreed: To study some accretionary complexes in some part of Mongolia, including the Zavkhan microcontinent, the Bayankhongor metamorphic belt, the Bayangol terrane, and to study copper and molybdenum deposits located near the China-Mongolia border, in the case of applying for a grant of Mc.S and PhD programs in China.

Except East Gurvansaihan and Tsagaan suvarga sites they worked in 6 sites. We appreciate the results of the study works. They studied themes are:

- 1-Eclogite of Zavhan microcontinent (2021)
- 2-Layered gabbro pluton in Bayangol terrane (2021)
- 3-Metamorphic rocks study in the eastern continuous of Bayanhongor (2020)
- 4-Uurbayan Mo deposit (хүсэлтээр хийсэн 2021)
- 5-The ore association of Ag Salkhit deposits (2020)
- 6- Geology of the Khanbogd alkaline granite pluton (2022).

Accordingly, 1 student defended the degree Mc.S, 2 topics are used for 2 doctoral students.

On the Chinese side, we have on M.Sc. student completing a project on the geology and chromite deposits of the Hegenshan ophiolite, so far presented at one international meeting, and a paper being written up.

The following year, even though the project officially ends, will see the team finish writing several major papers, which are underway, but delayed by the severe Covid-19 situation in both countries these years.

Besides that, from the Chinese side we have completed much work related to the project summarized in 23 main publications. Of these five were completed jointly between the Mongolian and Chinese sides.

At least we achieved to the goal of this project during difficult Covid-19 time, during which much of the planned field work was not possible, and many team members were infected.

Project supervisors

Prof. T. Kusky



Prof. D.Batulzii

School of Earth Sciences, CUGW

School of geology from MUST

ХАВСРАЛТУУД

БАРУУН МОНГОЛ ДАХЬ ГОНДВАНААС ГАРАЛТАЙ АЛТАЙ-НУУРЫН БҮСИЙН ТҮРҮҮ ПАЛЕОЗОЙН МЕГА-ТОХРОЛ: ТАОБ-ИЙН ХӨГЖИЛ, ПАЛЕО-АЗИЙН ДАЛАЙН УЛИРАН ХУВЬСЛЫН АСУУДАЛД

Х.Уламбадрах^{1,2}, Тим Куски^{1,3}, О.Оролзодмаа⁴, Ван Лу¹

1. БНХАУ, Ухань хот, Хятадын Геологийн Их Сургуулийн Дэлхий судлалын сургууль ба Геологийн процесс, эрдэс баялгийн суурь судалгааны лабораторийн дэргэдэх Глобал тектоникийн судалгааны төв

2. Монгол, Монгол Улсын Их Сургууль, Геологи, геофизикийн тэнхим

3. БНХАУ, Ухань хот, Хятадын Боловсролын Яамны харьяа Байгалийн гамшгийн судалгааны Гурван хавцал судалгааны төв

Түлхүүр үг: Алтай – Нуурын бүс, Төв Азийн Ороген Бүс, Монгол, далайн плитийн стратиграфи, Палео Азийн далай

Родиниа тивийн задрал, Палео-Азийн далайн нээгдлийн үед Монголын структуруудын байрлал ямар байсан нь маргаантай, тэдгээрийн сэргээн босголт сул байна. Энэ өгүүлэлд бид ТАОБ ба Палео-Азийн далайн хувьсалтай уялдуулан Баруун Монгол дахь Нуур, Монгол Алтайн бүс, тэдгээртэй зэргэлдээ Тува-Монголын ба Төв Монголын бичил тивүүдийн тусгаар структуруудыг нэгтгэн авч үзлээ. Бид Баруун Монгол, улмаар ТАОБ-ийн Неопротерозой – түрүү Палеозойн тектоник хөгжлийн тоймыг харуулж, хувьслын шинэ загварыг дэвшүүлж байгаа юм. Нуурын бүс бол ТАОБ доторх офиолит, нумын бүрдлийн гол бүс юм. Офиолитын үндсэн зүсэлт Төв Монголын бичил тивийн кембрийн өмнөх талст суурьтай хиллэж байгаа зүүн захын дагуу байршсан байна. Офиолитууд хойноос өмнө тийш тархсан, нас нь төсөөтэй тогтоогдсон байна. Нуурын бүсэд сонгодог ДПС-ийн зүсэлт хадгалагдан үлдсэн байна. Нуурын бүсийн гаралтай серпентинитын меланж, бусад вулканогентерриген зузаалаг Төв Монголын бичил тив (ТМБТ)-ийн Завханы блок дээгүүр тохролын систем байдалтай байдаг онцлогтой. Алтай-Нуурын бүсийн өмнө талыг дагасан структур Гондванаас гаралтай бичил тив, Палео-Азийн далайн хоорондох хөгжлийг тайлбарлах боломжийг олгож байгаа юм. Неопротерозойгоос өмнө, Сибирь, ТМБТ хоорондын аккрецын улмаас Тува-Монголын бүс үүссэн нь сүүлд Алтай-Нуурын бүсийн зүүн захын тохролоор холбогдсон коллизын бүс

болжээ. Баруун Монголын сайтар мэдэгдэж байгаа бүх офиолитууд (Агардаг, Хантайшир, Дарив), мөн Эрдэнэ Уулын офиолит 655-540 сая жилийн хооронд буюу Неопротерозойд хөгжиж байсан бичил тивүүдийн хоорондох задгай далайн үе шаттай илүү холбогдоно. Түрүү Неопротерозойд зүүн Гондваны рифтээс тасарсан Алтайн хойг маягтай бичил тив аажмаар Сибирь рүү хөдөлсөн. Энэ үед Палео-Азийн далайн зүүн зах Завханы блоктой идэвхигүй зах байдалтай хөгжиж байжээ. Алтайн бичил тив Сибирь – ТМБТ рүү хөдлөхтэй зэрэгцэн Палео-Азийн далайн плит ТМБТ рүү мөн шахаж хөдөлсөн. Дунд-хожуу Неопротерозойн үед Палео-Азийн далайн плитийн зүүн зах ТМБТ дээгүүр тохорч, офиолитын обдукц үүсгэсэн (Тас хайрхан зэрэг) бол түрүү Кембрийн үед Палео-Азийн далайн спредингийн төв (?) ТМБТ хүрч, обдукци зогссон байх боломжтой байна. Неопротерозойд Палео-Азийн далайн баруун зах Гондванаас гаралтай бичил тивийн доогуур шургасан субдукц бүхий эх газрын идэвхитэй зах байдлаар хөгжиж байсан. Түрүү Кембрид субдукцын ухралт, симаунтын аккрец (Түргэн) голлох ач холбогдолтой болсон. Үүний дараа, дунд Кембри – түрүү Ордовикийн үед Алтайд томоохон турбидит хурдас хуралдсан. Девонгоос карбон хүртэл ПалеоАзийн далай үлдэгдэл далай буюу томоохон тэнгис (Нуурын бүс) байдалтайгаар хадгалагдаж байсан тул тэнгисийн хурдас хуралдсаар байжээ. ӨМНӨТГӨЛ Аккрецийн ороген конвергент зааг дээр хөгжих ба аккрецийн шаантаг, субдукцэд орж байгаа болон түүний дээдэх плитийн хаягдал материал, арлан нум болон нумын арын бүрдэл, офиолит, түүний хэсгүүд, далайн плато, харь эх газрын блок, голч нурууны субдукцтэй холбоотой маагмын ба метаморф чулуулаг, аккрецийн дараах гранитоид чулуулаг, гранулитын фац, мөн бага зэрэг хэт өндөр даралт, температурт өртсөн метаморф чулуулаг, хэв гажилд орсон тунамал сав зэрэг янз бүрийн тектоник элементүүдээс тогтдог онцлогтой (Cawood et al., 2009; Kusky et al., 2013; Pan et al., 2019), мөн магматизм, түүнтэй холбоотой эрдэсжилтийн орчинд голлох нөлөөг үзүүлдэг байна (Cooke et al., 2005; Fu et al., 2018; Goldfarb et al., 2014; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2010). Төв Азийн Ороген Бүс (ТАОБ (Jahn, 2004; Khain et al., 2002, 2003; Mossakovsky et al., 1993; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2003; Xiao et al., 2018) (Зураг 1а), мөн Алтайд гэж нэрлэгддэг бүс (Sengör et al., 1993; Sengör & Natal'in, 1996, 2004; Yakubchuk, 2004, 2017; Yakubchuk et al., 2001; Yakubchuk et al., 2005) нь дэлхий дээрх хамгийн том аккрецийн орогены нэг ба

Уралаас Номхон далай хүртэл (баруунаас зүүн тийш), Сибирь, Дорнод Европын (Балтик) кратоноос Хойд Хятад, Таримын кратон хүртэл (хойноос урагшаа) сунан байрласан байдаг. ТАОБ Монгол, Хятад, Орос, Казахстан, Киргизстан, Узбекстан гэсэн 6 улсын нутгийг дамнан оршдог. ТАОБ Кембрийн өмнөх – Фанерозойн ороген бүсүүдийн хувьслын бүрдэл (Khain et al., 2002; Safonova et al., 2011; Sengör et al., 2018; Zonenshain et al., 1990), тухайлбал, 1 тэрбум жилийн өмнө эхлээд (Khain et al. 2002) ПалеоАзийн далай хаагдаж, Сулинхээрийн сүтүр үүссэн 250 сая жил хүртэл үргэлжилсэн бүрдэл агуулсан байдаг (Xiao et al., 2003). ТАОБ-ийн хувьслын сүүлийн 20 жилийн судалгааны үр дүн 2 бүлэг таамаглалаар илэрхийлэгдэж байна (Safonova et al., 2011). Эхний хэсэг судлаачид Сибирийн өмнөд зах далайн нумууд, эсвэл Гондванаас гаралтай эх газрын блок Сибирь, Хойд Хятадын кратон руу аккрецэд орсон үр дүн гэж үзэж байгаа (Buslov et al., 2001; Didenko et al. 1994; LaurentCharvet et al., 2003; Wang & Liu, 1986; Xiao et al., 2010; Yin & Nie, 1996; Zonenshain et al., 1990) бол 2 дахь хэсэг нь урт сунасан цөөхөн маагмын Ишлэлийг Khukhuudei et al., 2020. The Early Paleozoic mega-thrusting of the Gondwana-derived Altay–Lake zone in western Mongolia: Implications for the development of the Central Asian Orogenic Belt and Paleo-Asian Ocean evolution. *Geological Journal*, 55, 2129-2149 (DOI: 10.1002/gj.3753) хийнэ үү. | 78 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) нумуудын эсрэг талд хуримтлагдсан, ихэвчлэн Палеозойн субдукц-аккрецын материалаас бий болсон Алтайд буюу Төв Азийн коллажийг авч үздэг (Sengör & Natal'in, 1996; Sengör et al., 1993; Sengör et al., 2018; Yakubchuk, 2008). ТАОБ-ийн дотоод тогтоцыг илүү таньж, тайлбарлахын тулд бид хөгшнөөс залуу хүртэлх бүрдэл агуулсан, орогены төвд байрлалтай Монголын геологийн асуудал дээр төвлөрч байна. Монголын газар нутаг нь ТАОБ-ийн төвд орших Фанерозойн эх газрын царцдасын өсөлтийн онцлох муж юм. ТАОБ-ийн хувьслын судалгаа зайлшгүй эртний супер тивүүд Родиниа, Гондвана болон Палео-Азийн далайн хувьсалтай холбогддог. Родиниа нь 1.1-0.9 тэрбум жилийн өмнө нэгдээд 750-600 сая жилийн өмнө задарсан Мезо-Неопротерозойн супер тив юм (Bond et al., 1984; Condie, 2001; Dalziel, 1991; Gladkochub et al., 2019; Hoffman, 1991; Khain et al., 2001; Li et al., 2008; McMenamin & MacMenamin, 1990; Meert & Torsvik, 2003; Moores, 1991; Pisarevsky & Natapov, 2003; Zhao et al., 2018). Родиниа задарснаар дараа нь Палео-Азийн далай үүсчээ

(Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Khain et al., 2001; Khain et al., 2003; Li et al., 2008; Wan et al., 2018; Zhao et al., 2018; Zonenshain et al., 1990). Родиниа тивийн задрал, Палео-Азийн далайн нээгдлийн үед Монголын структуруудын байрлал ямар байсан нь маргаантай, газарзүйн сэргээн босголт асуудал дагуулсаар байна (Badarch et al., 2002; Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Khain et al., 2001; Khain et al., 2003; Kröner et al., 2010; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2018; Zonenshain et al., 1990). Монголын геологийн судалгааны 80 жилийн туршид хуримтлагдсан мэдлэг, мэдээлэл анхдагч зураглалын тайлан, сэдэвчилсэн зургууд, дотоодын төсөл, олон улсын эрдэм шинжилгээний бүтээлүүдэд тусгалаа олсон байдаг. Бид орос, монгол, англи, хятад хэл дээрх судалгааны бүтээлийн мэдээллийг нэгтгэн, бусад 10GB материалыг боловсруулсны үндсэн дээр Монголын газар нутгийн хувьд региональ геологийн бүх цугларсан мэдээлэлд тайлал хийсэн болно. Энэ өгүүлэлд бид ТАОБ ба ПалеоАзийн далайн хувьсалтай уялдуулан Баруун Монгол дахь Нуур, Монгол Алтайн бүс, тэдгээртэй зэргэлдээ ТуваМонголын ба Төв Монголын бичил тивүүдийн тусгаар структуруудыг нэгтгэн авч үзлээ. Бид Баруун Монгол, улмаар ТАОБ-ийн Неопротерозой – түрүү Палеозойн тектоник хөгжлийн тоймыг харуулж, хувьслын шинэ загварыг дэвшүүлж байгаа юм. Бидний дэвшүүлж байгаа шинэ загвараар Нуурын бүс нь офиолит, ДПС агуулдаг, Гондванаас гаралтай бичил тив, ТМБТийн хооронд хавчуулагдсан, ПалеоАзийн далайн плитийн үлдэцийг агуулж байгаа бүс юм. НУУР, МОНГОЛ АЛТАЙН БҮСИЙН ГЕОЛОГИ Нуурын бүс (Зураг 1) бол ТАОБ доторх офиолит, нумын бүрдлийн гол бүс юм (Бямба, 2009; Kovach et al., 2011; Kovalenko et al., 1996; Kröner et al., 2010; Rudnev et al., 2009; Rudnev et al., 2012; Rudnev et al., 2016; Ruzhentsev & Burashnikov, 1996; Төмөртоогоо, 2012; Yarmolyuk et al., 2011). Нуурын бүс Кембрийн вулканоген тунамал чулуулаг, офиолитоос голлон тогтоно (Бямба, 2009; Дергунов и др., 1980; Kovalenko | 79 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) et al., 1996; Ruzhentsev & Burashnikov, 1996; Төмөртоогоо, 2012; Зоненшайн, Кузьмин, 1978). Офиолитын үндсэн зүсэлт Төв Монголын бичил тив (ТМБТ)-ийн кембрийн өмнөх талст суурьтай хиллэж байгаа зүүн захын дагуу байршсан байна. Офиолитууд хойноос өмнө тийш тархсан, нас нь төсөөтэй тогтоогдсон байна (Гибшер и др., 2001; Jian et al., 2014; Khain et al., 2003; Pfänder et al., 2002). Өмнөх судалгааны ажлууд Хантайшир, Дарив, мөн Эрдэнэ Уулын зэрэг

офиолитыг Нуурын бүстэй холбоотой (Ruzhentsev & Burashnikov, 1996; Төмөртоогоо, 2001, 2012), харин найрлага, бүтэц, орон зай, цаг хугацааны хамаарлаараа маш төсөөтэй, ТМБТ дээгүүр тохорсон, тектоникийн хучаас байдалтай хадгалагдан үлдсэн бусад офиолит (Хасагт, Тас хайрхан зэрэг)-ыг Нуурын бүстэй холбож авч үзээгүй байна. Энэ нь Алтай-Нуурын бүс, улмаар ТАОБийн ойлгоц, тектоник хөгжлийн тайлал, ялангуяа ТМБТ-ийн доогуур баруунаас зүүн тийш чиглэлтэй субдукцыг ойлгоход хүндрэл учруулж байгаа юм. Зураг 1. (А) Нуурын бүсийн байршил, гол литотектоникийн бүсийг харуулсан ТАОБ-ийн байрлал (Map of tectonic zoning of Northern, Central and Eastern Asia, 1:2500000, 2014-аас). АБ – Атираат бүслүүр, Н. – Нуурын бүс, МА – Монгол Алтай. (Б) Бичвэрт оруулсан гол офиолитуудыг заасан Нуурын бүсийн геологийн зураг (Формационная карта МНР, 1989-аас засварлан оруулав). | 80 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Агардаг – Тэсийн офиолит гурван хэсэгт хуваагдсан ба баруун өмнөд хэсэг нь габбро, габбронорит, плагиогранитын жижиг мэшилтэй дунит, гарцбургит, верлит, пироксенит агуулсан харилцан адилгүй серпентинитжсэн хэт суурьлаг чулуулгаас тогтдог бол төвийн хэсэгт нь габбро, эвэр хуурмагт габбро, габбронорит, бага зэрэг диорит зонхилсон байна, харин зүүн хойд хэсэг нь зэрэгцээ дайкын бүрдэл, микрогаббро, цул базальт, базальтандезит агуулдаг. Агардаг – Тэсийн офиолитын нас хожуу Неопротерозой буюу 569.6 ± 1.7 с.ж. юм (Pfänder et al. 1998; Pfänder et al., 2002; Pfänder & Kröner, 2004). Даривын офиолит Даривын нурууны баруун талд байдаг. Даривын офиолитын нэг хэсэг болох Баян нурууны офиолит тектонитжсон дунитгарцбургитын бүрдлийг хучсан кумулят габброид (зэрэгцээ, ан цавын дайкууд), толеитын лаавын тохролын хэсгүүдээр ялгарсан офиолитын бүрэн зүсэлтээс тогтдог (Khain et al., 2003). Офиолитын U-Pb цирконы нас 571 ± 4 с.ж. (Khain et al., 2003), 573 ± 6 с.ж. (Kozakov et al., 2002), 568 ± 5 с.ж., 567 ± 4 с.ж., 560 ± 8 с.ж. (Jian et al., 2014) гэж тус тус тогтоогджээ. Хантайширын офиолит харьцангуй сайн судлагджээ (Didenko et al., 2001; Gibsher et al., 2001; Jian et al., 2014; Khain et al., 2003; Kovalenko et al., 1996; Matsumoto & Tomurtogoo, 2003; Plyusnin, 1980; Зоненшайн, Кузьмин, 1978). Хантайширын нуруу Дариваас зүүн тийш 150 км-т оршдог. Офиолит нь Эдиакар – түрүү Кембрийн серпентинитжсэн хэт суурьлаг чулуулгаас гүн усны цахиурлаг хурдас хүртэлх далайн царцдасын бүрэн зүсэлтээр

илэрхийлэгддэг онцлогтой (Gibsher et al., 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1978). Хантайширын офиолитын плагиогранитын нас (U-Pb цирконы аргаар) 568 ± 4 с.ж. (Gibsher et al., 2001; Khain et al., 2003), 573 ± 8 с.ж., 566 ± 7 с.ж. (Jian et al., 2014) байна. Хантайширын офиолитын ойролцоо Нуурын бүсийн зүүн өмнөд төгсгөлд тодорхойлогдсон эцлогитын нас Ar-Ar аргаар 543 ± 3.9 с.ж. (Štípská et al., 2010) гарсан бол агуулагч ортогнейсын насыг Ar-Ar аргаар 573 ± 15 с.ж. (Lehmann et al., 2010) гэж тогтоосон. Сээр – Гэрийн нуруу офиолит Нуурын бүсийн дунд байдаг. Түүний ерөнхий тогтоц ногоон чулуун хувиралд орсон бөмбөлөг базальт зонхилох спилит-диабазын лааваар хучигдсан меланократ суурийн чулуулаг (үеллэг габбро, зэрэгцээ дайк ээлжилсэн бүрдэл)-аас тогтоно (дороос дээш). Суурьлаг лаав, диабазын силл нь лаавбрекч, цахиурлаг туф, туффит, нарийн хэмхдэст цахиурлаг чулуулаг болсон байна. Спилит-диабазын зузаалаг базальт, андезит, дацит, плагиогранит агуулсан карбонат – терриген – вулканоген зузаалгаар хучигдсан байдаг (Kovalenko et al., 1996; Yarmolyuk et al., 2011). Офиолитын нас Sm-Nd аргаар Сээрийн нуруунд 527 ± 43 с.ж. (Kovalenko et al., 1996), Гэрийн нуруунд 522 ± 13 с.ж. (Kovalenko et al., 1996) гэж тус тус тогтоогдсон. Даривын офиолитыг хучсан деформацад орж эвдрээгүй элсэн чулууны детрит цирконы нас 497.6 ± 1.0 с.ж., Даривын нуруун дахь конгломератын гранит, кварц порфирын том хайрганд Pb-Pb цирконы аргаар тогтоосон нас 492 ± 1.0 с.ж., 539.7 ± 1.0 с.ж. (Dijkstra et al., 2006) тус тус гарчээ. Нуурын бүсийн баруун захын дагуу байгаа талст | 81 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) занарын насыг 487 ± 6 с.ж. (Kovalenko et al., 1996) гэж тогтоосон. Нуурын бүсийн гранитоид бүрдэл түрүү Кембрээс Силүрийн эхэн (540– 440 с.ж.) хүртэлх маш өргөн хязгаарт үүссэн, тэдгээрийн интрузив арлан нумаас аккрец, аккрецийн дараах геодинамикийн орчныг заахуйц байдаг (Kovach et al., 2011; Kovalenko et al., 1996; Rudnev et al., 2009; Rudnev et al., 2012; Rudnev et al., 2016; Soejono et al., 2016; Yarmolyuk et al., 2011). Янз бүрийн маагмын чулуулгаас ялгасан циркон дээр хийсэн U-Pb геохронологийн мэдээллээр, Бумбат хайрханы массивын плагиогранит 535 ± 6 с.ж. (Rudnev et al., 2012), Хар толгой, Шар толгой массивын диорит 529 ± 6 с.ж., тоналит - плагиогранит 531 ± 10 с.ж. ба 519 ± 8 с.ж. (Rudnev et al., 2009), Баян хайрхан, Бор хярын массивын тоналит 514 ± 8 с.ж., шүлтлэг гранит 449 ± 1 с.ж., гранит 511 ± 2 с.ж. (Yarmolyuk et al., 2011), Тогтохын

шилийн бүрдлийн гранит 459 ± 2 с.ж. (Soejono et al., 2016) настай байдаг. Диорит-тоналит – плагиогранитын ассоциацийн толейтын эгнээний чулуулаг нь арай залуу (494 ± 10 с.ж.), Шар толгой массивын баруун талд орших Хяргаснуур массивын шохойлог – шүлтлэг гранитын нас (495 ± 2 с.ж.)-тай ойролцоо байдаг (Rudnev et al., 2009). Аккрецын дараах хурдас, чулуулагт Силүр, Девон, Миссиссипийн тэнгисийн тунамал, вулканоген чулуулаг, Пермь, Юра, Цэрдийн хэмхдэст хурдас, Ордовикын кварц диорит, гранодиорит, гранит (UPb циркон нас 451-464 с.ж.; Kozakov et al., 1999b), Девоны шүлтлэг массив (U-Pb циркон ба Rb-Sr изохрон нас 380-390 с.ж.; Kovalenko et al., 1995), мөн Пермийн шүлтлэгдүү гранитын массивууд хамаарагддаг (Badarch et al., 2002). Монгол Алтай (Зураг 2) нь Орос, Монгол, Хятад, Казахстаныг дамнасан Алтайн нурууны Монголын хэсэг юм. Монгол Алтайн геологийн суурь хожуу Неопротерозойгоос Девон хүртэлх урт удаан хугацаанд үүссэн, 4 томоохон стратиграфийн бүрдлээр илэрхийлэгддэг (Дергунов и др., 1980; Төмөртоогоо, 2014). Цагааншувуутын бүс Монгол Алтайн нурууны баруун хойд талын зүүн хэсэгт жижиг шаантаг хэлбэртэйгээр ялгагддаг. Энд хожуу Неопротерозой – түрүү Кембрийн офиолит, диорит, гранодиоритоор урагдсан (K-Ar аргаар 456 ± 23 с.ж.; Гаврилова, 1975) Палеозойн (?) гнейсс, амфиболит, мигматит, занар, кварцит, метаэлсэн чулуу болон Ордовик, Силүрийн андезит, туф, элсэн чулуу, алевролит, бага зэргийн брахиопод (*T. gigantea* sp., Badarch et al., 2002)-той шохойн чулуу агуулагддаг. Хожуу Неопротерозой – Кембрийн офиолит серпентинит, габброид, ногоон чулуун хувиралд орсон базальтаас тогтох ба Монгол Алтайн атираат системийг бүхэлд нь уллаж байгаа эртний далайн царцдасын үлдэц гэж үзэж байгаа юм. Офиолит нь эрчимтэй деформацад орсон, серпентинитын меланж болон өөрчлөгдсөн байдаг. Офиолиттой хамт Байрам, Түргэний бүсэд доод хэсэгтээ гантиг, кварцитын нарийн үелэлтэй ногоон занар, дээд хэсэгтээ силл, урсгал базальттай үелсэн терриген флиш бүхий метаморф бүрдэл (Төмөртоогоо, 2014), мөн 512 с.ж. настай пикрит, пикробазальт, пикродолерит (Izokh et al., 2010; Izokh et al., 2011) байдаг. Ховдын бүс Монгол Алтайн зүүн захаар оршдог. Бүс нь дунд Кембри | 82 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) – түрүү Ордовикын зузаан, нэгэн жигд, карбонатын найрлага байхгүй терриген элсэн чулуу – алевролитын багц үе, Силүрийн базальт, диабаз, туф, элсэн чулуу, граптолиттой шаварлаг занараас тогтоно (Дергунов и др., 1980).

Ховдын бүсийн тунамал вулканоген хэмхдэст чулуулаг нь ногоон занар – амфиболитын фаацын метаморфизмд орсон, баруун өмнө тийш хандсан тохролоор харилцан адилгүй деформацад орсон байдаг (Badarch et al., 2002). Эдгээр чулуулаг габбро, диорит, гранодиорит, плагиогранитын биетүүдээр зүсэгдсэн (K-Ar аргаар 456-440 с.ж. настай; Гаврилова, 1975) байдаг. Чулуулгийн бүрдэл нь хагарлаар хязгаарлагдаж эвдэрсэн блок, тохролын хучаас, мөн тектоник хэсэг байдалтай илэрнэ. Зарим газарт хэт суурьлаг чулуулаг, габбро, диабаз агуулах меланж бий. Хучаас хурдаст Девон, Миссиссипийн вулканоген тунамал чулуулаг ба Пермь, Юрын шүлтлэгдүү гранитын биетүүд ордог (Badarch et al., 2002). Өлгийн бүс Ховдын бүстэй залгаа баруун талд нь оршдог (Төмөртоогоо, 2012). Үелээгүй офиолит бүрдэл (Венд (Эдиакар) – хожуу Кембрийн настай байх боломжтой), хожуу Ордовик – Силүрийн терриген карбонат чулуулаг, туфээс тогтоно. Ховдын хагарлын дагуу офиолит нь серпентинитын меланж болон өөрчлөгдсөн байдаг. Таван Богдын бүс Монгол Алтайн баруун талд байрлах ба баруун тийш Орос, Хятад руу сунан үргэлжилнэ (Badarch et al., 2002; Бямба, 2009; Дергунов и др., 1980; Dobretsov et al., 1995; Төмөртоогоо, 2012). Энд зонхилон дунд Кембри – түрүү Ордовикын маш зузаан, метаморфизмд орсон хэмхдэст, вулканоген хэмхдэст чулуулаг, дундлаг-суурьлаг вулканитын зузаалаг агуулагддаг. Зузаалаг нь K-Ar аргаар 400-456 с.ж. настай гэж тодорхойлогдсон (Гаврилова, 1975) шохойлог – шүлтлэг диорит, гранодиорит, гранитын биетүүдээр зүсэгдсэн байна. Зузаалгийн дотор Неопротерозойн настай байж магадгүй базальт, андезит, туф, бага зэрэг шохойн чулууны мэшил агуулсан блок, хэсэг, меланжууд байдаг (Badarch et al., 2002; Төмөртоогоо, 2012).

| 83 |

Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Зураг 2. Монгол Алтайн геологийн зураг (Формационная карта МНР, 1989- аас засварлан оруулав). Б зургаар Монгол Алтайн бүсүүдийг харуулав. 1- Цагааншувуут, 2- Ховд, 3- Өлгий, 4- Таван Богд, 5- Бодонч-Цээл. Монгол Алтайн интрузив чулуулаг Палеозойн хүчиллэг магматизмын 2 томоохон талбайд хуваагддаг. Хойд талын Хархираагийн талбайд Ховдын бүрдэлийн гранитоид, Хархираагийн гранит – шүлтлэг гранитын бүрдэл гадарга дээр сайн илэрсэн бий (Гаврилова, 1975). Геологийн мэдээлэл, зарим радиологийн (K-Ar арга) үр дүнгээр Ховдын бүрдэл Силүрийн үед (426–413 с.ж.), Хархираагийн бүрдэл дунд-хожуу Девоны үед (374– 342 с.ж.) үүсчээ (Гаврилова, 1975). Тэдгээрээс гадна

Түргэний диорит – тоналит – гранодиоритын бүрдэл (456–440 с.ж.), Халзангийн ховор металт шүлтлэг гранитын бүрдэл (378±18 с.ж.) (Kovalenko et al., 2003), мөн Пермийн габбро-сиенит-гранитын ассоциацийн жижиг биетүүд байдаг. Өмнө талын Алтайн интрузив маагмын талбайд 4 өөр насны бүлэг гранитоид чулуулаг ордог (Гаврилова, 1975). Эхний бүлэгт (440-430 с.ж.) тоналит, гранодиорит, адамеллит, ердийн ба хоёр гялтгануурт гранит (Цагаан голын бүрдэл, 440 с.ж., Гаврилова, 1975; Цэнхэрийн голын бүрдэл, 430±3 с.ж. монцодиорит, Saejono et al., 2017) орох бол хоёрдугаар бүлэгт (398–349 с.ж.) Алтайн бүрдлийн биотитот, турмалинбиотитот гранит порфирын хэд хэдэн массивууд (Чандмань массив, 340- 356 с.ж., Hanžl et al., 2008) ордог. Гуравдугаар бүлэгт 317–263 с.ж.-ийн настай биотитот, хоёр гялтгануурт ба мусковитот гранитууд (Сагсай массив, 309 ± 2 с.ж., Burianek et al., 2016) ордог. | 84 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Сүүлийн бүлэгт Пермь – Триасын настай (244–211 с.ж.) лейкогранитын жижиг биетүүдийг хамааруулдаг (Cai et al., 2015; Төмөртоогоо, 2014). Бодонч, Цээлийн блокууд Монгол Алтайн өмнө захаар байрласан ба баруун тийш баруун хойд Хятад руу үргэлжилнэ (Badarch et al., 2002; Kozakov, 1986; Kozakov et al., 2007; Митрофанов и др., 1981; Төмөртоогоо, 2006). Бодонч, Цээлийн блок нь хагарал, тохролоор хязгаарлагдсан блок, хучаасаар илэрхийлэгдэх ба бага, өндөр зэргийн метаморфизмд орсон чулуулаг буюу тоналит гнейс, амфиболит, гранулитын үлдэцтэй талст занар, мөн полиметаморфизмын түүхэн явцыг харуулах синтектоник гаралтай гранодиорит, гранитаас тогтоно (Badarch et al., 2002; Demoux et al., 2009a; Jiang et al., 2012; Козаков, 1986; Kozakov et al., 2007; Митрофанов и др., 1981; Төмөртоогоо, 2006). Дүүргийн геохронологийн судалгаа (Bibikova et al., 1992; Demoux et al., 2009a; Helo et al., 2006; Jiang et al., 2012; Козаков, 1986; Kozakov et al., 2007) гнейсын детрит цирконы нас 500- аас 2200 с.ж. хүртэл өргөн хязгаарт байгааг зааж байна (Jiang et al., 2012; Козаков, 1986).
Зураг 3. Нуур, Монгол Алтайн бүсэд хийгдсэн геохронологийн насны байршил. Насны мэдээллийг авахдаа, (1) Kovalenko et al., 1996, (2) Gibsher et al., 2001, (3) Jian et al., 2014, (4) Khain et al., 2003, (5) Pfänder et al., 2002, (6) Dijkstra et al., 2006, (7) Izokh et al., 2010, 2011, (8) Lehmann et al., 2010, (9) Stipska et al., 2010, (10) Mongush et al., 2011, (11) Hrdličková et al., 2008, (12) Yarmolyuk et al., 2011, (13) Rudnev et al., 2009, 2012, 2013, (14) Burianek et al., 2017, (15) Jiang et al., 2012 ашиглав. | 85 |

Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Jiang et al. (2012) гранит гнейст $\epsilon\text{Hf}(t)$ сөрөг утга, >1.0 тэрбум TDM загвар нас бүхий зарим ксенокрист циркон элбэг байгаа нь дүүргийн хэмжээнд гадаргад илрээгүй эртний царцдас оршсоор байж магадгүй гэж тэмдэглэжээ. Үүнийг эс тооцвол, геохронологийн үр дүнгийн ихэнх нь 250-аас 397 с.ж. хооронд хэлбэлзэх Палеозойн чулуулаг зонхилж байгааг зааж байгаа юм (Baykova & Amelin, 1994; Bibikova et al., 1992; Demoux et al., 2009a; Helo et al., 2006; Jiang et al., 2012; Козаков, 1986; Kozakov et al., 2002, 2007). Нуур-Монгол Алтайн бүсийн өмнө тал, Алтайн өвөр говьд явагдсан саяхны судалгаа Палеозойн нумын төрлийн гранитоид магматизмын судалгаа (Burianek et al., 2017; Hrdličková et al., 2008; Kröner et al., 2010; Soejono et al., 2016) дээр үндэслэн Их Монголын нумын системийг дэвшүүлэн тавьж байгаа (Janousek et al., 2018). Энэ нь далайн царцдасаас эх газрын царцдас руу шилжих шилжилттэй холбогдож магадгүй юм гэж бид үзэж байна. ДПС БҮХИЙ НУУРЫН БҮС ПАЛЕОАЗИЙН ДАЛАЙН ҮЛДЭГДЭЛ ХЭСЭГ МӨН ҮҮ? Далайн плитийн стратиграфи (ДПС)-г “далайн литосферийг төлөөлөх бялхмал чулуулгийн зузаалаг, мөн уллаж байгаа далайн суурь голч нуруунаас гүн усны ховил хүртэл хөдөлж байгаагаар зэрэгцэн далайн ёроолд хуралдсан тунамал, бялхмал чулуулгийн тунашийг хамтад нь ойлгоно” гэж тодорхойлж байна (Kusky et al., 2013; Kusky et al., 2018). Сонгодог ДПС-ийн зүсэлт голч нурууны базальт – цахиурлаг чулуулаг (шохойн чулуу) – гүн усны шаварлаг чулуулаг – элсэн чулуу/ конгломерат/ турбидитээр илэрхийлэгдэх (Maruyama et al., 2010) боловч ДПС-ийг сэргээн босгох тохиромжтой загвартай холбоотойгоор хэд хэдэн боломжит хувилбар байна (Wakita & Metcalfe, 2005; Maruyama et al., 2010; Wakita, 2012; Kusky et al., 2013; Kusky et al., 2018), тухайлбал, далайн суурийн төрлүүд өөр болохоор, мөн далайн суурь хөдөлсөөр өөр өөр төрлийн конвергент зааг болох тул хуралдаж байгаа тунаш хуримтлал эртний хурдсын төрөл (карбонат зэрэг), залуу хурдас хуралдах хүртэл орчны хувилбарыг бий болгоно (Kusky et al., 2013; Kusky et al., 2018). Эдиакар – түрүү Палеозойн Төв Азийн далайн царцдасын бүрэлдэхүүн хэсэг байсан Нуурын бүсийн офиолитууд (Зураг 4) нь цахиурлаг хурдастай базальтын, терриген хурдастай базальт – андезит – дацитын ялгарсан гэх 2 үндсэн ассоциацид хуваагддаг (Kovalenko et al., 1996). Нуурын бүсийн зүүн захад нас, найрлагаараа адилхан 3 гол офиолитын зүсэлт байдаг. Үүнд, тус бүрдээ

570 ± 2 с.ж. (Pfänder et al., 1998), 571 ± 4 с.ж. (Khain et al., 2003), 573 с.ж. (Jian et al., 2014) гэж нас нь тогтоогдсон, мөн эртний далайн царцдасын үлдэц болох нь тайлагдсан Агардаг – Тэсхэм, Баян нуруу, Хантайширын офиолит бүрдэлүүд орно. Найрлагын хувьд тэдгээр нь дунит, гарцбургит, верлит, пироксенитоос тогтох серпентинитжсэн хэт суурьлаг чулуулаг, габбро, эвэр хуурмагт габбро, габбронорит, бага зэрэг диорит зонхилсон үеллэг зузаалаг, диабазын зэрэгцээ дайк, бөмбөлгөн лаав, гүн усны цахиурлаг хурдас (хас, цахиурлаг занар)-тай байна (Didenko et al., 2001; Dijkstra et al., 2006; Jian et al., 2014; Khain et al., 2003; Matsumoto & | 86 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Tomurtogoo, 2003; Pfänder et al., 2002; Зоненшайн, Кузьмин, 1978). Нуурын бүсийн вулканоген тунамал хурдаст вулканитаас гадна олистостромын үетэй терриген – цахиурлаг – туффитын, цахиурлаг – карбонатын, цахиурлаг – терриген зузаалаг орно (Дергунов и др., 1980). Бүсийн тэнхлэгийн хэсэгт томоохон талбайд дундажаар 1500 м зузаантай, рифийн шохойн чулуутай базальтандезит (Ханхөхий, Улааншандын нурууд), базальт – андезит – риолитын формац илэрсэн байна. Базальт – андезит – риолитын ялгарсан вулканик чулуулаг нь туффит ихээр агуулагдсан цахиурлаг – тунамал чулуулагтай орон зайн хамааралтай оршиж байгаа нь түгээмэл байна. Тиймээс бүсийн тэнхлэг хэсэгт, арлан нумын галт уулын хэсгүүд, тэдгээртэй зэргэлдээ галт уул хоорондын тунамал хотгорууд байна гэж үзэж байсан (Төмөртоогоо, 2002, 2014). Pfänder et al. (2002) болон Matsumoto & Tomurtogoo (2003) нарын үзсэнээр, арлан нумын формац, офиолит бүрдлүүд нь шавхагдсан мааньтын адил эх үүсвэртэй далайн дундах субдукцын бүсэд үүсч байжээ. Венд (Эдиакар) – түрүү Кембрийн вулканоген тунамал хурдасын өөр төрөл Нуурын бүсийн зүүн хойд, баруун өмнө талд байдаг. Зүүн хойд талын толеитын чулуулаг археоциатын болон замагт шохойн чулуу агуулсан цахиурлаг – карбонатын формацаар нийцлэг хучигдсан байна. Баруун өмнө талд, доод хэсэг нь археоциатын шохойн чулуутай карбонат/ цахиуржсан базальтын формацад таарах бол дээд хэсэг нь терриген – туффитын формац байна. Сүүлчийн бүрдэл (цахиуржсан чулуулаг, рифын шохойн чулуутай шүлтлэгдүү базальт) нь далайн гайотын зүсэлтэд хамаарна (Төмөртоогоо, 2002). Нуурын бүсийн Венд (Эдиакар) – түрүү Кембрийн вулканоген тунамал формац нь бүх газарт эрчимтэй хэв гажилд орсон, тектоникийн хучаас, олон тооны изоклиналь атираат структур болсон

байдаг. Зураг 4. ДПС-ийг заах Нуурын бүс дэх стратиграфийн багана. Баруунаас зүүн тийш, А – Түргэн, В – Улааншанд, С – Сээрийн нуруу, D – Даагандэл (Жамъяндорж нар, 1976; Самозванцев нар, 1981-ын материалаас засварлан оруулав) | 87 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Нуурын бүсийн баруун хойд талын үеллэг габбро (Хайрханы интрузив) нь оливинт габбро, габбронорит, троктолит, анортозит, плагиоверлит, плагиолерцолит холилдсон найрлагатай байна (Izokh et al., 1990). Түүний насыг U-Pb SHRIMP аргаар 511 ± 12 с.ж. гэж тодорхойлжээ (Izokh et al., 2009). Баруун хойд талын Цагааншувуутын бүсэд пикрит, пикробазальт, пикродолеритын нас 512 ± 6 с.ж. гарсан (Izokh et al., 2010). Нуурын бүсийн зүүн өмнө талд, Замтын нуруунд өндөр даралтын эклогитын жижиг гарш байдаг (Štípská et al., 2010). Энэ өндөр даралтын чулуулгийг Байдраг, Завханы эх газрын блокын Эдиакар - түрүү Кембрийн хучаас арилсан субдукцын үлдэц (Buriánek et al., 2017), Нуурын бүсийн офиолит зузаалагтай хамтдаа Неопротерозойн олон удаагийн далайн субдукцыг илэрхийлэх анхдагч далайн орчин (Skuzovatov et al., 2018) зэргээр тайлсаар байна. Эклогит дахь фенгит агуулсан занарлаг үешил, метапелит дахь өндөр даралтын структурын хөрөлтийн насыг Ar-Ar аргаар 540 с.ж. гэж гаргасан (Štípská et al., 2010). АЛТАЙ-НУУРЫН БҮСИЙН ТҮРҮҮ ПАЛЕОЗОЙН МЕГА-ТОХООС Нуурын бүсийн серпентинитын меланж, бусад вулканоген тунамал хурдас ТМБТ-ийн Завханы блок дээгүүр тектоник хучаасын систем байдлаар тохрон гарсан байдаг онцлогтой. Үүнийг илэрхийлэх гол гарш Даривын нурууны хойд хажуу Баян нуруунд, Нарангийн массивын хойд бэлийн дагуу, мөн Ханхөхийн нурууны өмнөд бэлд Ичээтийн голын эхээр байдаг. Хамгийн эртний деформацийн явц Кембрийн өмнөх атираат суурь дээрх Хантайширын офиолит, Цахир уул формацын эклогитын меланжийн түрүү Кембрийн тохрол (Štípská et al., 2010), мөн Даривын офиолит дахь синтектоник ба пост-тектоникийн диоритын түрэлтээс өмнөх тохролын нас 514.7 ± 7.6 с.ж. (цирконы U– Pb SHRIMP, Dijkstra et al., 2006) гэж тогтоогдсонтой холбоотой байна. Khomentovsky & Gibsher (1996) нарынхаар хожуу Неопротерозой – түрүү Кембрээс хожуу Кембри – түрүү Ордовикын цаг үед Нуурын бүсийн субдукцтэй холбоотой бүрдэл Байдрагийн блокын шельф дээгүүр тохорч байсан. Эдгээрээс гадна, Даривын офиолит Даривын атираат суурь дээгүүр тохорч байсан (Khain et al., 2003), эсрэгээр Даривын атираат суурийн чулуулаг Даривын офиолит дээгүүр

тохорсон (Dijkstra et al., 2006; Макарычев и др., 1986) гэж үзсэн нь ч бий. | 88 |
Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Зураг. 5 Офиолит бүрдэл бүхий Төв
Монголын бичил тивийн дагуу хөгжсөн Монгол Алтай – Нуурын бүсийн структур.
Дугуй доторх тоогоор доор оруулсан структурын зүсэлтийн байршлыг харуулав.
Таних тэмдэгийг Зураг 1-ээс харна уу. Тохролын чиглэлийг нарийвчлан сэргээн
босгож чадаагүй боловч Агардаг, Дарив, Хантайшир, мөн Эрдэнэ уулын офиолитын
бүс баруунаас зүүн тийш хандсан өргөн шугаман бүс болохыг тэмдэглэж
(Төмөртогоо, 2001; Burianek et al., 2017), Нуурын бүсийг дагасан параллель хэсгүүд
дээрээс үндэслэн офиолит одоогийн координатад хойноос өмнө чиглэлд
ойролцоогоор түрж байсан гэж санал болгосон (Lehman et al., 2010). Завхан,
Байдрагийн блок дээгүүрх тохролыг зөвхөн жижиг талбайд судалсан (Dijkstra et al.,
2006; Khain et al., 2003; Ruzhentsev & Burashnikov, 1996; Štípská et al., 2010) бол бид
нийт дүүргийн хэмжээнд холбоог нь гаргаж байна. Алтай – Монголын бүс Кембрийн
өмнөх суурьтай Гондванаас гаралтай бичил тив (Berzin et al., 1994; Buslov et al.,
2004; Buslov et al., 2004; Dobretsov & Buslov, 2007; Dobretsov et al., 2003; Li et al.,
2006; Mossakovsky et al., 1993; Safonova et al., 2017; Wilhem et al., 2012; Zonenshain
et al., 1990), эсрэгээр Японы арал эсвэл Андын төрлийн идэвхитэй зах шиг томоохон
субдукц – аккрецын бүрдэл (Cai et al., 2011a; Cai et al., 2011b; Long et al., 2007, 2010;
Sengör & Natal'in, 1996; Sengör et al., 1993; Xiao et al., 2004, 2018)–тэй холбоотой
хөгжсөн гэж үзсээр байна. Бид тайлалтаасаа үндэслэн Кембрийн өмнөх суурьтай
Гондванаас гаралтай бичил тивийн хөгжилтэй холбоотой гэх үзлийг дэмжиж байна.
| 89 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Зураг 5а (үргэлжлэл) ТМБТ-ийг
дагасан хэсгийн структурыг харуулсан зүсэлтүүд: 1 – Дарив офиолит, Khain et al.,
2003, 2- Хасагт офиолит, Ruzhentsev and Burashnikov, 1996, 3 – Хантайшир офиолит,
Ruzhentsev and Burashnikov, 1996, 4 – Эрдэнэ Уул офиолит, Štípská et al., 2010, 5 –
эклогит агуулсан Цахир уул бүрдэл, Štípská et al., 2010. Зүсэлтийн хэвтээ, босоо
масштабыг ижил дүрслэв. Неопротерозойд Гондванаас тасарсан бичил тивийн
таамаглал нь геологийн, литологийн, стратиграфийн, палеосоронзонгийн, мөн
цөөхөн Sm–Nd изотопын мэдээлэл дээр үндэслэсэн (Buslov et al., 2001; Glorie et al.,
2011; Hu et al., 2000; Li et al., 2006; Wang et al., 2009; Xiao et al., 2019) бол бид
региональ структурын мэдээлэл дээр суурилж байна. ТМБТ-ийг дагасан Алтай –

Нуурын бүсийн өмнөд хэсгийн структур (Зураг 5) Гондванаас гаралтай бичил тив, Палео-Азийн далайн хоорондын хөгжлийг тайлбарлаж чадахуйц хадгалагдан үлджээ. Үүний зэрэгцээ, Монгол Алтайн өмнө талын геологийн тогтоц Кембрийн өмнөх цаг үед Алтай – Нуурын бүс хамтдаа хөгжиж байсан болохыг заадаг. Монгол Алтайн геологийн суурийг хожуу Неопротерозойгоос Девон хүртэлх 4 том стратиграфийн зузаалаг үүсгэдэг (Дергунов и др., 1980; Dergunov et al., 2001). Тэдгээрийн эхнийх болох хожуу Неопротерозой – Кембрийн зузаалаг ялгараагүй | 90 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) офиолитоос тогтох ба Толбо нуур, Ховдын хагарлын хооронд орших бүсийн тэнхлэгийн хэсэгт голдуу илэрсэн байдаг. Ихээхэн деформацид орсон, серпентинитын меланж, габброид, ногоон чулуун базальтын найрлагатай офиолитыг эртний далайн царцдасын үлдэц гэж үзэж байна. Хоёрт, дунд Кембри – түрүү Ордовикын зузаалаг өргөн тархсан ба маш зузаан (5000 м илүү), карбонатын найрлагагүй, нэгэн жигд терриген элсэн чулуу – алевролитын хурдасаар илэрхийлэгдэнэ. Энэ нь эх газрын захын турбидит хурдас ба офиолитын хамт Монгол Алтайн гол ороген бүрдлийг үүсгэдэг, мөн зарим талаар эх газрын идэвхгүй захын формацыг төлөөлнө гэж үздэг (Dergunov et al., 2001; Төмөртоогоо, 2014). Гуравд, дунд Ордовик – түрүү Силүрийн зузаалаг томоохон хотгорыг дүүргэсэн ба структурын үл нийцлэл, эрозийн гадаргаар тусгаарлагдсан 3 хэсгээс тогтдог (Дергунов и др., 1980; Минжин, Ариунчимэг, 2008). Түүний доод хэсэг дунд Ордовикын граптолит, дунд-хожуу Ордовикын бентос малтмал бүхий 250-1000 м – ийн зузаантай карбонат – терриген хурдас, дунд талд нь хожуу Ордовикын малтмалтай порфирит, туф, рифийн шохойн чулуу, граптолитын занарын найрлагатай вулканоген – терриген хурдас (2000 м хүртэл зузаантай), дээд талдаа түрүү Силүрийн малтмалтай полимикт элсэн чулуу, алевролит зонхилсон вулканоген тунамал хурдас (1500 м зузаан)-аас тогтоно. Дөрөвт, грабен синклиналь, хөндий, хотгорт хуралдсан байх боломжтой хожуу Силүр – Девоны настай зузаалаг нь хожуу Силүрийн терриген моласс, түрүү-дунд Девоны шүлтлэгдүү вулканоген хэмхдэст чулуулгаас тогтоно (Дергунов и др., 1980; Төмөртоогоо, 2014). Талбайд тархсан гүний чулуулаг түрүү Палеозой (Е-О), дунд Палеозой (DC1), Пермь - Триас (Р-Т)–ын тектоник маагмын явцад таарах 3 гол үе шатанд үүссэн (Bugianek et al., 2016; Cai et al., 2015; Гаврилова, 1975; Kovalenko et al., 1996, 2003; Kozlovsky et al.,

2015; Pavlova et al., 2008; Soejono et al., 2017). Хятадын Алтайд деформаци, метаморфизмын 3 төрөл тухайн холбогдох чулуулгуудад тогтоогдсон байна. Эхнийх нь царцдас дунд зэрэг зузаарах үед үүссэн дунд даралт, дунд температурын Барровын метаморфизм, хоёрт нь баруун хойноос зүүн өмнө чиглэсэн хожуу Девон – түрүү Карбоны царцдасын агшилтанд автаж, тэлэлтийн орчин, түүний дараах синсубдукцын гранитоидтой холбоотой бага даралт, өндөр температурын Буханы төрлийн метаморфизм, гуравд нь буюу сүүлийн үе шатанд Хятадын Алтайн ороген бүс, Жунгаарын нумын системийн хоорондох Пермийн коллиз зүүн хойноос баруун өмнө хандсан царцдасын агшилтын явцыг бий болгож, царцдаст атираажилт, экстрүз үүссэний улмаас өндөр даралт, өндөр температурын гранулит, мигматитын метаморфизмыг тодорхойлсон (Broussolle et al., 2019). Нөгөө талаар, одоогийн Монгол Алтай нь Энэтхэг – Евразийн коллизийн алсын шахалтын улмаас эх газрын дотор буюу плитийн дундах транспресс ороген дахь атираат суурийн блокуудын хоорондох дахин идэвхижсэн, механикын хувьд сул бүс юм (Cunningham, 2005; Cunningham et al., 1996, 1997). Тэгэхээр Кембрийн | 91 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) өмнөх ба Палеозойн тектоник нь Мезозой, Кайнозойн эрчимтэй тектоникоор өөрчлөгдсөн байх ёстой. Монгол Алтайн өнөөгийн тектоник идэвхшилийг сейсмийн идэвхит байдал, Дөрөвдөгчийн хагарлын ан цав, идэвхтэй хошуурсан туугдастай хиллэсэн шугамлаг уулс, мөн идэвхит тектоникийн бусад геоморфологийн явцууд заадаг. Cunningham (2005)-ын үзэж байгаагаар, одоогийн Монгол Алтайд тохролын шаантагийн тогтоц байхгүй боловч баруун хойш суналтай тохрол, хойш – баруун хойш суналтай баруун гарын шилжил идэвхит хагарлууд зонхилж байна. Алтай – Нуурын бүс дэх эртний хагарлуудын Кайнозойн дахин сэргэлтийн талаарх судалгаа хараахан дуусаагүй, гэхдээ хөгжиж байгаа бүтэц, структурын хөнтрөх байдал, нурууны топографийг хянаж байгаа чухал явц орон нутгийн чанартай байхаар харагдаж байна. Кайнозойн хагарлын байдал, Палеозойн хагарал хоорондын тэргүүлэх ач холбогдол бүхий холбоос, ялангуяа Нуурын бүсийн баруун захаар байна. БАРУУН БА ТӨВ МОНГОЛ ДАХЬ НЕОПРОТЕРОЗОЙ, ТҮРҮҮ ПАЛЕОЗОЙН СТРУКТУРУУДЫН ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ Сүүлийн 20-иод жилийн геохронологийн (Anisimova et al., 2009; Bibikova et al., 1992; Demoux et al., 2009; Dijkstra et al., 2006; Kotov et al., 1995; Kozakov et al., 1997; Kozakov et al., 2002, 2007,

2011; Kröner et al., 2001; Kröner et al., 2015; Митрофанов и др., 1985) ба палеосоронзонгийн судалгаа (Didenko et al., 2001; Kovalenko, 2010; Levashova et al., 2010; Pisarevsky & Natarov, 2003) Төв Монголын бичил тивийн зарим блокууд (Зураг 6) Родиниа нэгдэхээс өмнө Сибирь, Хойд Хятадын кратонуудын хооронд оршиж байсан болохыг зааж байна. Архейгаас Палеопротерозой хүртэлх насны Кембрийн өмнөх царцдас Төв Монголын бичил тивийн Байдраг, Дарив, Тарвагатайн блокуудад сайн бичиглэгдсэн байгаа (Kozakov et al., 2012). Байдрагийн блокын хамгийн эртний чулуулаг тоналитын ба хоёр пироксент гнейсын SHRIMP цирконы нас 2.80–2.65 тэрбум жилийг заасан (Митрофанов и др., 1985; Kozakov et al. 2007). Эдгээр чулуулгийн хэмжээнд бий болсон сүүлийн дулааны явц метапелитээс гарсан метаморф цирконы хувьд хамгийн багадаа 1839 ± 1 с.ж. (Pb–Pb цирконы ууршилтын нас, Dijkstra et al., 2006) настай, гранулитын фацын метаморфизмын оргил үеийг илэрхийлдэг. U–Pb цирконы аргаар 1825 ± 5 с.ж. гэж нас нь тогтоогдсон (уламжлалт арга; Kotov et al. 1995) посттектоникийн гранит Кембрийн өмнөх энэ талст блокын эцсийн нягтралыг заана. Байдрагаас зүүн өмнө Бага Богдын массивд түрүү Неопротерозойн гранитын интрузив түрэлтийн нас 983 ± 6 с.ж., 956 ± 3 с.ж., 954 ± 8 с.ж. болохыг тус тус тогтоосон (SHRIMP цирконы нас, Demoux et al., 2009). ТМБТ-ийн Даривын блок доторх диорит гнейсын протолит түрэлтийн нас 1426 ± 1 с.ж. (Pb–Pb циркон ууршилтын нас) байна (Kröner et al., 2001). Алтай хотын ойролцоо Хантайширын нуруунд 1127 ± 1 с.ж., 1715 с.ж. талстжилтын настай (Pb–Pb циркон ууршилтын нас) хуучин ксенокрист циркон бүхий порфирлог гранит гнейс бий (Kröner et al. 2001). Алтай хотын ойролцоох мигматитын цирконы SHRIMP нас 840 ± 9 с.ж. | 92 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) гарсан боловч мөн 2,445-аас 1,440 с.ж. хүртэлх настай уламжилсан циркон агуулсан байдаг (Zhao et al., 2006). ТМБТ-ийн Тарвагатайн блок дахь Идэр бүрдлийн дотоод структур анортозит түрэх (1778 ± 10 с.ж., Anisimova et al., 2009) хүртэл ойролцоо насны хязгаарт (1865–1875 с.ж., Kozakov et al., 2011; Kröner et al., 2015) үүссэн байжээ. Зураг 6. Төв Монголын бичил тивийн геологийн хуваалт. Хайрцагт тэмдэглэсэн геохронологийн насны эх сурвалж: (1) Kozakov et al., 2007, (2) Kozakov et al., 2002, (3) Dijkstra et al., 2006, (4) Kozakov et al., 2011, (5) Anisimova et al., 2009, (6) Demoux et al., 2009, (7) Kröner et al., 2010, 2014, 2017, (8) Kozakov et al., 2011, 2012, 2013, 2014, 2017, (9) Yarmolyuk et al., 2008, 2015,

(10) Levashova et al., 2010, (11) Ovchinnikova et al., 2012, (12) Uyanga et al., 2016, (13) Burianek et al., 2017 | 93 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Бичил тивийн царцдасын хэсгүүдийн гарал үүсэл ихэнх тохиолдолд тодорхойгүй байна. Тэдгээрийг Гондваны зүүн захаас гаралтай (Didenko et al. 1994; Dobretsov & Buslov, 2007; Dobretsov et al., 2003; Filippova et al., 2001; Kheraskova et al., 2003; Mossakovsky et al., 1993), Сибирийн кратоноос гаралтай (Berzin et al. 1994; Kuzmichev et al., 2001; Yarmolyuk et al. 2006; Zonenshain et al., 1990), хоёулангаас нь гаралтай (Buslov et al. 2001), бүр Таримын блокын гаралтай (Khain et al., 2003) хэсгүүд гэж янз бүрээр тайлсан байна. Гэхдээ хожуу Мезопротерозойгоос түрүү Неопротерозой хүртэлх маагмын явц Сибирийн кратоны захаас хэт алсад тэмдэглэгдээгүй байсаар байна (Gladkochub et al. 2006; Pisarevsky & Natapov 2003; Smelov & Timofeev 2007), мөн тунамал зузаалгийн тархалт голдуу идэвхигүй захын орчныг илэрхийлдэг (Pisarevsky et al., 2008). Байдрагийн блок, бусад олонх ТАОБ-ийн бичил тивүүд Палеопротерозойн суурьтай нь тодорхой учраас тэдгээр нь томоохон эх газрын блокын хэсэг байсан гэх саналыг дэвшүүлсээр байна (Levashova et al., 2010; Levashova et al., 2011). Родиниа тивийн нэгдлийн гол фаз, Палео-Азийн далайн нээгдэл 800- 750 с.ж.-ийн дотор илэрдэг (Khain et al., 2001; Li et al., 2008; Zhao et al., 2018). ТАОБ дэх Родиниагийн гол структурыг ТМБТ-ийн Завханы блок, Тува – Монголын бичил тивийн хэсгүүд илэрхийлдэг. Холбоо нуурын бүрдлийн терриген чулуулгийн Nd загвар нас (1.3 тэрбум), түүнийг зүссэн Баяннуур массивын гранитын нас (U-Pb циркон, 790 ± 3 с.ж.), Баяннуурын бүрдлийн талст чулуулаг дахь өндөр температурын метаморфизмын нас (802 ± 6 с.ж., U-Pb циркон) зэргээс үндэслэн Завханы блокын нас 1.3–0.8 тэрбум жилийн дотор байх ёстой боловч чулуулаг нь ТМБТ-ийн Кембрийн өмнөх суурьд хамаатай илэрхийлэгдэж чадахгүй байна (Kovach et al., 2013; Kozakov et al., 2012, 2013, 2014). Конгломератын хайрганд байгаа плагиогранитын нас (874 ± 3 с.ж., U-Pb циркон; Anisimova et al., 2012)-ны мэдээлэл Холбоо нуурын бүрдлийн терриген чулуулгийн эх үүсвэрийн насны асуудалд чухал ач холбогдолтой байна. Ургамалын бүсийн метатерриген чулуулгийн детрит циркон дээрх геохронологийн судалгааны үр дүн тэдгээрийн эх үүсвэрийн нас 900-820 с.ж.-ийн хязгаарт зонхилж байгааг харуулж байна (Kozakov et al., 2014). Завханмандалын бүсийн метатерриген чулуулгийн детрит цирконы нас 900- 840 с.ж.-ийн хооронд

хэлбэлзэж байсан байна. Энэ үеийг зүссэн габбродиоритын нас цирконы U-Pb аргаар 860 ± 3 с.ж. байна (Kovach et al., 2013; Kozakov et al., 2013). Иймээс Ургамал – Завханмандалын бүсийн мета-тунамал чулуулаг ойролцоогоор 900-860 с.ж.-ийн хооронд зонхилон үүсчээ. Завханы вулканитын нас (U-Pb циркон 803 ± 8 с.ж., Levashova et al., 2010; 802 ± 1 с.ж., Uyanga et al., 2016) таамагласан Родиниагийн задралын эхлэлтэй нийцэж байгаа ба тэдгээрийг голдуу рифтийн вулканит гэж тайлсан байгаа (Burashnikov & Ruzhentsev, 1993; Ilyin, 1990; Khain et al., 2003; Levashova et al., 2010). Yarmolyuk et al. (2017) нарын үзсэнээр, Завханы блокын Завханмандалын бүс дэх вулканоген ба вулканоген – тунамал зузаалаг нь далайн голч нуруу, далайн арал, далайн | 94 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) дундах арлан нумын орчинд үүссэн ба вулканиттай холбоотой терриген чулуулгийн эх үүсвэр ойроос байжээ. Завханы (Завханмандалын бүс) ба Тарвагатайн (Жаргалантын бүс) блокын структурыг харьцуулан үзэхээр Сонгино – Тарвагатайн аккрецийн террейн, эх газрын тогтвортой массив руу далайн плитийн арлан нум, турбидитын бүрдэл аккрецэд орсоныг зааж байна. 632 ± 14 с.ж. настай (U-Pb арга, Ovchinnikova et al., 2012) Завханы блокын карбонат хучаас (Цагаан олом формац) суурийн мигматитжсан гнейс, Неопротерозойн гранитоид, арлан нумын ба терриген чулуулаг (Завхан формац)-ийг хучсан байна. Цагаан олом формацын уланд байгаа Майхан уул формацын элсэн чулууны детрит цирконы судалгаа Неопротерозойн буюу 954–731 с.ж. насыг заасан. Энэ нь карбонат чулуулаг хуримтлагдаж байх үед эдгээр чулуулаг хэзээний суурийн хэсэг болсон, орон зайн хувьд түүнтэй ойр байсан болохыг илэрхийлж байгаа юм (Kovach et al., 2015; Kozakov et al., 2017). Didenko et al. (2001) нар Гондваны зүүн тал рифтэд орсоны дараа ТМБТ үүссэн, тэдгээрийн хооронд толеитын магматизмтай далайн сав (Дарив, Хантайширын офиолит) хөгжсөн нь эртний өргөрөгийн 10о N орчимд байсан гэж тайлсан нь бий. Монголын Кембрийн өмнөх эх газрын царцдасын томоохон структуруудын нэг нь Тува – Монголын бичил тив/ массив юм (Зураг 7). Kuzmichev & Larionov (2013) нарынхаар, массивын геологийн түүх тус бүрдээ 200 с.ж. үргэлжилсэн түрүү Байгалийн (1000–800 с.ж.), хожуу Байгалийн (800–600 с.ж.) гэх 2 томоохон үе шатанд хуваагдаж байна. Түрүү Байгалийн үе шат 1000-810 с.ж.-ийн үед ПалеоАзийн далайн захаас алс хол орших Дөнжгөрийн арлан нум, Гарганы эх газрын блокын идэвхигүй зах

гэсэн 2 тектоник структур байсан. Дараа нь 810 с.ж.-ийн орчимд Дөнжгөрийн арлан нум Гарганы эх газрын блоктой коллизод орсон. Коллизийн нас Сумсунурын бүрдлийн деформацад ороогүй тоналитад 785 ± 11 с.ж. гарсан нь асуудал дагуулж байна (Kuzmichev et al., 2000). Хожуу Байгалийн үе шатны эхлэл 810 с.ж. байна. Энэ үе шатанд тодорхойлогдсон 3 тектоник структурт Дархад – Сархойн эх газрын нум (Kuzmichev & Larionov, 2011), Хөг – Ока аккрецийн призм (Kuzmichev et al., 2007; Скляр и др., 1996), Шишхидийн арлан нум (Kuzmichev et al., 2005) орно. Дархад – Сархойн эх газрын нум 805– 770 с.ж.-ийн үед Тува – Монголын массивын эх газрын эртний суурь доогуур шургасан субдукцын үр дүнд үүсчээ (Kuzmichev & Larionov, 2011). Хожуу Байгалийн үе шатны 2 дахь структур болох Хөг – Ока аккрецийн призм Сархойн идэвхитэй захын өвөр хэсэгт үүссэн. Энэ структурын хэмжээнд ганц геохронологийн мэдээлэл байгаа нь түүнийг түрсэн суурьлаг силлийн 753 ± 16 с.ж. (U-Pb циркон, TIMS) нас юм (Kuzmichev et al., 2007). Хожуу Байгалийн үе шатны 3 дахь структур нь Шишхидийн арлан нум юм. Шишхидийн нумын хүчиллэг вулканитын нас 800 ± 2.6 с.ж. гарсан (Kuzmichev et al., 2005). Нум нь ПалеоАзийн далайд тусгаар байсан, ~600 с.ж.-ийн орчимд Сибирь тивийн Дархад - Сархойн идэвхитэй захтай коллизод орсон (Kuzmichev, 2004). | 95 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) FIGURE 7 Тува–Монголын бичил тивийн гол геологийн бүрдэлүүд (Kuzmichev et al., 2001; Safonova et al., 2017 нарын материалаас засварлан оруулав). Хайрцагт тэмдэглэсэн геохронологийн насны эх сурвалж: (1) Khain et al., 2003, (2) Kuzmichev et al., 2001, (3) Kuzmichev et al., 2005, (4) Kuzmichev et al., 2011, (5) Kuzmichev et al., 2013, (6) Kuznetsov et al., 2018, (7) Kozakov et al., 2005 Тува – Монголын бичил тивийн шельфийн карбонат хучаас 620 ± 90 с.ж. (Kuznetsov et al., 2018) настай ба нийлмэл гаралтай суурийн элэгдсэн рельеф дэх хотгорт хуримтлагдсан гэх байдлаар тайлж байна. Зөвхөн хожуу Эдиакарт жигд, гүехэн рельефтэй шельф үүссэн учраас бичил тивийн хаяаны гүехэн сав газрын захаар фосфоритын хуримтлал үүсчээ (Kuznetsov et al., 2018). Uyanga et al. (2016) нарынхаар, Төв Монголын бичил тив, Тува – Монголын бичил тив тусдаа байсан гэдэгтэй палеонтологийн мэдээлэл мөн нийцэж байгаа юм. Завханы блокоос трилобит тодорхойлогдоогүй байхад Хөвсгөлийн савын Terreneuvian трилобит Сибирийн трилобитээс өөр байдаг байна (Álvaro et al., 2013). Монголд Ордовик,

Силүрийн шүр элбэг, Силүрийн Tuvaella брахиопод бага тархацтай байгаа нь Фуронгоос Силүр хүртэл Сибирийн захын террейнүүдтэй холбоотой байсан гэдэгтэй таарч байна (Ulitina et al., 2009). Монголын өмнөд, зүүн хойд тал, тэдгээрийн зүүн хойд талын террейнд өвөрмөц Tuvaella брахиопод олдсон нь Сибирийн кратонд байдаггүй (Wang et al., 2011). Түүнээс гадна, | 96 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) Монгол, Сибирээс олдсон Ордовикын брахиоподын бүл Ордовикын дараа салсан байдаг (Harper et al., 2013). Зураг 8. Неопротерозой – түрүү Палеозойн хөгжлийн хялбаршуулсан загвар. Неопротерозой – түрүү Палеозойн хойд зүг хаашаа чиглэж байсан нь хараахан шийдэгдээгүй байгаа учраас энэ загварт хойд зүг заасан сум оруулаагүй. Блок диаграммыг Google нээлттэй эх сурвалжийн мэдээлэл ашиглан зургийн програмаар | 97 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) боловсруулсан. СБ – Сибирийн кратон, ТМ-ТөМ – Тува-Монголын ба Төв Монголын бичил тивүүд, АБ – Гондванаас гаралтай Алтайн бичил тив, ХХ – Хангай – Хэнтийн далай, КЗ – Казахстаниа бичил тив Неопротерозойгоос өмнө Сибирь, ТМБТ-ийн хоорондох аккрецийн улмаас Тува-Монголын бүс үүссэн байсан нь хожим Алтай – Нуурын бүстэй нэгдэж, түүний зүүн захын тохролд нөлөө үзүүлсэн. Баруун Монголын бүх сайн судлагдсан офиолит (Агардаг, Хантайшир, Дарив), мөн Эрдэнэ уулын офиолит (Төмөртоогоо, 2001; Burianek et al., 2017) Неопротерозойн буюу 655-540 с.ж. дотор гулсаж байгаа бичил тивтэй “задгай далай”-н орчинд ихэвчлэн таарч байна (Jian et al., 2014; Burianek et al., 2017). Түрүү Неопротерозойд, Гондваны зүүн тал рифтэд орсоны дараа салсан Алтайн хойг маягийн бичил тив аажмаар Сибирь тийш хөдөлж байсан. Энэ цаг үед, Палео-Азийн далайн зүүн эрэг Завханы блокын идэвхигүй зах болон хөгжиж байжээ. Алтайн бичил тив Сибирь – ТМБТ рүү хөдлөхтэй зэрэгцэн Палео-Азийн далайн плит ТМБТ рүү зэрэг шахагдан хөдөлсөн. Дунд –хожуу Неопротерозойн үед, Палео-Азийн далайн плитийн зүүн хэсэг ТМБТ дээгүүр тохорч, офиолитын обдукц (Тас хайрхан зэрэг) үүсгэсэн ба түрүү Кембрийн үед Палео-Азийн далайн спредингийн төв (?) ТМБТ хүрснээр обдукц зогссон. Неопротерозойд, Палео-Азийн далайн баруун зах Гондванаас гаралтай бичил тивийн доогуур субдукц үүсгэсэн, эх газрын идэвхитэй зах байдлаар хөгжиж байсан. Түрүү Кембрид субдукцын ухралт, симаунтын аккрец (Түргэний) голлох ач холбогдолтой байв. Үүний дараа дунд Кембри – түрүү Ордовикын үед Алтайд

томоохон турбидит хурдас хуримтлагдсан. Девоноос Карбон хүртэлх үед, ПалеоАзийн далай үлдэгдэл далай буюу том тэнгис (Нуурын бүс) байдлаар оршиж байсан, Сибирь, Гондванаас гаралтай бичил тивийн хожуу Кембрийн коллиз (Buslov et al., 2001, 2013; Cai et al., 2015; Glorie et al., 2011; Wilhem et al., 2012)-ын дараа тэнгисийн хурдас хуралдаж байжээ. Гондванаас гаралтай бичил тивийн гулсалт, субдукцын ухралттай холбоотойгоор маагмын чулуулаг үүсч байсан. Нуурын бүсийн эх газрын царцдас руу хувирсан нь Сээрийн нуруун дахь үеллэг габброид (527 ±43 с.ж.), тоналит – трондьемитын массив (514 ± 8 с.ж.)-ын түрэлт зэрэг интрузив магматизмтай холбогдоно. ДҮГНЭЛТ - Алтай нь Гондваны зүүн тал задарсны дараа хөдөлж, сүүлд Сибирь – Монголын эх газартай коллизод орсон Гондванаас гаралтай бичил тивийн хэсэг юм. - Алтайн бичил тивийн хөдөлгөөнөөр Палео-Азийн далайн плит зэрэг хөдөлсөн ба Палео-Азийн далай дунд Палеозойн үед аажмаар хаагдсан. - Алтай – Нуурын бүсийн урд хэсэг ТАОБ дотор хадгалагдсан ТМБТийн дагуух структурыг үүсгэсэн. Палео-Азийн далайн плитийн зүүн тал Завханы блок дээгүүр тохорсон бол баруун зах нь одоогийн Нуурын бүс, Монгол Алтай байдлаар хадгалагдан үлдсэн. | 98 | Геологийн асуудлууд дугаар 18 (535) (2020) - Монгол Алтайн турбидит хурдас Гондванаас гаралтай бичил тивийн эх газрын идэвхитэй захаас угшилтай ажээ. - Мөн субдукцын ухралт, симаунтын аккрец (Түргэний) үүссэн байсан. - Нуурын бүс нь эртний Палео-Азийн далайн плитийн үлдэц, сонгодог ДПС бүхий талбай юм.

ТАЛАРХАЛ Бид редактор Сиао Венжиао болон нэрийг нь мэдэхгүй 2 шүүмжлэгчид бичвэрийг сайжруулах үнэтэй санал өгсөнд гүн талархал илэрхийлж байна. Мөн блок диаграм бэлдэхэд туслалцаа үзүүлсэн Ч.Жүгдэрнамжилд талархал илэрхийлж байна. Энэ судалгааг Хятадын Байгалийн Шинжлэх Ухааны Үндэсний Сан (№ 91755213, 41961144020), Төсөл 111 (BP0719022), Хятадын Геологийн Их Сургуулийн Геологийн процесс, эрдэс баялгийн суурь судалгааны лабораторийн Тусгай сан MSFGPMR02-3 санхүүжүүлэв.

СЭЛЭНГЭ, НОМГОН ҮЕЛЛЭГ ГАББРО ИНТРУЗИВ МАССИВЫН ГЕОЛОГИ, ГЕОХИМИ БА ГЕОХРОНОЛОГИЙН СУДАЛГАА

Д.Бат-Өлзий¹, Н.Номинцацрал¹, Б.Гэндэнжамц¹

*ГУУС-Геологи Гидрогеологийн Салбар

Хураангуй

Сэлэнгэ, Баруунбүрэн сумын нутагт тогтоогдсон Номгон массивын габброид нь Сэлэнгийн бүсийн пермийн цаг үеийн базальт бүхий формацыг зүсэж бүрдсэн хил зааг тогтоогдов. Базальтын урсгал хувиралд автагдаж хил заагийн плагиоклаз-амфиболтой хувирал үүссэн төдийгүй интрузив массивын захын фацийн бүсэд ялгагдах габбронорит, троктолитүүд нь амфиболжсон байна. Үүний улмаас захын бүс нь нь мэт нийлмэл бүтэцтэй болжээ. Плагиоклаз-амфиболтой хувирлыг түүний голлох эрдэс-плагиоклазын найрлагаар баталгаажуулав. Троктолит, оливинтой габбро, габбронорит зэрэг габброидын плагиоклаз нь битовнит-анортозитын найрлагатай бол хувирлын плагиоклаз лабрадорын найрлагатай байна. Габброидууд, амфиболжсон габброидуудын химийн найрлага ойролцоо ч базальтын хил заагийн хувирал нь магнийн бага, натрийн их агуулгаар эрс ялгарна. Тэрчлэн плагиоклаз-эвэрхуурмагтай хувирал, амфиболжсон габбро, троктолит ба оливинтой габброидууд нь ГХЭ ийн тархалтаар хоорондоо ялгарна. Номгон массивын габброидын хил заагийн плагиоклаз-амфиболтой хувирал, амфиболжсон габброид нь энэ массивын хэмжээнд амфибол хэд хэдэн шаттай үүссэнийг гэрчилнэ. Энэ массивын габброноритын цирконд хэмжигдсэн 263 сая жилийн нас нь массивыг аккрецийн дараа үүссэн байх магадлалыг харуулна.

Оршил

Номгон массив нь Сэлэнгэ аймгийн Баруунбүрэн сумын төвөөс баруун дэргэд оршино. Баруунбүрэн сум нь Орхон-Сэлэнгийн вулкан бүсийн салбар хотгорт байршдаг байна (Моссаковский, Томуртоого,1976). 1960-70-аад онуудад ноёрхож байсан геологийн шинжлэх ухааны онол баримтлалын дагуу габброид биетүүд нь түрүү палеозой түүнээс эртний насны түвшинд ялгагддаг байв. Энэ ойлголтоор Орхон Сэлэнгэ, Дархан, Эрдэнэтийн сав газарт тархсан габброид биетүүд нь кембрийн цаг үед ангилагдсан байв (Геологическая.,1972). 1980-иад оноос Монгол-Зөвлөлтийн хамтарсан геологийн экспедицийн бүрэлдэхүүнд үеллэг габброид биетийн сэдэвчилсэн судалгааны баг ажилласанаар Монгол орны баруун хэсгийн габброид биетүүдийн тархалтын зүй тогтолыг тогтоожээ. Үүгээр тогтохгүй, габброид биетүүдийн геологийн тогтоц, минералоги, геохимийн судалгааны үр дүнг “Габброидные формации Западной Монголии” /Баруун Монголын габброидын формац/ (Изох и др.,1990) бүтээлд нэгтгэсэн болно. Судлаачидын багын Сэлэнгэ аймагт тархсан габброидын судалгаа нь өмнөх үзэл бодолд өөрчлөлт авчирсан болно. Тухайлбал, Номгон массив нь Перм-Триасын вулкан чулуулгийн бүсэд орших ба сиенит зэрэг дайкуудаар зүсэгджээ. Судалгаагаар габбро биетийн вулканыг зүссэн хил зааг тогтоогоогүй ч орон зайн байршилаар нь Сэлэнгийн вулкан-интрузив бүрдэлийн түрүү фазад ялгаж Р-Т₁ насанд шилжүүлжээ (Изох 1990). Үүнтэй уялдан Заамар, Баянголын хагарал дагуухи

габброидын ихэнхи нь габброид биетүүдээс бусад нь дээрх насанд ангилагджээ. Зөвхөн Оорцог ба Дулаан зэрэг “Тамир” группын массивууд өмнө оногдсон Кембрийн насанд үлджээ (Карта геол. фор., 1989). Хожим нь Изох нарын, (1998) Sm-Nd геохронологийн судалгаагаар Номгоны габброноритод 256 ± 21 сая жил буюу хожуу Пермийн нас тогтоогдсон болно. 1990-ээд оны сүүлээр зохиогдсон Монголын геологийн картад (Монголын геол. карт, 1998) дээрх габброид биетүүдийг перм, кембри ба силурын насанд хуваагджээ. Энэ нь габброид интрузивуудыг агуулагч формацуудын насны ангилалтай холбоотой байв. Энэ судалгаанд Номгон интрузив массивын габброид базальтыг зүссэн хил зааг, хил зааг орчмын хувирал түүний минералогийн судалгааг тусгав. Мөн Номгон массивын габброидын химизм, габброноритийн цирконы насыг нийтлэв.



Зураг 1. Сэлэнгэ, Баруунбүрэн сумаас 3 км баруун тийш орших Номгон интрузив массивын Landsite спутникийн зураг.

Номгон үеллэг габбро интрузив массивын геологийн тогтоцын судалгаа

Номгон массив нь Баруунбүрэн сумын урьд хэсгээр урсах Бургалтайн голын хойд эрэгт оршино. Изох нарын (1990) судлаачид массивын төв хэсгээр зүүн хойш чигтэй шулуун хагарал тэмдэглэсэн ба энэ хагарлын хоёр талд габброидоос бүрдсэн 2 биет байх магадлалтайг тэмдэглэжээ. Энэ хагарлыг баруун хойш чигтэй шаталсан хэлбэртэй хагарал шилжүүлсэн байна. (Зураг 1).

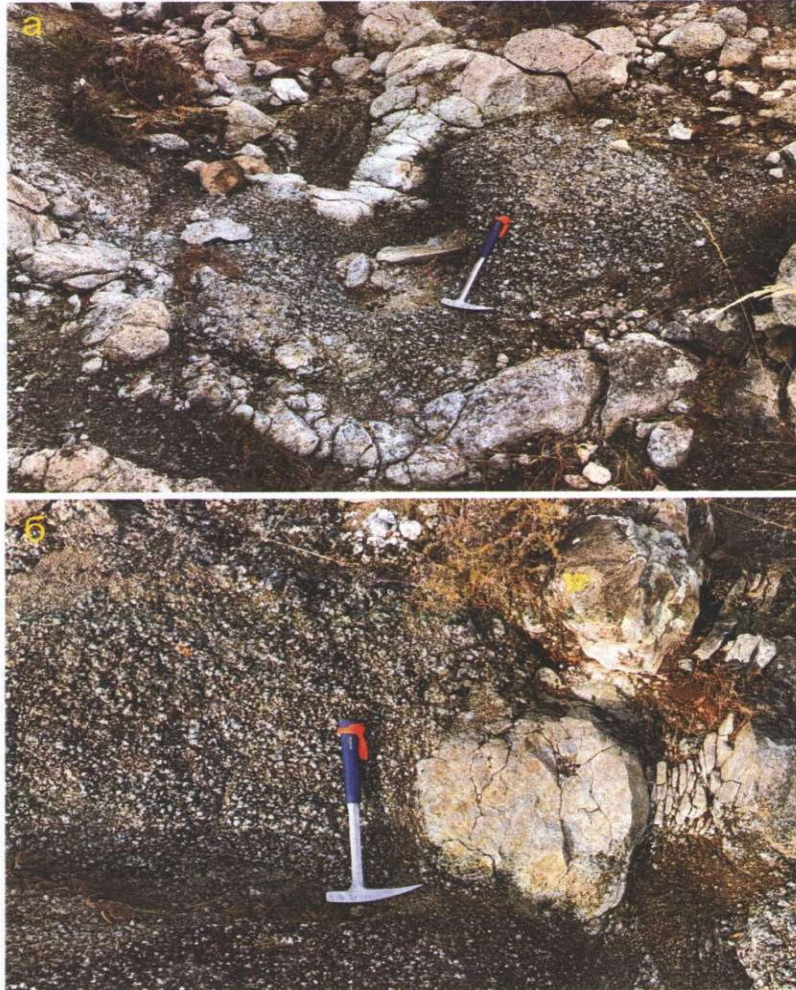
Номгон массивын хэмжээнд дунд, том талстат троктолит, анортозит, габбро, гранитжсан габбро ба захын фацийн габбронорит зэрэг төрлүүд ялгагдана (Изох и др.,1990). Массивын захын фаци нь Landsite-ийн сансрын зурагт цасны нимгэн бүрхүүл бүрэн арилаагүйн улмаас цайвар фототонтой харагдана (Зураг 1). Харин троктолит, оливинтой габброидын ассоциаци нь гипсометрийн өндөр түвшинд хүрвэрт өнгийн фототоноор ялгарна. Захын энэ бүслүүрт тогтоогдох жижиг, дунд том талстат плагиоклаз- амфиболтой бүтэц нь гранонематобласт болон урт зүүлэг талстуудын фибробласт структуртэй байна. Энэ нь плагиоклаз-амфиболтой контактын буюу хил заагийн хувиралтай /зона закалка/ төстэй харагдана.

Энэ судалгаагаар захын фацийн бүсэд нүх сүвэрхэг текстуртэй базальтын хувирлаар үүссэн плагиоклаз-амфиболтой гарш тэмдэглэгдэв.



Зураг 2. Базальтын гадаргууд үүссэн плагиоклаз-амфиболтой хувирал. Энэ нь хөрөлтийн бүсэд үүссэн амфиболтой габброг төлөөлж байв. Нүх сүвэрхэг базальт ба түүний хувирлыг улаан шугамаар зааглав.

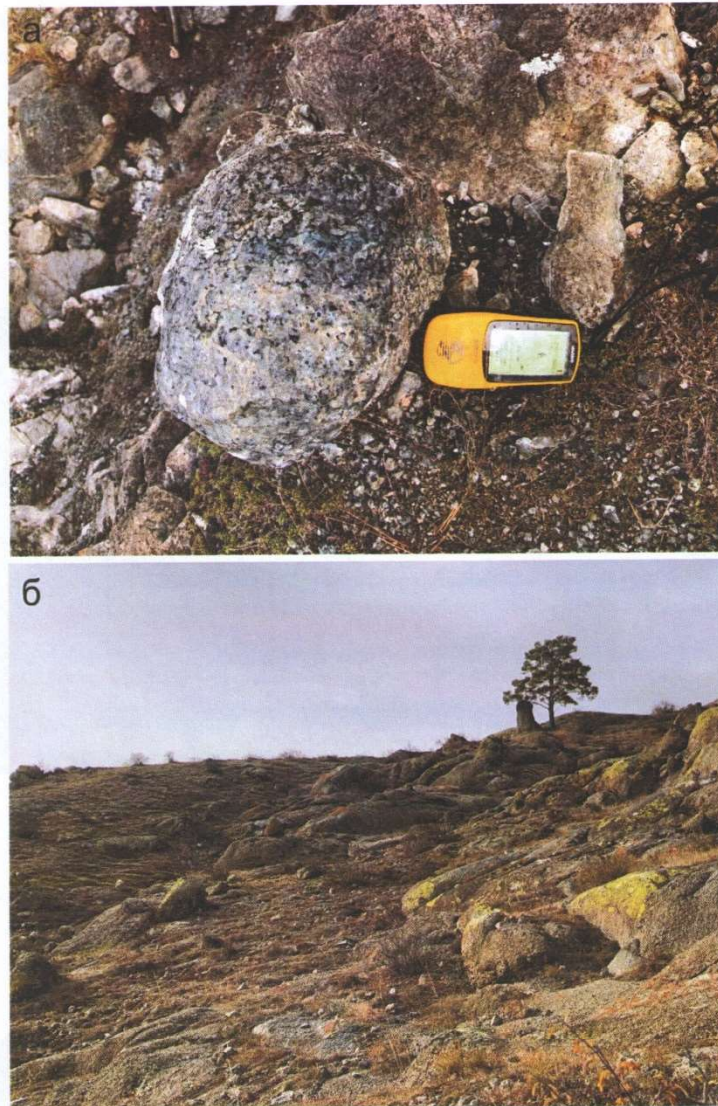
Базальт нь нүх сүвэрхэг төдийгүй түлэгдэж харласан ба түүний гадаргуу хэсэг нь плагиоклаз-амфиболын ассоциацид хувирсан нь харагдана (Зураг 2). Иймд энэ



Зураг 3. а-анортозитын апофизүүдээр зүсэгдсэн базальтын хил заагийн хувирал, б- хувирлыг нэвтэлж тогтсон сфероид хэлбэртэй анортозит

хувирал нь хил заагийн плагиоклаз-амфиболийн фациийн хувиралтай дүйх юм. Хувирал нь тогтсон хэлбэрээ дагасан таксит текстуртэй, баганалаг текстуртэйгээрээ сфероид текстуртэй габброидоос ялгагдана. Төвийн хагарлын баруун хэсэгт амфиболтой хувирал нь анортозитын нарийн апофизүүдээр зүсэгдсэн хил зааг тогтоогдоно байна (Зураг 3 а). Мөн бөмбөлөгөн текстуртэй анортозит ба троктолит нь плагиоклаз- амфиболын хувирал руу нэвтэрсэн үүний улмаас зааг орчим милонитжсон байна (Зураг.3б ба 4а). Энэ нь габброидыг үүсэхээс өмнө базальт зэрэг вулканитууд нь амфиболитод хувирсан байх магадлалтай байна.

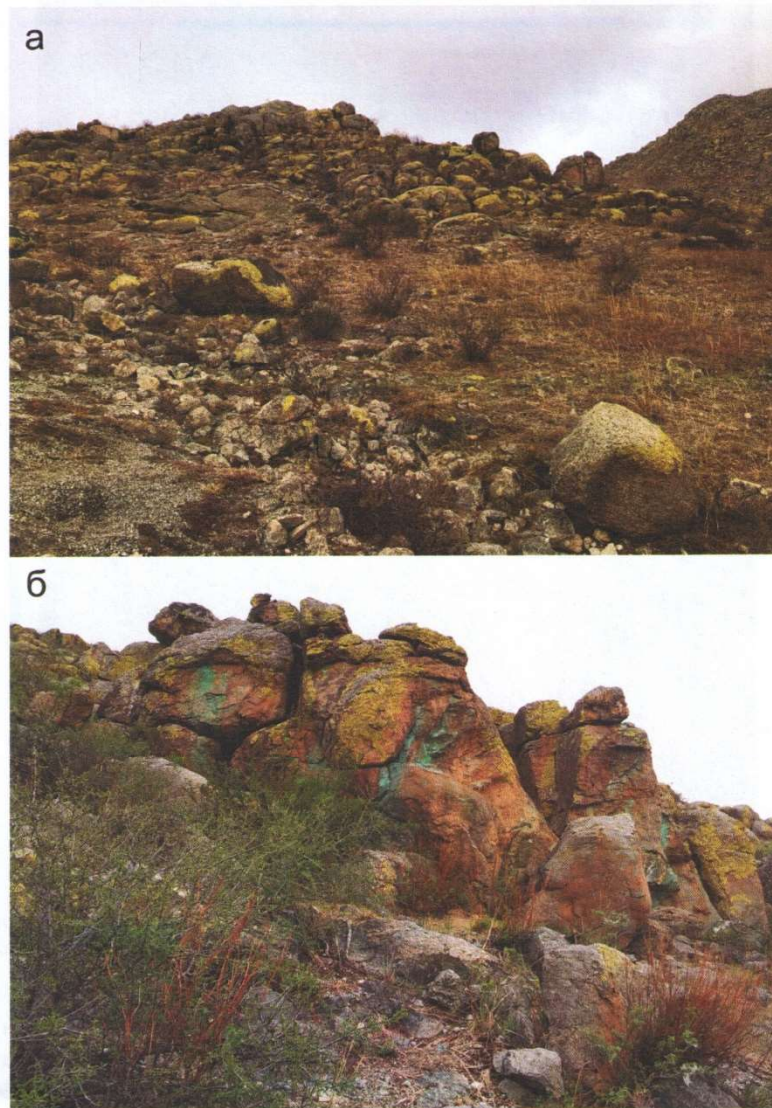
Габброидуудад, үеллэг массивын габброидод түгээмэл сфероид текстурээс гадна сунасан эллипс хэлбэрийн текстурүүд тэмдэглэгдэнэ (Зураг 4а,б). Сфероидын хэмжээнд найрлагаараа ялгарах нарийн үеүд тэмдэглэгдэнэ (Зураг 4а).



Зураг 4. а- Ат-ын хувирал руу нэвтэрсэн анортозитын сфероидууд ба катакласт-милонитжссон хувирал б-троктолитын эллипс ба сфероид хэлбэрийн текстурууд

Зураг 5а-д үеллэг тогтоц харагдах ба харавтар өнгөтэй сфероидууд амфиболтой габброноритын, түүний дор харагдах цайвар сфероидууд нь троктолитын найрлагатай байна. Хагарлаас баруун талд баганалаг хэлбэрийн захын фацийн буюу амфиболитын гаршид ан цавын малахитын өнгөртэй ба үүний улмаас Номгоны массивт зэсийн эрэл хайгуулын ажил явагдаж байжээ. Ерөнхийдөө габброидод халькопирит ба пентландитын цөөн шигтгээнүүд 0.5-2.5% орчим тогтоогдоно.

Изох нарын (1990) судлаачид шинээр зурагдаж буй хагарлын зүүн хэсгийн өндөр толгодоод оливин-амфиболтой габброгийн үе ялгасан байна. Энэ нь оливинтой габброгийн биет хожуу явагдсан амфиболын метасоматитад автагдсанаас үүссэн байх боломжтой байна. Энэ үеэд тод ногоон өнгөтэй оливини $1.0 \times 1.0 - 1.5 \times 1.5$ мм хэмжээтэй талстууд хар өнгийн зүүлэг амфиболын талстуудаар түрэгдсэн бүрхэгдсэн байна (Зураг 6).



Зураг 5. а-үелэн тогтсон сфероид тогтоцтой амфиболтой габбронорит (хар бараан өнгөтэй) ба троктолит (цайвар өнгөтэй), б-баганалаг текстуртэй амфиболитын гарш ба ан цавын малахит

Амфиболжсон энэ бүтэц нь зүүн талын захын бүсэд үргэлжлэнэ. Мөн энэ талд пентландит, халькопиритийн шигтгээтэй амфиболтой габбро тогтоогддог (Изох и др.,1990). Энэ габбро хожуу үүссэний улмаас троктолит, оливинтой габбро, габбронорит зэрэг габброидын төрлүүд түрэгдсэн байх магадлалтай юм.

Хил заагийн чулуулагт амфиболжсон габброноритоос гадна базальтын хил заагийн хувирал тогтоогдож байгаа нь хувирлын ба габброидын плагиоклазын минералогийн найрлага ба химизмыг судлах үндэслэл болж байна. Иймд эдгээр чулуулгийг бүрдүүлэгч плагиоклазын химийн найрлагийн судалгаа хийсэн болно.



Зураг 6. Хар өнгийн амфиболоор түрэгдсэн оливинтой габбро (троктолит). Оливин ногоон өнгөөрөө танигдана.

Арга, аргачлал

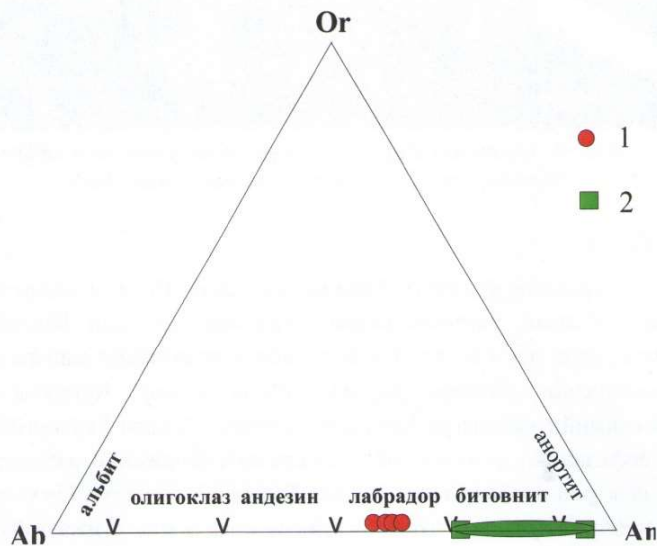
Судалгаанд хамрагдсан үеллэг габброидын бүтэцтэй Номгон интрузив массивын минералоги, геохими, геохронологийн судалгааг Хятадын Шинжлэх Ухааны Академийн Бээжин дэх Геологи Геофизикийн хүрээлэнгийн минералоги геохими ба геохронологийн лабораториудад хийсэн болно. Чулуулаг бүрдүүлэгч эрдсүүдийн химийн найрлагыг Хятадын Шинжлэх Ухааны Академийн Бээжин дэх Геологи Геофизикийн хүрээлэнгийн минералоги геохимийн лабораторид JEOL JXA8100 электрон пробоор тодорхойлов. Бэлдэцийн дундуур 15кV -ийн вольт, 12 нА бүхий электрон туяа нь нэвтрэх ба туяаны багц 5 μm хэмжээтэй ба 30 секунд тутамд хэмжилт хийх тохируулгатай болно. Габброидын геохимийн шинжилгээг уг хүрээлэнгийн XRF-1500 ба Finnigan MAT ICP-MS багажуудаар хэмжив.. Цирконы U/Pb насыг Энэ хүрээлэнгийн геохронологийн лабораторид CAMECA IMS 1280 ион пробын багажад тодорхойлсон болно.

Минералогийн судалгааны үр дүн

Судалгааны энэ хэсэгт Номгон массивын габброид ба шинээр тогтоогдож буй амфиболитыг бүрдүүлэгч плагиоклазын шинжилгээний боловсруулалтыг тусгав. Плагиоклазын шинжилгээний үр дүнг хүснэгт 1 -д үзүүлэв.

Шинжлэгдсэн плагиоклазын талстуудад магнийн ислийн агуулга илрээгүй болно. Харин хүснэгтэд ихэнхи шинжилгээнд илрээгүй эсвэл 0.01-0.02% илэрсэн марганецийн ислийн агуулгийг тусгаагүй болно.

Габбронорит (N/05, 21), троктолит (N/06,07,11), оливинтой габбро (N/12,14,15) зэрэг габброидын төрлийн чулуулгийн плагиоклазуудад цахиурын ислийн (47.0-47.6%) агуулга хэлбэлзэл багатай байна. Харин эвэрхурмагаар түрэгдсэн оливинтой габбро дахь (3,17) плагиоклазын цахиурын исэл 46.4-48,5% байна. Плагиоклазуудад кальцийн исэл (16.85-18.32%), хөнгөнцагааны исэл (33.17-34.27) утгад хэлбэлзэнэ. Натрийн исэл 1.05-1.92% байна. Базальтын хувирлаар үүссэн амфиболитын (N/02) плагиоклазад $SiO_2=55.0-53.9\%$ буюу габброидын плагиоклазын цахиурын ислээс их байна. $CaO-11.51-12.34\%$, $Al_2O_3-28.87-29.41\%$ буюу габброидын плагиоклазын утгуудаас бага байна. $Na_2O-4.29-4.69\%$, $K_2O-0.13-0.22\%$ агуулгууд нь амфиболит нь базальтын плагиоклазтай адил байна. Ab, An, Or-ын молекулуудын тооцоогоор плагиоклазууд нь лаборатор ба битовнит-анортитын найрлагатай байна (Зураг.7).



Зураг 7. Хувиралын плагиоклазуудын найрлага (1), габброидын плагиоклазууд (2)

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТНИК ХӨГЖИЛ:МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ
ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ

Хүснэгт 1. Хил заагийн хувирал ба габброид биетүүдийн плагиоклазын найрлага

	Si	Ca	Al	Fe	Ti	Na	K	Cr	Ni	Σ	An	Ab	Or
N/02	53.1	12.16	29.05	0.4	0.00	4.57	0.13	0.02	0.00	99.5	67	32	1
N/02	53.5	12.34	29.41	0.4	0.02	4.29	0.20	0.00	0.00	100.1	68	31	1
N/02	53.9	12.05	29.07	0.3	0.03	4.48	0.22	0.00	0.00	100.0	67	32	1
N/02	55.0	11.51	28.87	0.3	0.03	4.69	0.20	0.04	0.00	100.7	65	34	1
N/03	47.2	16.92	33.31	0.3	0.06	1.83	0.03	0.01	0.00	99.8	88	12	0
N/03	47.3	16.92	33.47	0.3	0.02	1.71	0.01	0.03	0.00	99.8	88	12	0
N/03	47.4	16.85	33.28	0.4	0.01	1.79	0.02	0.00	0.01	99.8	88	12	0
N/03	46.7	17.16	33.76	0.3	0.03	1.57	0.03	0.02	0.02	99.6	89	11	0
N/03	45.9	18.04	34.36	0.3	0.00	1.16	0.00	0.01	0.00	99.8	92	8	0
N/05	47.1	17.00	33.18	0.3	0.02	1.81	0.03	0.03	0.00	99.6	88	12	0
N/05	46.9	17.22	33.50	0.5	0.02	1.49	0.03	0.00	0.01	99.6	90	10	0
N/05	46.6	17.13	33.17	0.3	0.02	1.69	0.02	0.00	0.03	98.9	89	11	0
N/06	47.1	17.30	33.67	0.4	0.01	1.65	0.02	0.03	0.00	100.2	89	11	0
N/06	47.2	16.99	33.09	0.4	0.00	1.74	0.03	0.00	0.00	99.5	88	12	0
N/06	47.4	16.86	33.05	0.4	0.00	1.74	0.00	0.01	0.00	99.5	88	12	0
N/06	47.4	17.11	33.14	0.5	0.04	1.79	0.02	0.00	0.00	100.0	88	12	0
N/06	47.3	17.34	33.38	0.4	0.02	1.60	0.02	0.02	0.00	100.1	89	11	0
N/07	46.5	17.53	33.57	0.6	0.05	1.51	0.03	0.01	0.00	99.7	90	10	0
N/07	46.7	17.68	33.69	0.5	0.02	1.42	0.03	0.02	0.01	100.1	91	9	0
N/07	46.6	17.81	33.94	0.4	0.03	1.38	0.02	0.00	0.00	100.3	91	9	0
N/07	45.8	18.16	34.27	0.5	0.02	1.10	0.03	0.00	0.00	99.8	93	7	0
N/11	46.6	17.32	33.31	0.6	0.02	1.57	0.03	0.01	0.00	99.4	89	10	0
N/11	47.1	17.42	33.61	0.6	0.05	1.60	0.03	0.02	0.00	100.4	89	11	0
N/12	46.8	17.34	33.29	0.6	0.02	1.54	0.03	0.00	0.02	99.7	90	10	0
N/12	47.2	17.45	33.48	0.5	0.04	1.61	0.03	0.00	0.02	100.4	89	11	0
N/12	46.8	17.63	33.71	0.6	0.00	1.38	0.03	0.02	0.00	100.2	91	9	0
N/12	46.7	17.59	33.51	0.6	0.00	1.45	0.04	0.01	0.00	99.9	90	10	0
N/14	47.1	17.09	33.46	0.5	0.01	1.65	0.03	0.00	0.00	99.8	89	11	0
N/14	46.6	17.17	33.42	0.5	0.02	1.62	0.04	0.00	0.03	99.4	89	11	0
N/15	46.6	17.42	33.28	0.4	0.04	1.64	0.03	0.00	0.02	99.5	89	11	0
N/15	46.2	17.99	33.76	0.5	0.00	1.23	0.06	0.00	0.00	99.7	92	8	0
N/15	44.4	19.15	35.03	0.1	0.00	0.58	0.01	0.01	0.00	99.4	96	4	0
N/17	46.7	17.46	33.45	0.4	0.03	1.50	0.04	0.00	0.00	99.7	90	10	0
N/17	47.0	17.33	33.38	0.5	0.02	1.62	0.02	0.00	0.02	99.9	89	11	0

Габброидын геохими ба геохронологийн судалгаа

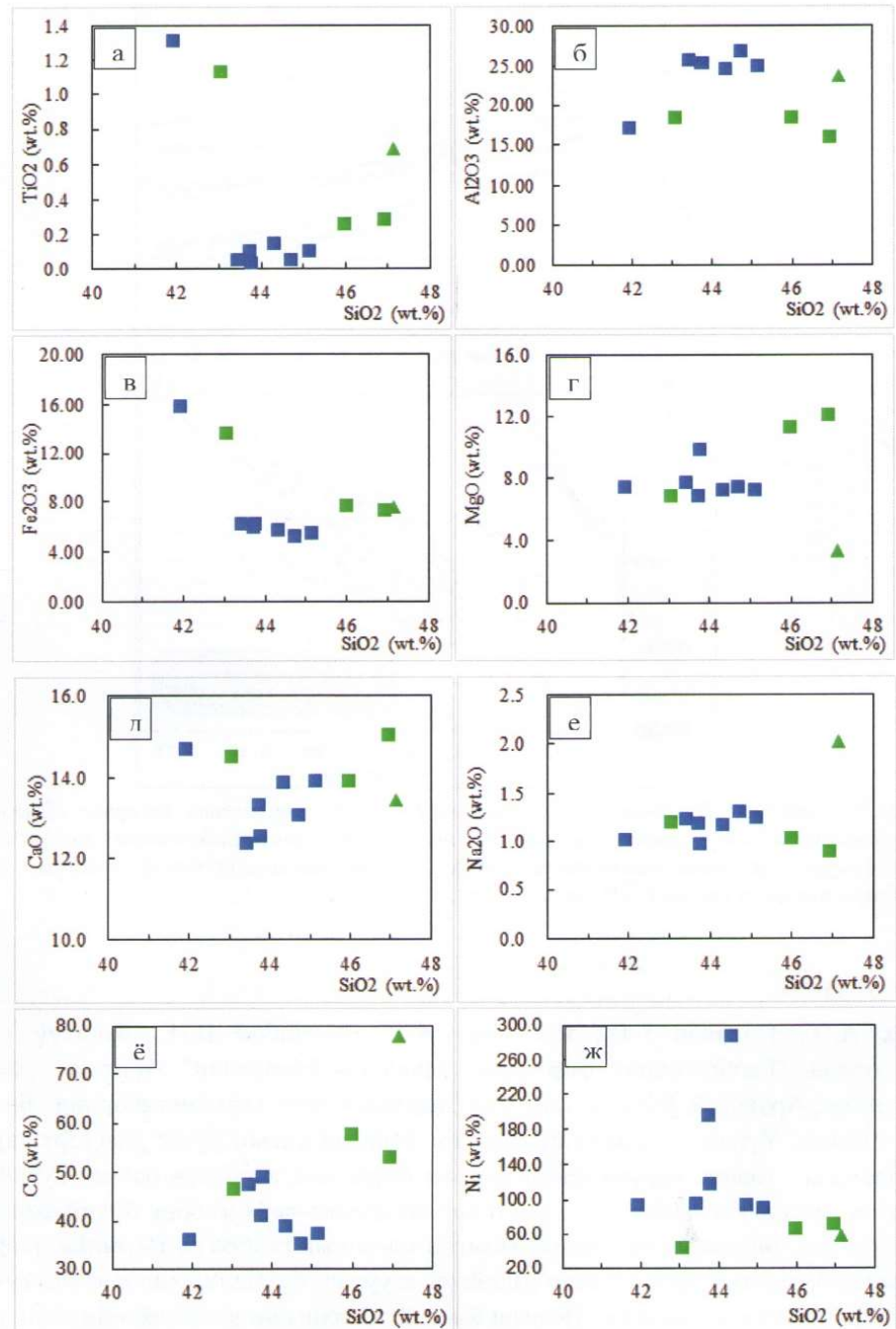
Номгон массиваас химийн шинжилгээнд хамрагдсан троктолит, оливинтой габброд цахиурын ислийн агуулга 41.95-45.17%, амфиболжсон троктолитод 43.09%, амфиболжсон габброноритод 46.01-46.97%, хил заагийн Pl-Am хувиралд 47.15% байна. Номгоны габброидуудад ильменитийн агуулга жигд бус, голдуу габброноритод 1.5-3% хүртэл агуулгана. Үүний тусгал Зураг 8а,б-д илэрчээ. Троктолит, оливинтой габброидод титаны ислийн 0.01-0.30% хүртэл өссөн утга цахиурын исэл нэмэгдсэнтэй шууд холбоотой байна. Харин хил заагийн хувиралд 68%, амфиболжсон габброидод 0.25-1.12% агуулгатай байна. Троктолит ба оливинтой габбро төрлүүдэд хөнгөнцагааны агуулга (16.83-25.25%) харьцангуй өндөр илрүүлэгдсэн нь тэдний найрлагад плагиоклазаас гадна амфиболын оролцоог харуулна (Зураг 8б). Амфиболжсон габброидод Al_2O_3 15.85-18.28%, хил заагийн Pl-Am хувиралд хамгийн өндөр 23.65% агуулга илэрчээ (Зураг.8б). Төмрийн агуулга харьцангуй өндөр, тухайлбал 15.68% хүрэх троктолит ба оливинтой габбро байх ч ихэнхи тохиолдолд FeOт 5.09-6.13%-ийн хэлбэлзэлтэй байна. Энэ утгууд нь хил заагийн Pl-Am хувиралд болон амфиболжсон габброидын төмрийн исэлтэй харьцуулахад бага байна (Зураг 8г).

Магнийн ислийн хамгийн бага утга хил заагийн Pl-Am хувиралд ($MgO=3.30%$) илэрч байгаа нь түүнийг габброидоос ангид болохыг гэрчилж байна. Троктолит ба оливинтой габброид MgO 6.76-9.74% орчим бол амфиболжсон габброидод 7.16-13.51% хүрчээ (Зураг 8г).

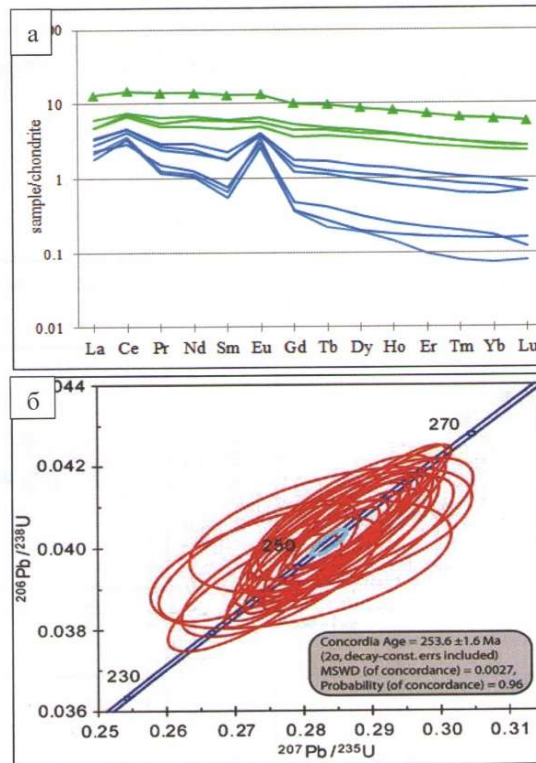
Ихэнхи габброид, хил заагийн Pl-Am хувирал болон амфиболжсон габброидын магни ба кальцийн ислийн утгууд цахиурын ислийн утга өсөхөд нэмэгдсэн байгаа нь габброидод их ба бага ямар нэг хэмжээгээр агуулагдах амфибол нь чермакит молекултай болохыг харуулна (Зураг 8г,д). Хил заагийн Pl-Am хувирал нь натрийн исэл төдийгүй ванади, кобальтын өндөр, никелийн бага утгуудтайгаараа габброидоос онцгойрон ялгарна (Зураг 8е,ё,ж).

Чулуулгийн газрын ховор шороон элементүүдийг (ГХЭ) хондритод нормчилсон тархалтын диаграмд Pl-Am хувирал нь эдгээр элементүүдээс баяжсанаараа тод сондгойрно. Харин габброидууд бараг 3 бүлэгт хуваагдаж байна. Хувирлын ГХЭ - тархалтад хөнгөн ГХЭ-үүд ба хүнд ГХЭ-үүд Gd-аас 2 тийш зөрүүтэй тархжээ. Үүнд хөнгөн ГХЭ элементүүд диаграммын 10 шугамаас дээш, хүнд ГХЭ элементүүд 10 шугамаас доош тархсан байна (Зураг.9а). Харин троктолит, оливинтой габброидуудад Ce багавтар, Eu тод нэмэх аномалууд тэмдэглэгдэнэ. Эдгээрээс троктолитуудад Eu нэмэх аномал оливинтой габброидоос илүү их байна (Зураг 9а). Харин амфиболжсон габброидуудад ГХЭ тархалтын шугамын хэлбэр метабазальтынхтай төстэй ч тархалтын шугамууд метабазальт ба габброноритын хооронд ялгарав. Эдгээрт Ce багавтар нэмэх аномал метабазальтынхаас илүү тод ажиглагдана (Зураг 9а). Габброноритын цирконд U ба Pb хэмжилтээр 253.6 ± 1.6 сая жилийн нас тогтоогдсон нь уг габброид массивыг хожуу Пермийн бүрдэл болохыг батлана (Зураг.9б).

ӨМНӨД МОНГОЛЫН АККРЕЦИЙН ОРОГЕНИЙ ТЕКТОНИК ХӨГЖИЛ: МОНГОЛ БА ХЯТАДЫН НУТАГ ДАХЬ ТӨВ АЗИЙН ОРОГЕН БҮСИЙН (ТАОБ) ХАРЬЦУУЛАЛТ



Зураг 8. Цахиурын ислийн бусад ислүүдтэй харьцуулсан диаграм дахь габброид, амфиболжсон габброид ба хил заагийн Ат-той хувиралын байршил. Цэнхэр дөрвөлжин тэмдэг-троктолит, олинтой габбро, ногоон дөрвөлжин-амфиболжсон габброид, ногоон гурвалжин плагиоклаз-амфиболтой хувирал



Зураг 9. Габброид ба Pl-Am той хувирлын ГХЭ ийн тархалтын диаграм Цэнхэр шулуун-троктолит, оливинтой габбро, ногоон шулуун-амфиболжсон габброид, ногоон гурвалжинтай тэмдэгтэй шулуун плагиоклаз-амфиболтой хувирал, б-габброноритын цирконы U/Pb -конкорд

Хэлэлцүүлэг

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярхүү (1990) эмхэтгэсэн “Габброидные формации Западной Монголии” бүтээлд Заамар, Сэлэнгээс, Архангай, Говь-Алтай, Увс, Завханы нутагт тархсан габброид биетүүд хамрагджээ. Үүнээс харахад судлаачид Монгол улсын нутаг дэвсгэрт тархсан габброидыг төвөөс баруун тийш судалж формацид ангилсан байна. Тухайлбал, Номгон массивын габбродыг троктолит-анортозит-лейкогаббро бүхий формацид хамруулжээ. Бидний судалгаагаар Номгон массивын габбро нь Пермийн, рифтийн гаралтай базальтыг зүсэж үүссэн төдийгүй агуулагч базальтад хил заагийн хувирал үүссэнийг тогтоов. Иймээс Номгон биетийг Сэлэнгийн комплексийн эхэн фазад хамааруулах эсвэл үгүй болох асуудал урган гарах магадлалтай юм. Массивын габброноритын цирконд Изох нарын (1998) Sm-Nd судалгааны үр дүнг баталсан Пермийн нас тогтоогдсон ч алдаа багатай тул бусад судлаачид иш татах боломж өндөртэй болох юм. Хэрэв үеллэг массивын бүтцэд амфиболтой габбро тогтоогддог бол ижил найрлагатай бүтцийг базальтын хил заагийн хувирал мөн эсэхийг таньж мэдэхэд хүндрэлтэй болно. Иймд энэ хүндрэлийг плагиоклазын

найрлагаар таних боломжтойг энэ судалгаагаар дэвшүүлэв. Базальтын хувирлаар үүсэх плагиоклаз-амфиболтой хувиралын плагиоклазад базальтын плагиоклазтай адил лабрадорын найрлагийн анортит молекул тооцоологдож байна. Габброид биетүүд амфиболжсон байгаа нь уг массивын хэмжээнд амфибол олон үүсэлтэй байх магадлалыг харуулна. Энэ судалгаанд габброидын петрографийн судалгааг дурьдаагүй ч троктолит ба оливинтой габброидодын интерстицэд амфибол тогтмол тэмдэглэгддэг. Үеллэг габброид биетүүд ихэнхи тохиолдолд далайн ба арлан нумын гаралтай байдаг. Энэ тохиолдолд бид Номгон габбро массив нь аккрецийн дараа үед үүссэн магадлалыг дэвшүүлж байна.

Дүгнэлт

1. Номгон үеллэг габброгийн массив нь Пермийн үеийн рифтийн базальтыг зүсч үүссэн тогтоцтой байна.
2. Агуулагч базальт нь хил заагийн хувиралд автагдсаны улмаас плагиоклаз-амфиболтой хувирал үүссэн ба үүнийг габброидын төрлөөс тэдгээрийн плагиоклазын найрлагаар ялгав. Амфиболтой хувиралд лабрадорын найрлага, габброидод битовнит-анортитын найрлагатай плагиоклазууд үүсчээ.
3. ГХЭлементийн судалгаагаар хувирал нь эдгээр элементүүдээр баяжсан утгаар ялгарах төдийгүй амфиболжсон габброидууд троктолит ба оливинтой габброгоос ялгаатай тархалт үзүүлж байна.
4. Габброгийн цирконд тогтоогдох хожуу Пермийн нас нь эдгээрийг аккрецийн дараа үүссэн магадлалыг харуулна.

Талархал

Энэ судалгааны лабораторийн ажлыг хийсэн 2015 онд хамтран ажилласан Хятадын Хятадын Шинжлэх Ухааны Академийн Бээжин дэх Геологи Геофизикийн хүрээлэнгийн секторын эрхлэгч проф. Qin Kezhang болон секторын ахлагч док. Мао Yajing нарт гүнээ талархаж байгаагаа илэрхийлж байна.

Ашигласан материал

- Геологическая карта МНР, 1972. Маринов Н.А., Зайцев Н.С. / гл-ные ред-ы./ Москва, Госгеолтехиздат.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг.Л. 1990. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск Наука, 265с.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко М.А. 1998. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского Складчатого Пояса: Геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования. Геология и Геофизика 39 (11), 1565-1577.
- Карта геологических формаций МНР, 1989. Яншин А.Л. /гл.ред./ Москва.
- Монголын геологийн карт. Төмөртоогоо.О. /автор/, Улаанбаатар.
- Моссаковский А.А., Томуртоогоо О. 1976. Верхний Палеозой Монголии (стратиграфия, структура, формации). Москва Наука, 127с.

“САЛХИТ” Au-Ag ОРДЫН ГЕОЛОГИЙН ТОГТОЦ, ХҮДРИЙН БИЕТИЙН ТӨРЛҮҮД БА ХҮДЭРЖИЛТИЙН СУДАЛГАА

Г.Батбуян¹, Д.Бат-Өлзий², Б.Бүтэмж¹, Г.Золбаатар¹, Д. Мөнхтөр¹

¹ “Эрдэнэс силвер ресурс” ХХК

² ГУУС, Геологи-гидрогеологийн салбар

АБСТРАКТ

Салхит ордод алт ба мөнгөний хүдэржилт нь пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит зэрэг сульфидын эрдсүүдтэй ассоциаци үүсгэжээ. Хүдрийн биет нь өргөрөг дагуухи хагарлын бүсэд үүссэн андезит, трахит, трахириолитын класт лав ба класт туф бүхий вулканоген тунамал формацид байршина. Риолитын экструзив брекчи нь дэлбэрэлтийн хоолойн үйл ажиллагааг илчилнэ. Алт, мөнгө ба сульфидын эрдсүүд бүхий хүдрийн биет хэд хэдэн төрлөөс бүрдэнэ. Тухайлбал, дэлбэрэлтийн хоолойн шаварлаг хувирал дахь кварц- адуляр-пириттэй зөв бус ба судал хэлбэртэй биетүүд, чулуулгийн ан цавыг дүүргэсэн судлууд болон мөнгөний олон эрдсүүдтэй цахиурлаг туф зэрэг олон төрлүүд бүрдүүлнэ. Хүдрийн биетийн цахиурлаг бүтцэд дараалан үүссэн харьцаатай крустификаци кварц, криптокварц, опал тогтоогдох нь хүдэр бүрдэлт хэд хэдэн шаттай явагдсаныг гэрчлэнэ. Эдгээрээс кварц-адуляртай төрөл мөнгөний өндөр концентрацитай ба цэнхэрдүү өнгөтэй биет ба судал шаварлаг хувиралд болон судал үүсгэнэ. Харин цөөн тооны адуляртай ассоциаци крустификаци друз бүхий кварцын биет пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит зэрэг

сульфидээр баян ба прустит болон цалин мөнгөтэй болно. Опал давамгай хөхөлбөр цахиурлаг биетэд мөнгөний мөхлөгөөс гадна акантит, ялпаит, мөнгөтэй тетраэдрит, теннантиттэй болно. Харин цахиурлаг туфэд цалин мөнгөнөөс гадна акантит, пираргирит, полибазит, прустит, ялпаит, штрмейерит болон мөнгөтэй тетраэдрит, теннантит зэрэг эрдсүүд дагалдан үүсчээ.

ОРШИЛ

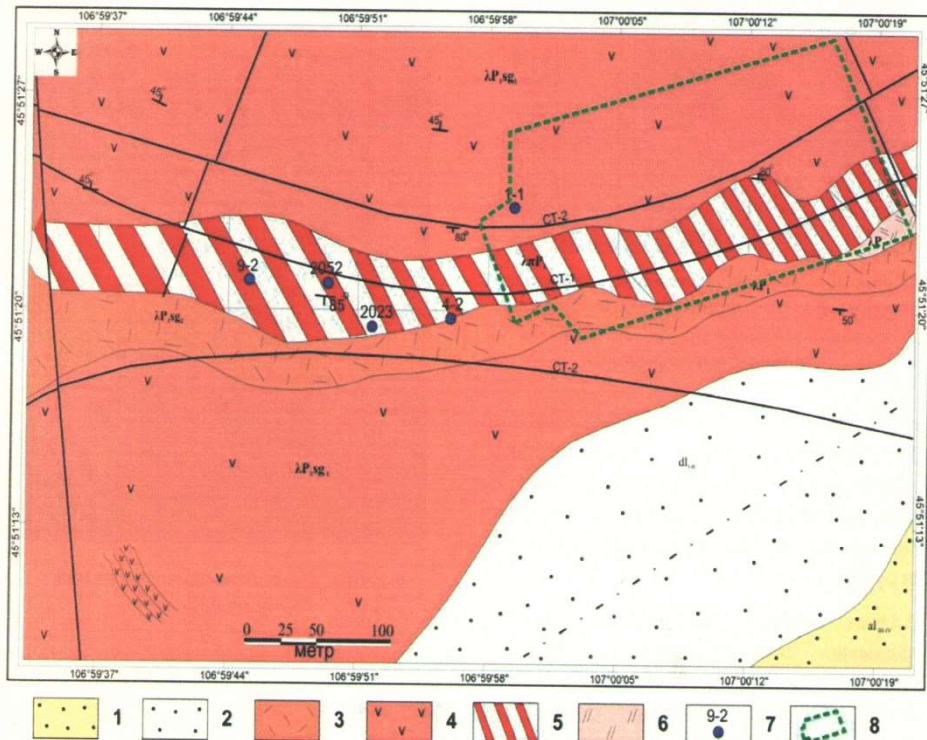
2001-2008 онуудын судалгаагаар Салхит ордод мөнгөний эрдсүүд болон хүдэр бүрдэлт төдийлөн нарийн судлагдаагүй ч уг ордын хүдрийн биет нь пермийн Сахал гол вулкан формацын чулуулагт агуулагдсан зэрэг геологийн тогтоц судлагдаж геологийн карт зохиогджээ. (Энхбаяр нар, 2016). Геологийн картад Сахал гол формацын трахиандезит, андезит, риодацит, риолитын найрлагатай лав болон субвулкан биетүүд ялгагджээ. Ялангуяа хүдрийн биет байршсан цагаан сааралаас бор шаргал өнгөтэй риолитын лавыг онцгойлон ялгаж зурсан байна. Энэ өгүүлэлд 2019-2020 онуудад хийсэн хүдрийн биетийн төрлүүд ба эдгээрт агуулагдах алт, мөнгө, сульфидын эрдсүүдийн судалгааг тусгав.

САЛХИТ Au-Ag ОРДЫН ГЕОЛОГИЙН ТОГТОЦ

Орд нь УБ-Дундговийн их замын дэргэдийн Дэлгэрцогт сумаас зүүн урагш 60 км- т Гурвансайхан сумаас хойш 30 км-т оршино. 2020 оны судалгаагаар Салхит ордод цооногийн ба уурхайн карьерын дээжид флюдиал ба порфир текстуртэй трахириолитын лаваас гадна трахириолитын кристал-литокласт лав, кристал- литокласт туф лав игнимбритын лав, трахитын лав ба автокласт текстуртэй трахит, риолитын эксплозив брекчи төдийгүй гранит ба

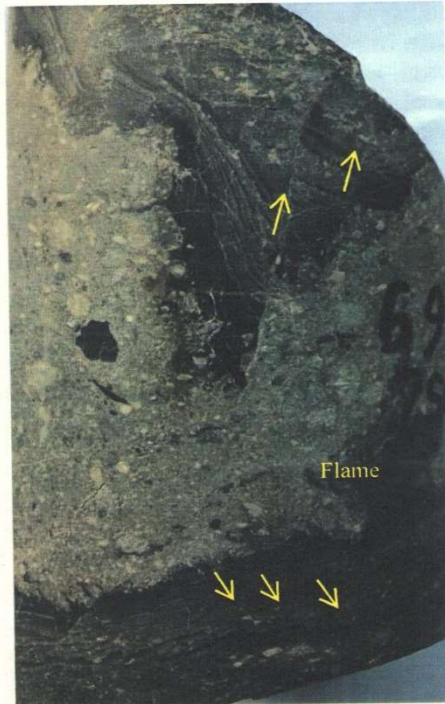
кварцтай диорит тогтоогдов. Эдгээрээс дунд талстат порфирмаягийн гранит ба дунд, жижиг талстат кварцтай диорит нь ордын хойд хил орчимд өрөмдсөн 9-1р цооногт илрэв. Ордод тогтоогдох трахириолитын экструзив брекчи нь вулканитууд хагарал бүсэд төдийгүй дэлбэрэлтийн хоолойд үүссэнийг илэрхийлнэ.

Сахал гол формац бүрдэлийн эхний шатанд туфоген тунамал хуримтлал голлосон байна. Ламинар үетэй хар ба цайвар өнгийн туфын хуримтлал порфир структуртэй дацитаар



Зураг.1. 1-2 Орчин үеийн хурдас: 1-аллювийн, 2- делювийн; 3-4 пермийн вулканоген тунамал формац: 3-риолитын лав,туф лав ба класт лав, 4-андезит, трахитын лав, класт лав ба туфууд, 5-трахириолитын кластлав ба класт туф лав, 6-хөх саарал өнгийн риолитын лав ба туф, 7-судалгаанд хамрагдсан цооногийн байршил ба тэдгээрийн дугаар, 8-Салхит ордын уурхайн байршил. Зургийн эх үүсвэр, Энхбаяр нар (2016)

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералоги металлогени



Зураг.2. Сахал гол формацын туфоген тунамал хуримтлалд трахириолитын лавын нэвтрэлтээр үүссэн "Дөл" ба детачмент структур

зүсэгдсэнээр туфоген хуримтлалд "Дөл-flame" болон "detachment" структурууд үүсчээ (Зураг.2). Энэ нь туф хуримтлалын дараагийн шатанд лавын хуримтлал давамгайл үүссэнийг харуулна.

Ордын талбайд тархсан андезит ба трахитын лавууд харавтар өнгө ч андезит нь эвэрхуурмагийн порфир ихтэй төдийгүй гранитын болон хар өнгийн хүчиллэг лавын литокластууд агуулсанаараа ялгагдана (Зураг.4).

Талбайд урсгал текстуртэй улаан шаргал болон улаавтар өнгөтэй трахириолит (Зураг.4а) болон тод цагаан өнгийн порфиртой сааралдуу



Зураг.3. а-андезитын класт лав, б-трахитын лав

өнгийн трахидацитын лавууд ялгагдана (Зураг.4б).

Автокласт болон класт структур нь туф ба туф лавын бүрдлийн явцад термодинамикийн нөхцөл тогтвортой бус өөрөөр магмын голомтод флюидын савслагын үйл ажиллагаа дахин дахин идэвхижиж байсаныг харуулна.



Зураг.4. а-флюид текстуртэй улаан өнгийн трахириолитын лав б-порфир текстуртэй саарал өнгийн дацитын лав

Ордын талбайд тогтоогдох риолитын эксплозив брекчи нь (Зураг.5) ордод дэлбэрэлтийн хоолойнууд үйлчилж байсаныг гэрчилнэ.



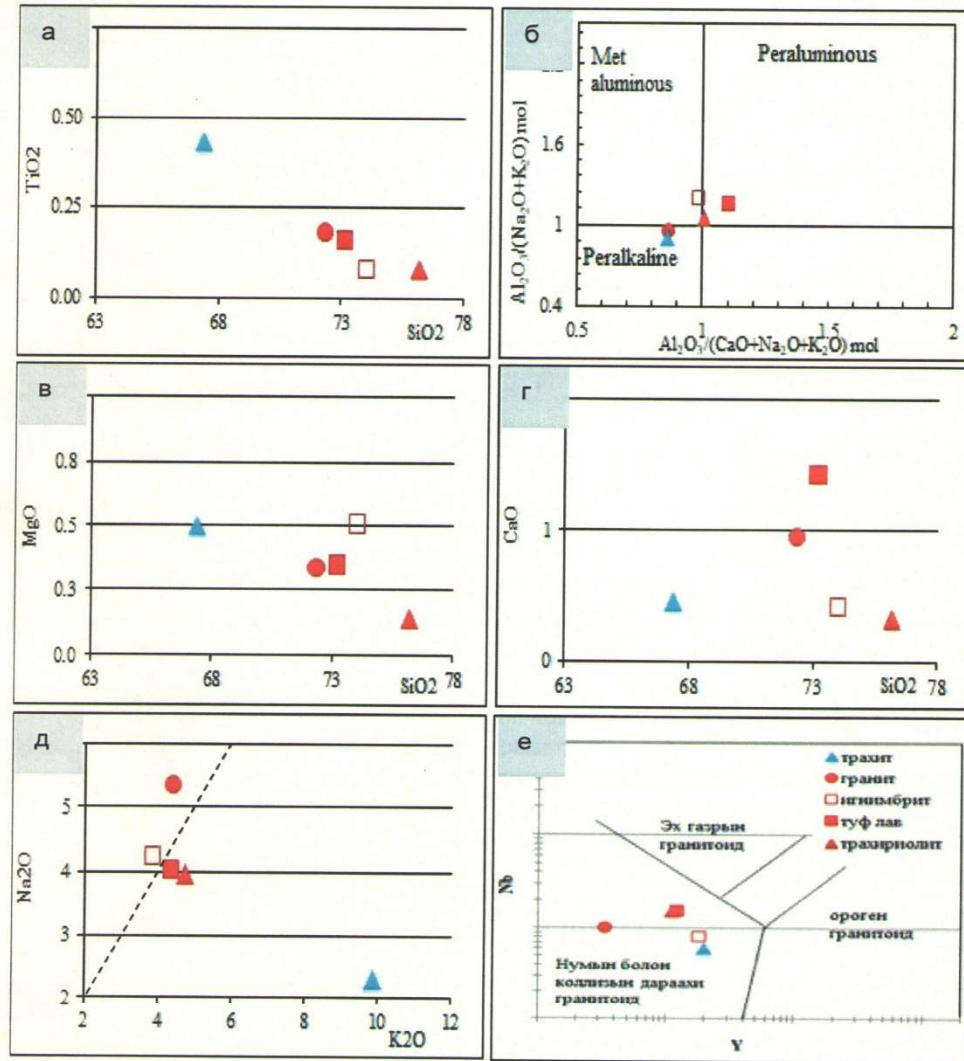
Зураг.5. Фельзит ба риолитын кластуудтай риолитын эксплозив брекчи

АГУУЛАГЧ ЧУЛУУЛГИЙН ХИМИЙН НАЙРЛАГА

Салхит алт-мөнгөний ордын хүдрийн биетийн талбайд тархсан вулкан чулуулаг шүлтлэг найрлагатай байна. Цахиурын ислийн 67.36-75.02% утгуудад шүлтийн нийлбэр 8.09-11.23% хэлбэлзэлтэй байна (Зураг.6). Өөрөөр ордод тархсан пермийн хүчиллэг лав ба туф нь трахириолитын найрлагатай байна (Зураг.6)

Исэл-ислийн ба харьцуулалтын бусад диаграммыг зураг 7 д харуулав. Титаны ислийн агуулга 0.25% оос бага байгаа ч трахитад энэ ислийн агуулга 0.43% буюу бусдаас арай илүү байна (Зураг.7а). Шинжилгээнд сонгосон дээжүүд нь шүлтжилт ба хөнгөн цагаанжилтаар

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералоги металлогени



Зураг.7. Харьцуулалтын диаграмууд. а,в,г- цахиурын исэл- TiO_2 , MgO ба CaO харьцуулсан диаграм, б-хөнгөн цагааны ислийн ханалтын диаграм, д- Na_2O - K_2O ба е- Nb - Y харьцуулалтын диаграмууд 1-трахит, 2-гранит, 3-игнимбрит, 4-трахириолитын туф лав, 5- улаан трахириолит.

- Карьерт болон түүнээс хол зайд чулуулгийн ан цавыг дүүргэсэн судлууд.
- Чулуулгийн бутралын орон зайг дүүргэсэн Au , Ag -тэй кварц-адуляр-пиритийн ассоциаци

Судлууд 4 төрөл байна. Үүнд:

- вольфрамит ба молибденитын ядуу хүдэржилттэй цагаан өнгийн кварцын судлууд

-цөөн тооны мөнгөний мөхлөгтэй пирит, халькопирит зэрэг сульфидын

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералоги металлогени

шигтгээтэй цагаан өнгийн крустификаци бүтэцтэй кварцын судлууд

-сульфид болон алт<мөнгөний хүдэржилттэй цайвар цэнхэрдүү, сааралдуу туяатай кварц-адуляр-иллит-пириттэй судлууд. Энэ судалд доломитын хялгасан судлууд давхардан үүсчээ.

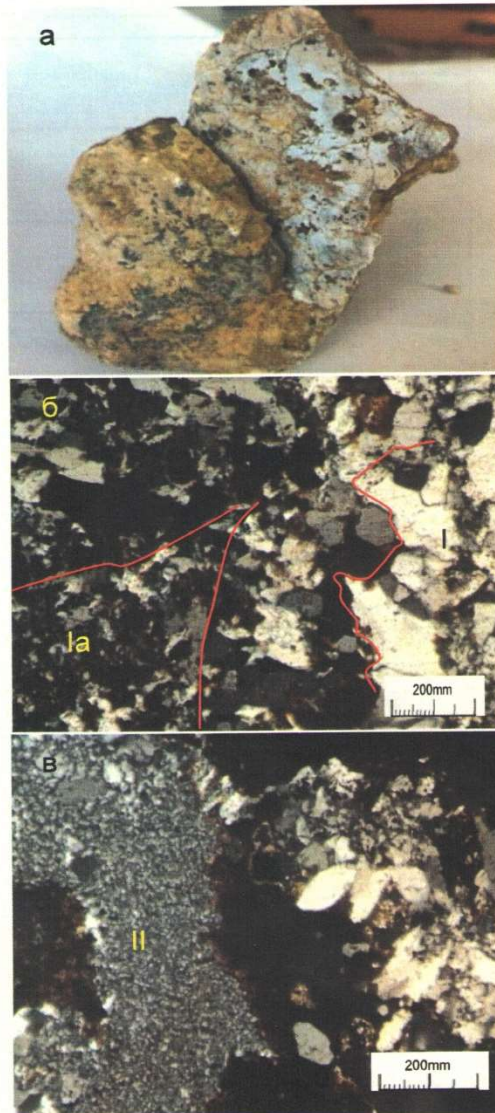
-сульфид болон алт<мөнгөний хүдэржилттэй хөхөлбөр өнгөтэй алт<мөнгөний хүдэржилттэй колломорф бүтэцтэй опал-криптокварц-иллит-карбонатын судал болно.

Шаварлаг хувирал доторхи кварц-адуляр-пирит бүхий хүдрийн биет нь зөв бус хэлбэр болон судлын тогтоцтой байна.

Энэ хүдэр нь уурхайн карьерт тогтоогдсон ба олборлолтоор 700 м орчим урт, 500 м өргөн, дунджаар 30 м гүн бүхий хэмжээстэй байна. Алт ба мөнгөтэй цахиурлаг бүтэцтэй хүдрийн биет нь карьерт шаварлаг хувирлаар бүрхэгдсэн байх ч дээжийг хагалж эсвэл хөрөөдсөн тохиолдолд голдуу кварц цэнхэрдүү өнгийн кварц илэрч харагдана (Зураг.8а)

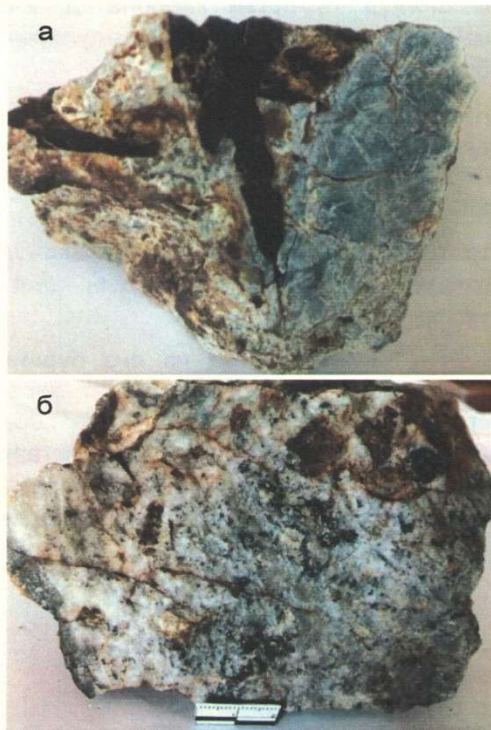
Шаварлаг хувирал иллитын найрлагатай болно. Энэ хувиралд голлон тархсан цахиурлаг бүтэц нь цэнхэрдүү туяатай кварц-адуляр-криптокварц-иллит-пиритийн ассоциаци ба зөв бус болон судал хэлбэртэй болно.

Шаварлаг хувиралд цэнхэрдүү кварцаас гадна *крустифици-кацийн друз* бүтэцтэй цөөн тооны адулярын талсттай цагаандуу өнгөтэй судлархаг биет бас тэмдэглэгдэнэ. Энэ биет пирит төдийгүй бусад сульфидээр баян байна. *Цэнхэрдүү кварцад үүссэн кварц, адуляр нь хэд хэдэн шатаар үүсчээ.*



Зураг.8. а- цэнхэрдүү өнгөтэй цахиурлаг бүтэц, б-друз кварцууд (I) тэдгээрийн хооронд үүссэн кварц-адуляр-сметитийн ассоциаци (Ia) ба төмөрлөг карбонатын нэвчилт, в- друз кварц ба кварц-адуляр-иллитийн(I) хооронд үүссэн опал-криптокварц-иллит (II). а, б-анализатортай.

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералогии металлогени



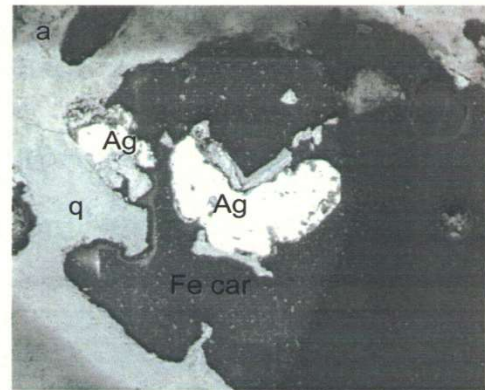
Зураг.9. а- кварц- адуляр зонхилсон цэнхэр өнгөтэй цахиурлаг бүтэц, б- холимог ассоциаци

Эхний шатанд 0.1-0.2 мм орчим урттай гипидиоморф баганалаг кварц адулярын талстуудын зурваслаг тогтоц үүсчээ. Эдгээр нь друз кварц руу нэвтэрч буталсан байна.

Дараагийн шатанд зөв бус хэлбэртэй кварц адуляр шүдэрхэг хил заагтай, жижиг хэмжээтэй гетеробластууд үүсчээ (Зураг.8б,в).

Сүүлийн шатанд криптокварц адулярын ассоциаци үүснэ. Аль ч шатанд пирит ба иллитийн хайрсууд нийтлэг болно.

Криптокварцын бүтэц илүү цэнхэр өнгөтэй харагдана (Зураг.9). Харин друз кварц ба кварц-адуляр холимог бүтэц нь Цахиурлаг бүтцэд эдгээрийн харьцаа янз бүр байна. Друз багатай

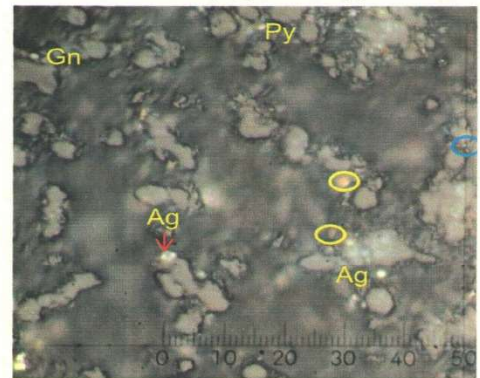


2020/10/20 D5.1 x180 500 um



2020/10/20 D5.1 x1.2k 50 um

Зураг.10. а-төмөрлөг карбонат (Fe car) дахь мөнгөний (Ag) б-криптокварц-адуляр (q+adl+ill) доторхи мөнгөний (Ag) мөхлөгүүд



Зураг.11.Криптокварц-адуляр бүхий цэнхэр өнгөтэй цахиурлаг бүтцийн дотор тогтоогдох галенит, пирит ба алт (шар тойрог) мөнгөний (Ag) мөхлөгүүд. Нэвтэрсэн гэрэлд анализаторгүй.

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералогии металогеми

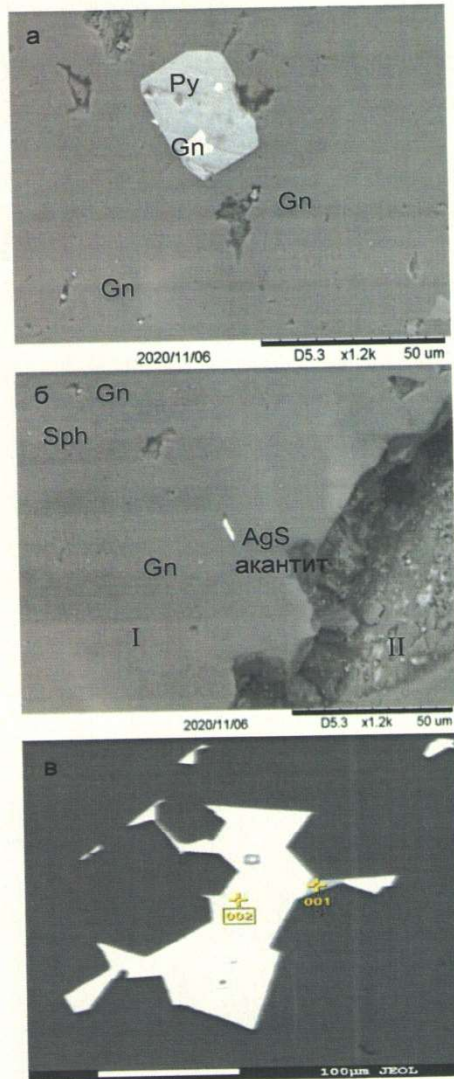
адуляртай кварц ба цайвар цэнхэрдүү өнгөөр ялгагдана. Зураг 8а үзүүлсэн бүтцийн хүдрийн эрдсийн ассоциацийг толибуулбал: 100-200 ммк мөнгөний

мөхлөгүүд төмөртэй карбонатад, 2-5 ммк мөхлөгүүд криптокварц –адулярын бүтцэд тогтоогдов (Зураг.10а,б).

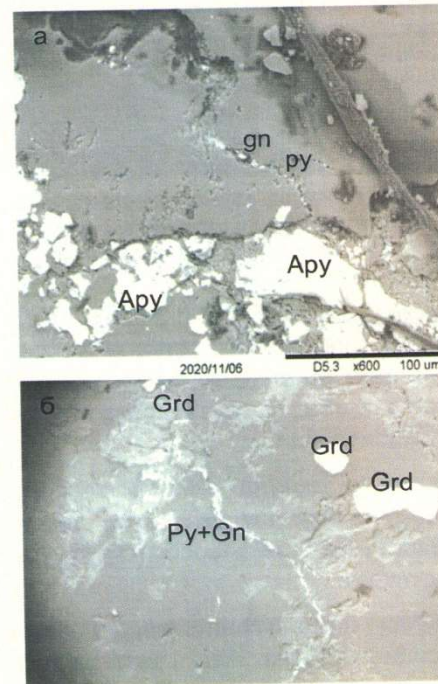
Харин тод цэнхэр өнгөтэй криптокварц-адуляр ихтэй цахиурлаг бүтцийн дотор пирит, галенитийн жижиг талсттай хамт алт ба мөнгөний мөхлөгүүд олон

тоотой үүсчээ (Зураг. 11). Мөхлөгүүд голдуу адуляр криптокварцын заагт үүссэн нь харагдана.

Харин холимог бүтэц нь янз бүрийн хэмжээтэй пирит халькопирит зэрэг сульфидээр баян байна (Зураг.9б). Электрон микроскопын судалгаагаар друз кварцад галенит, сфалерит, пиритийн идиоморф талстууд тогтоогдох



Зураг.12. а-друз кварц дахь галениттай (Gn) ассоциаци пиритийн(Py) талст, б-криптокварц -адулярын ассоциаци дотор тогтоогдох галенит ба алт мөнгөний мөхлөгүүд (II) ба друз кварцад (I) нэвтэрсэн галенит,сфалерит, акантитийн мөхлөгүүд, в-галенит (2) дахь пруститын (1) талст



Зураг.13. а- друз кварц дахь хагарч бутарсан арсенопиритийн (ару)талстууд ба бутралын ан цавд үүссэн пирит, галенитийн мөхлөгүүд, б-друз кварцад үүссэн иорданитын (Grd) талстууд ба ан цавыг дүүргэсэн пирит ба галенитын (Py+Gn) ассоциаци

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералоги металлогени

ба кварцын ан цавд маш жижиг галенит ба сфалерит үүссэн байна (Зураг.12а).

Харин адуляртай ассоциацид 1 ммк хүрэхгүй галенит сфалеритын мөхлөгтэй хамт мөнгөний бөөрөнхий мөхлөгүүд хамт үүсчээ. Эдгээр жижиг мөхлөгүүд ба акантит нь друз кварцад нэвтэрсэн байна. Акантит 6.5 x 0.1 ммк хэмжээтэй болно (Зураг.12б). Харин 100 ммк орчим хэмжээтэй галенитад

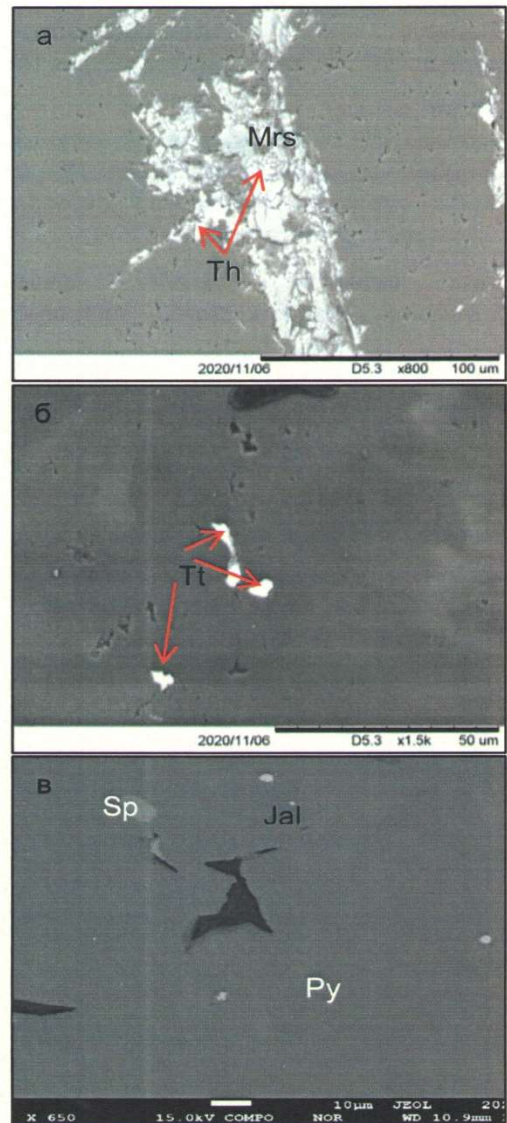
20ммк хэмжээтэй прустит тогтоогдов (Зураг.12 в). Друз кварцад пиритээс гадна аренопиритийн талстууд олноор тогтоогдох ба эдгээр нь хагарч бутарсан ба бутралын ан цавууд жижиг пирит ба галенитийн мөхлөгөөр дүүргэгджээ (Зураг 13а).

Мөн друз кварцад хар тугалга ба сульфоарсенидын нэгдэл иорданит талсжжээ (Зураг 13б).



Зураг. 14. Улаан өнгийн трахириолитын лавын бутралын ан цавыг дүүргэсэн цагаан ба хөхөлбөр судлууд. Хөхөлбөр судлыг захалсан пирит аренопиритийн эмжээр

Деформацийн улмаас иорданитын ирмэг эмтэрчээ (Зураг 13б). Уурхайн карьерт болон цооногийн дээжид крустификацийн друз кварцыг болон цэнхэр өнгийн цахиурлаг биетийг зүссэн



Зураг.15. а-марказит (Mrs) дахь теннантит (Th), б-кварцын ан цав дахь тетраэдритийн (Tt) талстууд, в-пиритийн талст доторхи сфалерит ба ялпаитын (Jal) изометрлэг талстууд

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералоги металлогени

хөхөлбөр өнгийн судлууд тохиолдоно. Хөхөлбөр өнгийн судалд опал голлох ба криптокварц, дусал хэлбэрийн карбонатууд, смектит, пиритийн талстууд ассоциаци үүсгэжээ. Судалд арсенопиритээр эмжигдсэн урт зүүлэг марказит нийтлэг байна. Эдгээр нь судлыг тойрон эмжиж үүсчээ (Зураг.14).

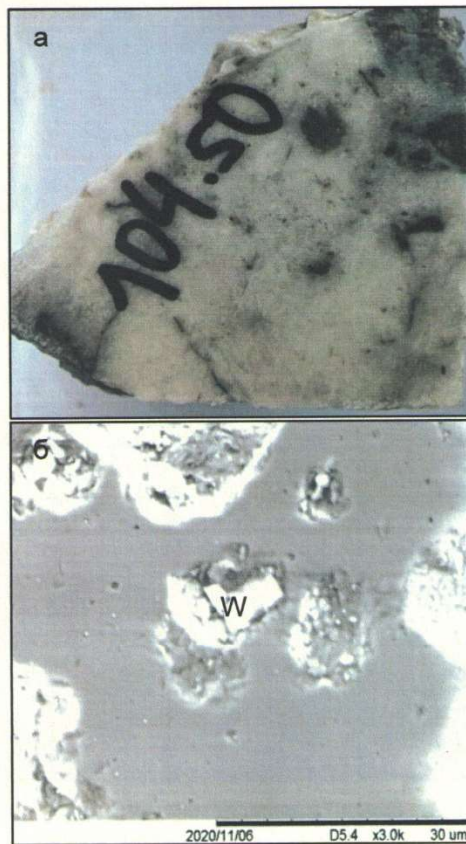
Судалгаагаар теннантит марказитад, тетраэдритийн жижиг талстууд кварцын ан цавд үүсэнийг тогтоов (Зураг.15 а,б). Харин пиритийн талст дотор сфалерит ба яллаит тогтоогдов (Зураг.15в).

Энд хэдийгээр уурхайн карьерт шаварлаг хувирал дотор тогтоогдох

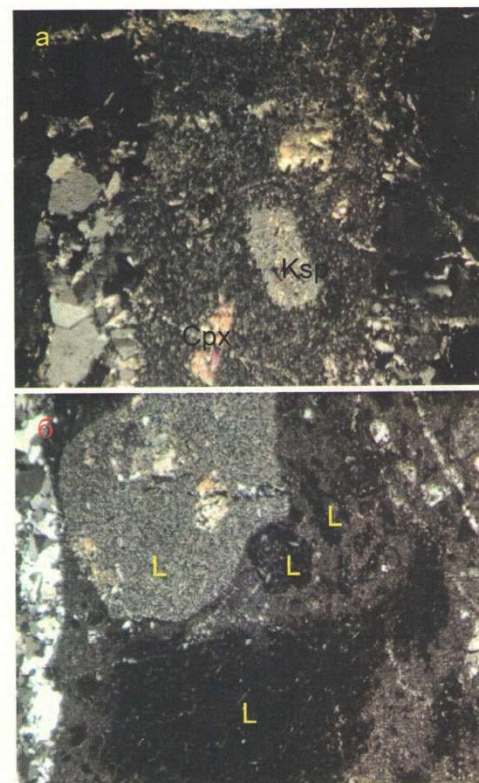
цахиурлаг бүтэцтэй зөв биш ба судал хэлбэртэй биетүүдийн хүдрийн эрдсийн судалгааг харуулсан ч карьерийн эргэн тойрны чулуулгийн ан цавыг эдгээр бүтцүүд дүүргэсэн байдаг. Дүүргэлтийн хэлбэр параллел төдийгүй бие биенээ зүссэн торлог судал хэлбэртэй болно.

Харин 2023 р цооногийн 105 м эз илэрсэн цагаан өнгийн кварцын судал нь крустификацийн друз кварцын бүтэцтэй ба ан цавд пиритийн төдийгүй цөөн тооны вольфрамит ба молибденитын талст тогтоогддог онцлогтой юм (Зураг. 16а,б).

Хүдрийн биетийн бүрдэлд багтах III төрөл нь цахиурлаг туф бөгөөд

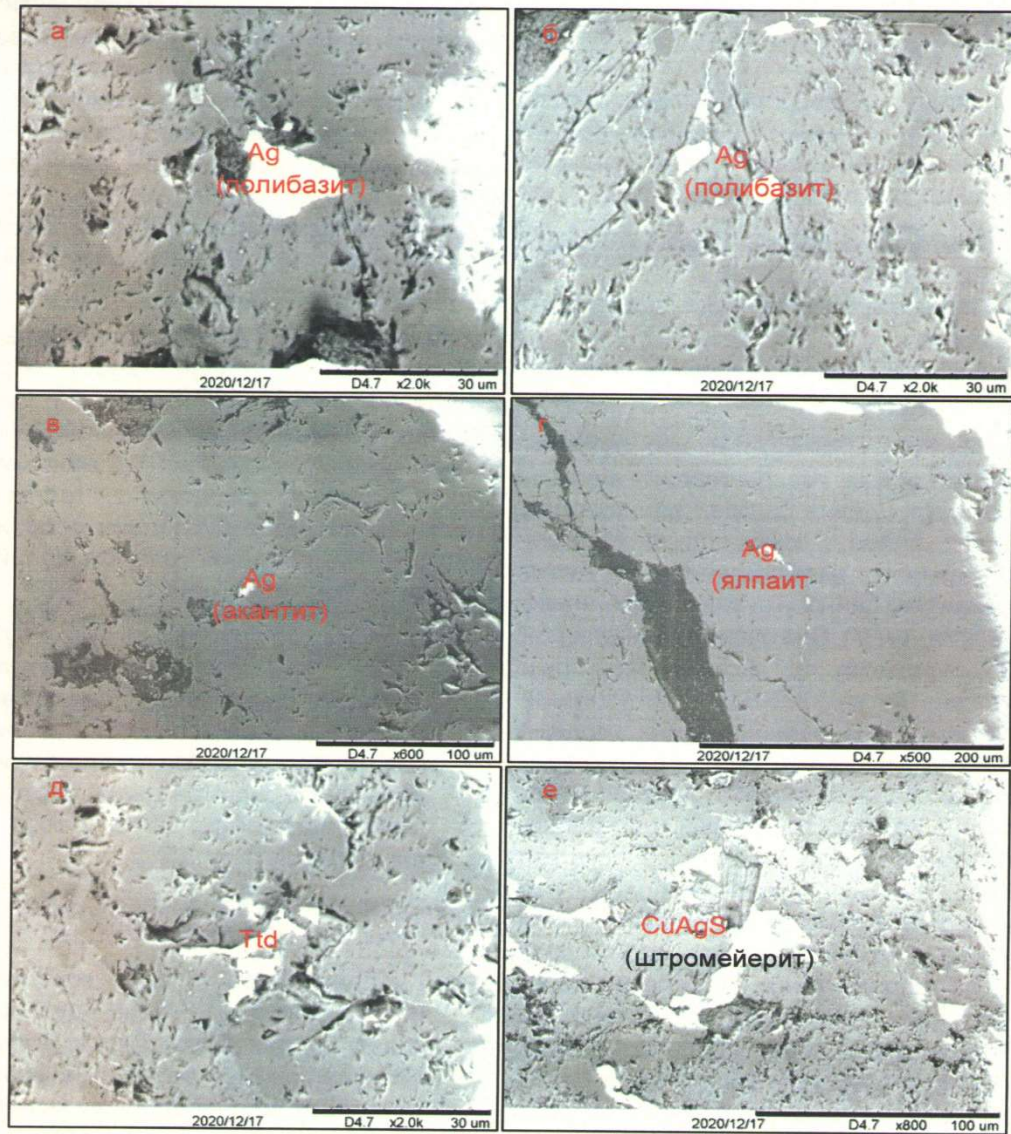


Зураг.16. а- вольфрамиттай цагаан өнгийн друз кварц, б- друзын ан цавд тогтоогдох вольфрамитын (W) талст



Зураг.17. Цахиурлаг туфын бүтэц. а-КХЖ (Ksp) ба пироксений (Crx) хэлтэрхий агуулсан, б- чулуулгийн кластууд (L) агуулсан криптокварц-опал бүхий цахиурлаг туф

Монгол орны ашигт малтмалын ордын геологи минералогии металлогени



Зураг.18. Цахиурлаг туф дэх мөнгөний эрдсүүд

кристалл ба лито класт агуулсан кварц-адуляр-пиритийн найрлагатай болно (Зураг.17а,б).

Туф нь олон тооны судлуудаар хэрчигдсэн байна. Туф нь сульфидээр ядуувтарч олон төрөл мөнгөний нэгдэлүүд агуулсан онцлогтой байна. Туфэд туфэд полибазит, акантит,

штрмейерит, мөнгөтэй, тетраэдрит ба яллаит зэрэг эрдсүүд илрүүлэгдэв. (Зураг.18а-е).

Мөн алт ба мөнгөний мөхлөгүүд олныг агуулжээ. Сульфидын эрдсүүдээс пирит, халькопирит, арсенолпирит, халькозин, сфалерит, галенитын зөв бус хэлбэртэй эрдсүүд тогтоогдоно.

ХЭЛЭЛЦҮҮЛЭГ:

Гарал үүсэл

Дэлхийд олборлогдож буй алт-мөнгөний (Au-Ag) үндсэн ордын хүдэржилт нь дараах гарал үүслийн төрлүүдтэй холбоотой байна. Үүнд:

- Хар тугалга цайрын ордод (Au-Ag)-Pb-Zn ордод
- Полиметаллын ба зэсийн порфирын ордод
- Алт-мөнгөний судлын ордын төрлүүд болно.

Эдгээрээс (Au-Ag)-тэй хар тугалга-цайрын орд нь төвийн төрлийн магмын структурт судлын ба брекчийн хоолойд үүссэн байна. Ийм ордууд Монгол-Агнуурын металлогенийн бүсэд тархалттай байна (Таусон, 1982, Санина и Зорин, 1980). Энэ бүсийн Монгол орон дахь үргэжлэл нь Дорнод Монголын Вулкан Плутон (ДМВП) металлогенийн бүс юм. Энэ бүсийн төвийн төрлийн структурт үүссэн (Au-Ag)-Pb-Zn ордын нэг нь Дорнод аймгийн Гурван булаг суманд тогтоогдсон Цавын орд болно. Мөнгөний концентраци-тай судлын биет энэ ордын аргиллизацийн буюу шаварлаг хувирлын бүсэд байрших ба галенит, сфалерит зэрэг сульфидээс гадна цалин мөнгө, полибазит зэрэг мөнгөний сульфосолиудтай тогтоогджээ (Чулуун нар, 1991; Gantumur, 2005). Монгол-Агнуурын бүсэд төвийн төрлийн структур нь шошонит-латитын серийн магматизмаас бүрдсэн тогтоцтой болно (Таусон и др., 1984). Тухайлбал Цавын ордод аргиллизацийн бүс нь латит, трахириолит ба ультра К-ийн риолит бүхий чулуулгийн бүрдэл хэсэгт үүсчээ (Бат-Өлзий, 1996).

Полиметаллын орд нь хар тугалга цайрын хүдэржилттэй тул мөнгөний концентраци ихтэй мөнгө олборлодог ордууд байдаг байна. Полиметаллын

ордуудад мөнгөн тетраэдрит, теннантит, галенит сульфидэд агуулгаджээ. Хүдрийн Алтай, Төв Казахстаны нутагт полиметаллын ордууд ашиглагддаг байна. Камыстин ордын гол хүдрийг мөнгө, кадми, висмут, ртуть, молибден ба селена агуулсан зэс, хар тугалганы эрдсүүд бүрдэлтэй байна (Жаутиков, Пономарёв, Г. Д. Ганженко, М. Тойбазаров, бусад).

Кравцова нарын (2015), Савва нарын (2019), Волков нарын (2020) олон судлаачид Чукотск-Охотскийн бүс, Камчатка, Приморье зэрэг Оросын зүүн хойд мужид тархсан алт ба мөнгөний (Au-Ag) судлын ордуудад геологи, литологи ба хүдэр бүрдэлийн дараахи нийтлэг зүй тогтолийг тогтоож эрлийн шалгавар болгожээ. Үүнд:

1. Андезит ба риолитын лав, туф болон тэдгээрийн субвулкан интрузив биетүүдэд байршсан. Зарим ордод К-иар хэт баян риолит (ультра-К риолит), игнимбирит, диорит порфирит ба трахит тархсан (Кравцова и др., 2015; Савва и др., 2019)
2. Эдгээр чулуулаг хагарал бутралд автагдсан (Кравцова и др., 2015)
3. Хүдрийн биет алт, мөнгөний хүдэржилттэй кварц-адулярын судал судланцарын бүсээс тогтох ба судал орчмын березитийн эсвэл аргиллизацийн, кварц-усан ислийн (Савва и др., 2019) зэрэг шаварлаг хувиралд байршилтай
4. Ихэнхи судлын ордуудад 2-3 төрлийн кварцын генераци ялгагдсан
5. Судлууд крустофикацийн ба зурваслаг колломорф тектуртэй
6. Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит зэрэг сульфид

тархалттай ба мөнгө, электрум, полибазит, пираргирит, мираргирит, акантит болон ялпайт зэрэг мөнгөний болон мөнгө агуулсан олон эрдсүүдтэй

7. Судлууд нам эпитеpmал гаралтай ч хувиралын хамт дэлбэрэлтийн хоолойд үүссэн тухай гарал үүслийн нийтлэг загвар (Савва и др.,2019) зэрэг болно.

Доктор Кравцова (2005) алт мөнгөний олон ордод судалгаа хийсэнээр алт-мөнгөний ордуудад

$Zn \rightarrow Pb \rightarrow Au \rightarrow Ag \rightarrow As \rightarrow Sb \rightarrow Hg$ дараалалтай хүдэр бүрдэлтийн эгнээ нийтлэг болохыг тогтоожээ. Мөн хүдэр орчмын шаварлаг хувирлын судалгаагаар хүдэр зөөгдөлтөд K, Na, Rb, Li, Cs зэрэг шүлтлэг элементүүдийн үүргийг онцлон тэмдэглэжээ (Кравцова, 2005).

Харин Приморийн бүлэг ордуудад Савва нарын (2019) судлаачид вулканоген чулуулагтай холбоотой сульфид Au+Ag тэй кварц-адуляр усан исэл ба кварц-карбонатын судлууд ялгажээ.

Хойд Хятадын Жилин мужид Ордовикийн хувирсан чулуулгийн хагарлын бүсэд байршилтай Shanten Ag орд нь кварц-кальцит-хлорит-мусковитын судал болон цахиржсан хувирал бүс бүхий хүдрийн биеттэй ба пирит-галенит сфалерит ассоциаци үүсгэсэн байна (Sun et al., 2019).

Салхитын мөнгө-алтны ордод дээр дурьдсан шинжүүд нийтлэг байна.

1. Салхитын мөнгө-алтны ордын талбайд дундлаг-хүчиллэг серийн андезит-риолитын чулуулаг уурхайн карьерт болон өрмийн цооногуудад тогтоогдоно. эдгээрийн төлөөлөлд трахит К-иар хэт баян риолит (ультра-К риолит) багтана.

2. Ордын талбайд тархсан пермийн Сахал гол формац нь рифтийн хагарлын бүсийг дагаж үүссэн буюу орд хагарлын системлд байршсаныг ордын уурхайн карьер болон цооногт илрэх хагарал бутралын бүс гэрчлэх төдийгүй олон тооны класт, брекчи лавууд экструзив брекчи нь хагарал дагасан болон дэлбэрэлтийн хоолой харуулна.

3. Уурхайн карьерт мөнгө ба алт агуулсан хүдрийн биет шаварлаг хувиралд байршсан байна.

4. Одоогоор алт, мөнгө болон сульфидын эрдэстэй бие биенээ зүссэн 4 төрлийн кварцын судал ялгагдаад байна. Тухайлбал:

- Пиритээс гадна W зэрэг цөөн тооны ховор металтай кварцын судал
- Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит зэрэг сульфидуудтэй алт мөнгөний цөөн мөхлөгтэй кварцын судал
- Галенит, сфалеритын сульфидтэй мөнгө, алттай кварц-адуляр-иллит-пиритийн судал
- Опал -криптокварц-каолинит-пирит-арсенопирит -алт мөнгөтэй судал

5. Судлуудын петрографийн судалгаагаар кварц болон кварц адулярын талстууд орон зайг дүүргэсэн крустификацийн друз (comb texture) текстуртэй бол, кварц-адулярын зарим зурвас ба опал-криптокварцын судлууд колломорф текстурт талсжээ.

6. Электрон (EDX) болон ойсон гэрлийн микроскопт алт, мөнгөний мөхлөгөөс гадна акантит, пираргирит зэрэг мөнгөний сульфид, тетраэдрит, теннантит, зэрэг мөнгө агуулсан сульфидүүд, ялпаит зэрэг

сульфосолиуд ялгагдав.

7. Салхит ордын хүдрийн биетийг бүрдүүлэгч судлуудад пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит зэрэг сульфидууд нийтлэг байна.

ДҮГНЭЛТ:

1. Ордод шаварлаг хувиралд болон чулуулгийн ан цавд друз кварц, кварц-адуляр, криптокварц, опал, иллит-пиритийн найрлагатай цахиурлаг биетүүд сульфидын болон алт мөнгөний хүдэржилттэй байна.
2. Халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит болон прустит ба иорданит зэрэг арсенидтай нэгдлүүд друз кварцыг дагалдан үүсчээ.
3. Цэнхэр өнгөтэй кварц-адуляр-иллит-пиритийн ассоциаци алт мөнгөний өндөр концентрацитай байна. Алт цалин мөнгө, акантит зэрэг нь галенит ба сфалеритын дусал хэлбэрийн талстуудтай ассоциаци үүсгэнэ.
4. Опал-криптокварц бүхий хөхөлбөр цахиурлаг бүтэц нь марказит арсенопиритээр баян ч ялпаит болон мөнгөтэй тетраэдрит ба теннантиттай байна.
5. Мөнгөний олон тооны нэгдэл бүхий цахиурлаг туф нь хүдрийн биетэд хамрагдана.

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ

- Бат-Өлзий, Д. 1996. Петрология и геохимия латитовой серии Северо-Восточной Монголии. (На примере Цавского района). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Улаанбаатар. 127 с.
- Волков, А. В., Прокофьев, В. Ю., Винокуров, С. Ф. Андреева,

О. В., Киселева, Г. Д., Галямов, А. Л., Мурашов, К. Ю. Сидорова Н. В. 2020. Эпитермальное Au-Ag месторождение ВАЛУНИСТОЕ (ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА, РОССИЯ): геологическое строение, минералогическо-геохимические особенности и условия рудообразования Геология рудных месторождений 62, 107-133.

- Кравцова, Р.Г., Макшаков, А.С., Павлова Л.А. 2015. Минералогия и состав, закономерности распределения и особенности формирования рудной минерализации золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России). Геология и геофизика 56 (10), 1739—1759.

- Кравцова, Р.Г. 2005. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео» 292с.

- Савва, Н. Е., Волков, А. В., Сидоров, А. А., Колова, Е. Е., Мурашов, К. Ю. 2019. Эпитермальное Ag-Au месторождение ПРИМОРСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): геологическое строение, минералогическо-геохимические особенности и условия рудообразования. Геология рудных месторождений 61, 52-74.

- Санина, Б.П., Зорина, Л.Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М. Наука, -1980. 196 с.

- Таусон, Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий// Геол. рудн. мест. т. 24, 3. 1982. с. 3-14.

- Таусон, Л.В., Антипин, В.С., Захаров, М.Н, Зубков, В.С. 1984. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск, Наука. 213с.

- Чулуун, О., Долгор, Я., Гончаров, А.И.,

**Аккрецийн бүсийн хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг ба яшмын интерпретаци,
гурвансайхан сери, номгон формацын бүрдэл, тэдгээрийн геодинамик орчин
(зүүн гурвансайханы жишээнд)**

Д.Бат-Өлзий^{1*}, Х.Уламбадрах², О.Оролзодмаа³

1 ШУТИС, ГУУС, Геологи, гидрогеологийн салбар

2 МУИС, ШУС, Геологи, геофизикийн тэнхим

3 Нью голд энд инфо ХХК Abstract Хүлээн авсан:

Түлхүүр үг: * Холбоо барих зохиогч: Д.Бат-Өлзий, ШУТИС, ГУУС, Геологи, гидрогеологийн салбар И-мэйл: ulzii@must.edu.mn

Аккрецийн бүсийн меланжийн бүрдэлд серпентинит, перидотит, габбро, тоналит, трондьемит, яшма болон гүн усны цахиурлаг чулуулгийн блокууд тогтоогдох боловч аккрецийн төрлөөс хамаарч эдгээр чулуулгийн гарал үүсэл өөр өөр байх төдийгүй цахиурлаг чулуулаг нь бүх тохиолдолд меланжийн бүрдэлийг илэрхийлэхгүй болно. Монгол орны террейн тектоникийн ангилалаар Гурвансайханы нуруу нь арлан нумын, Зөөлөнгийн нуруу нь аккрецийн бүсэд ялгагдсан ч эдгээр нуруудад ижил настай формацууд зураглагдсан төдийгүй, аль аль нь меланжийн бүрдэлтэй байна. Зүүн Гурвансайханы нуруунд далайн царцдасын гаралтай чулуулгууд янзын бүрийн чиглэлтэй дайк хэлбэртэй илэрсэн нь меланжийн бүрдэл нь зөвхөн аккрецилагдаж буй арал талын бүрдэл бус, өөр гарал үүсэлтэйг харуулна. Энэ нуруунуудад тархсан тунамал хурдас хуримтлалд доод палеозойгоос дээд палеозойн фауны олдворууд тогтоогддог ч чулуулгийн бүтэц, бүрдэл ижил төстэйн улмаас судлаачдын санал зөрөлдөх шалтгаан болж байв. Ялангуяа Гурвансайхан серийн хурдсыг дунд дээд девонд ангилдаг ч залуу хурдсууд мөн энэ серийн хурдастай ижил төстэй харагддаг байна. Гурвансайханы нуруун дахь нэгэн хуримтлалын 283 ± 3 с.ж. настай хэмхдэслэг цирконы насыг Гурвансайхан серийн хурдсын нас мэт эндүүрэх ойлголтыг залруулах үүднээс энэ абстрактыг бичив. 1. Гурвансайхан серийн бүтэц Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нурууны хэмжээнд дунд-хожуу Девоны вулканоген тунамал найрлагатай Гурвансайхан серийн хурдас голлон тархжээ. Суетенко (1973) спилит-занарын (S2 -D1) ба хэмхдэслэг бүтэцтэй Гурвансайхан сери(D2- 3),суурилаг, дундлаг лаав, яшма бүхий туфогентерриген хурдас(D3), түүн дээр үл

нийцлэгээр байрлах терриген хурдсууд(D3 -C1)-ыг тус тус ялгажээ. Руженцев нар(1985) аллохтон, автохтон бүтцүүдийг ялгасан ба үүнд, Автохтон буюу суурийн бүтцэд, - серпентинитийн меланж - шохойн чулууны олистростом - андезит- базальтын лаав - радиоляртай яшматай хэмхдэслэг болон андезитын лав зэргийг, аллохтонд дээрхтэй ижил найрлагатай блокуудыг ялгажээ. Руженцев нар (1985) нь Гурвансайхан серийн вулканоген-тунамал хурдсыг дунд-хожуу Девоны хуримтлалд баталгаажуулсан байна. Харин Тогтох нарын (1986) судалгаагаар Гурвансайхан серийн бүрдэлд 4 зузаалаг (толща) ялгасан ба доод суурийн зузаалагт конгломерат, гравелит, элсэн чулуу, алевролит, аргиллит, туф элсэнчулуу ба туф зэрэг хэмхдэслэг бүтэц хамрагджээ. Дунд зузаалгийг хэмхдэслэг бүтцийн дотор хүчиллэг найрлагатай лаав брекчи, туфууд болон цахиурлаг биетүүд бүрдүүлсэн бол дээд зузаалагт элсэн чулуу, алевролитаас гадна цахиурлаг алевролит, цахиурлаг чулууг 107 Геологийн асуудлууд 21 №01 (574) (2022) багцлагджээ. Дөрөвдүгээр буюу ангилагдаагүй зузаалаг нь яшмоид бүхий конгломератаас алевролит бүхий бүтэцтэй байна. 2. Номгон формацын бүтэц Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нуруудад тархалттай деформацилагдсан андезит, базальт, спилит төдийгүй хувирсан метатунамал чулуулгийн багцыг Номгон формацид (свит) ялгажээ (Суетенко, 1973; Тогтох нар, 1986). Номгон формацийн насыг Гурвансайхан серийн өмнөх үед буюу силур- девоны цаг үед хамруулжээ. 3.Хэт суурилаг суурилаг чулуулгийн ангилал Тогтох нарын, (1986) судлаачид Гурвансайхан сери ба Номгон формацад тохролын ба түрэлтийн хэлбэртэй байрших хэт суурилаг, суурилаг чулуулгийг түрүү-дунд Палеозойд хамруулжээ. Суетенко (1973), Руженцев нар (1985), Тогтох нар (1986)-ын судлаачдын аль аль нь Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нуруудад тархсан Палеозойн цаг үеийн хурдас хуримтлал ижил төстэйг тэмдэглэсэн ч террейны ангилалаар (Badarch et al., 2002) Гурвансайхан уулсын систем нь арлан нумын (35), Зөөлөнгийн нуруу аккрецийн (36) террейнийг төлөөлжээ. Гурвансайханы нурууд нь Гурвансайхан террейны урд зааг болно. Jian нар (2014) Баруун Гурвансайханд ялгасан вулканоген-тунамал меланж нь серпентинит, габбро, базальт, элсэн чулууны янз бүрийн хэмжээтэй тектоникийн блокуудыг агуулсан байх ч 2 м хүртэл өргөнтэй тоналитын дайкар зүсэгдсэнийг онцолж, химийн найрлагыг тогтоожээ. Мөн Jian нар (2014) меланжийн анортозитад 519 ± 4 с.ж., горнблендитэд $>512 \pm 4$

с.ж., Зөөлөн нурууны диоритод 520 ± 5 с.ж.; тоналитад $449-496 \pm 6$ с.ж., серпентинитэд 511 ± 5 с.ж., Нело нарын (2006) судалгаагаар метадацитад 417 ± 2 ба 421 ± 3 с.ж. бүхий насууд тогтоогджээ. Геохронологийн судалгаанд Баруун Гурвансайхан, Зөөлөнгийн нурууны меланжийн бүрдэлүүд хамрагджээ. Судалгааны дээжүүдийн байршилыг зураг 1- т тусгав. Зураг.1. Баруун Гурвансайхан ба Зөөлөнгийн нуруудын меланжийн болон хучаас бүрдлийн геохронологийн нэгтгэл. Зургийн суурийг Helo et al., 2006-аар авав. 108 Геологийн асуудлууд 21 №01 (574) (2022) Зураг. 2. Доод-дунд Палеозойд ялгагдах плагиогранит ба спилитын гаршийн чиглэл, а-баруун хойшоо чиглэлтэй плагиогранитын биет, б-баруун зүгт чиглэлтэй хүчиллэг лав БХ-3200 Б-2600 Зүүн Гурвансайханы нуруунд хэд хэдэн газарт хэт суурилаг, суурилаг чулуулгийн тохролын блок, зэрэгцээ дайкууд илэрнэ. Харин плагиогранит, риолитын лавын биетүүд андезитын лав, деформацичлагдсан тунамал хурдсыг зүссэн дайк ба силл хэлбэртэй илэрнэ (Зураг.2а,б). Энэ тогтоц нь эдгээр чулуулгийг түрүү-дунд Палеозойд ангилахад хүргэжээ. Гурвансайханы нуруунд тархсан хэт суурилаг, суурилаг чулуулаг нь кембрийн цаг үеийн далайн арлан нумыг төлөөлөх ч (Jian et al, 2014) девоны голдуу фауны үлдэгдэлтэй Гурвансайхан серийн хурдас хуримтлал нь эдгээрийн хооронд үүссэн арал дундын эсвэл өврийн хотгорын (inner or forearc basin) хуримтлалд дүйх юм. Энэ хотгорын хэмхдэслэг хурдасхуримтлал дотор хүчиллэг лав, яшма болон бусад цахиурлаг чулууны үе линзүүд тэмдэглэх ба эдгээр нь Гурвансайхан серийн бүрдэлд хамрагдана. Мөн энэ серийн дотор далайн арлын үлдэгдлүүд цухуйц байдлаар хадгалагдсан байх боломжтой ба энэ нь аккрецийн комплексийг төлөөлөхгүй болно. Зүүн Гурван сайханы дайк, силл хэлбэртэй суриллаг, хүчиллэг чулуулаг нь 2 янзаар хадгалагдаж үлдсэн байх боломжтой бөгөөд үүнийг цаашид нарийвчлан судлах шаардлагатай юм. Үүнд, 1. Дайк силл хэлбэртэй интрузив биетийн тогтоцууд нь аккреци-субдукцийн процессын “Low basal friction model” –д хамрагдах процесст үүсдэг байна. Энэ процесст литосферийн мантид “underplating” тэй холбоотой магмын голомт үүсэх тул мантийн гаралтай чулуулгууд олон зүгт чиглэсэн дайк, силл мэт биетүүдийн хэлбэрийг олдог байна. Эдгээр нь далайн арлын чулуулагтай ойролцоо настай байх боломжтой ч, аккрецийн цаг үеийн бүрдэлд хамрагддаг болно. Энэ нь аккрецийн меланжид ижил найрлага бүтэцтэй ч өөр өөр гаралтай хэт

суурилаг, суурилаг төдийгүй тоналит, трондьемитүүд байж болохыг харуулж байна. Эдгээр нь гагцхүү геологийн анализаар ялгагдах боломжтой байна. Харин Номгон формацийн вулкан чулуулаг underplating –тэй холбоотой үүссэн байх боломжтой болно. 2. Спилит-диабазын (сүүлийн үед микрогаббро гэж үзэх болсон) дайкууд нь офиолит бүрдлийн зэрэгцээ (sheeted) дайкын фрагмент бөгөөд аккрецын үеийн эсвэл түүнээс хожуу явагдсан дараалсан тохролын улмаас үндсэн зүсэлтийн зарим хэсэг хавчуулагдан үлдсэний ул мөрийг бас илэрхийлдэг. Yang нар (2018)-ын судлаачид Гурвансайханы нурууны 283 ± 3 с.ж. хэмхдэслэг цирконтой хурдасба 292.9 ± 1.3 с.ж. настай гранитыг аккрецын бүрдэлд хамруулсан ч эдгээр нь хожуу пермийн эх газрын бүрдэлд дүйж байна. 109 Геологийн асуудлууд 21 №01 (574) (2022) 4. Дүгнэлт - Гурвансайхан сери нь өврийн хотгорт хуримтлагдсан хэмхдэслэг флиш хурдас бөгөөд хурдас дахь лав, цахиурлаг чулуулгийн үе, линз нь нэг цаг үеийн хуримтлал болно. - Зөөлөнгийн нуруу нь Гурвансайханы нуруунаас зүүн гарын шилжилээр тасарсан тогтоцтой байна. Иймд эдгээр нь 2 өөр террейныг бус хамтдаа өврийн хотгорын аккрецийн бүрдлийг төлөөлж байна.

Ишлэл

Руженцев, С.В., Бадарч, Г., Вознесенская, Т.А., 1985. Тектоника Заалтайской зоны Монголии (Хребты Гурвансайхан и Дзолон). Геотектоника 19, 276-284.

Суетенко, О.Д., 1973. Строениегерцинскогоэвгеосинклинальн огопрогиба в Юго-Восточной Монголии. Геотектоника3, 102-115. Тогтох, Д., Гүрцоо, Д., ба бусад, 1986. Отчёт о результатах групповой геологической съемки М 1: 200 000, проведенной Гурвансайханской партией N 11 в 1982- 1984 гг.

Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. Journal of Asian Earth Sciences 21, 87-110.

Jian, P., Kröner, A., Jahn, B.-M., Windley, B.F., Shi, Y., Zhang, W., Zhang, F., Miao, L., Tomurhuu, D., Liu, D., 2014. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the central Asian Orogenic Belt. Earth Science Reviews 133, 62–93.