

5. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

В приведенной выше классификации вулканогенных обломочных пород к вулканокластическим отнесены

- – эффузивно-обломочные (кластолавовые, лавокластитовые, гиалокластитовые),
- эксплозивно-обломочные (пирокластические) (агглютинаты, игнимбриты, туфы и ксенотуфы) и
- осадочно-вулканокластические (туффиты).

5.1. Эффузивно-обломочные породы

- Породы этой группы имеют лавовую природу, но рассматриваются среди вулканокластических в связи с тем, что при описании их как лав было бы утеряно генетическое значение, входящего в них обломочного материала.
- Количество обломочного материала в лавовых потоках колеблется в широких пределах: от 1/10 части потока для жидких лав до 1/4 или 1/3 для лав средней вязкости и до 1/2 для лав повышенной вязкости.
- **Кластолавовые** породы представляют собой горные породы, состоящие из обломков лавы, сцементированные лавой иной текстуры, структуры, цвета или химического состава. Считается, что цементирующая лава может быть первичной (ювенильной) или вторичной, образовавшейся в результате вторичного разогрева и последующего расплавления мелкообломочного вулканического материала. Петрографический состав кластолав самый различный – от риолитового до ультраосновного.

- Согласно наблюдениям Е.Ф.Малеева (1980), впервые предложившего этот термин, выделяют девять генетических типов кластолав, объединенных в пять групп по приуроченности к вулканическим формам – кластолавы кратеров, потоков, куполов, некков, трубок взрыва. Пожалуй наибольшим распространением пользуются кластолавы потоков, образование которых происходит в поверхностных и близповерхностных условиях. Насыщение лавы обломками возможно при захвате шлаков постройки вулкана или лавовой пробки в его канале.
- Подобное образование предполагается для кластолавовых пород вулкана Арагац, описанных в литературе как **туфолавы**. Это породы дацитового состава, содержащие до 30 % обломков пористых лав. Обломки имеют бурый цвет, вследствие окисления, оплавлены, сплющены и ориентированы по направлению потока. Такая порода могла образоваться при движении лавы, переполненной обломками, разогретыми до пластичного состояния.
- Иной способ образования туфолав предполагается В.Т. Фроловым (1964), который объясняет природу этих пород проявлением процессов вспенивания лавы и разобращения ее на мелкие обломки. Это происходит вблизи поверхности в результате бурного выделения газов, растворенных в лаве под большим давлением.

Лавокластитовые породы

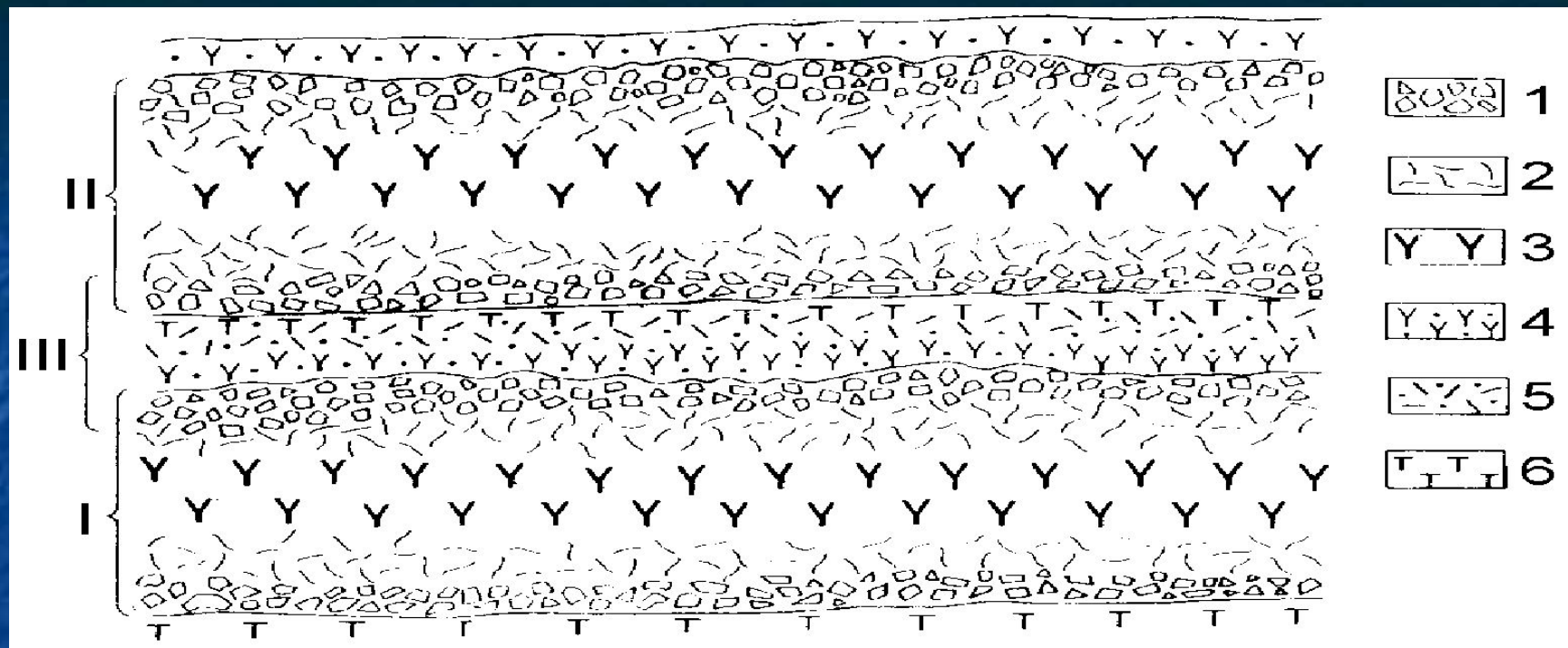
- *Лавокластитовые* породы образуются при наземных, подводных и подледных излияниях лав, слагают нижние и верхние части потоков и имеют различный петрографический состав (лавокластиты базальтов, андезитов, дацитов, риолитов и др.) Лавовые потоки, изливаясь на влажную поверхность или мощный покров снега, могут полностью превращаться в лавокластит. Форма и размеры обломочного материала различны, но чаще преобладающими являются обломки 0,8-0,2 м. Жидкие базальтовые лавовые потоки Толбачинского дола дают глыбовый материал размером 0,1-0,2 м, но отдельные потоки здесь же дают глыбы до 1-1,5 м. Базальтовые и андезибазальтовые лавовые потоки Ключевского вулкана дают глыбовый материал 0,2-1,5 м, в то время как глыбовый материал андезидацитового состава Карымского вулкана имеет в поперечнике 3-6 м.

На примере вулканов Камчатки и Курильских островов показано, что в большинстве случаев лавокластиты сложены обломками угловатой формы с рваными краями и шероховатой поверхностью, хотя базальтовые лавы Толбачинского дола часто образуют сложные бесформенные глыбы, шарообразные и веретенообразные глыбы и плитчатые обломки толщиной 5-25 см до 2,0 м в поперечнике.

В ходе наблюдения за формированием и строением базальтовых лавовых потоков БТТИ отмечалось, что образование лавокластитов начиналось с появления на поверхности потока фрагментарной корки, которая уже в 200-250 м от бокки превращалась в сплошной движущийся слой с мелкоглыбовой поверхностью (типа aa) или покрытые плоскими всторошенными глыбами.

Такие плоскоглыбовые поверхности лавовых потоков отмечались при излиянии наиболее жидких лав Южного прорыва, когда застывшая корка 5-25 см взламывалась под напором новых порций с образованием пластин площадью 1-1,5 м². Отдельные же пластины имели толщину 1,5-2 м и площадь 2-10 м². Мелкоглыбовый материал представлял собой угловатые комки пористой лавы с рваной поверхностью.

Вязкость лавы у истоков варьировала в пределах 103-104 η, температура равнялась 1050-1070 °С. В лавовых потоках Северного прорыва, вязкость которых изменялась от 105-109 η при температуре 940-1000 °С, в соответствии с увеличением вязкости возрастали размеры глыб достигая иногда 1,5 м в поперечнике.



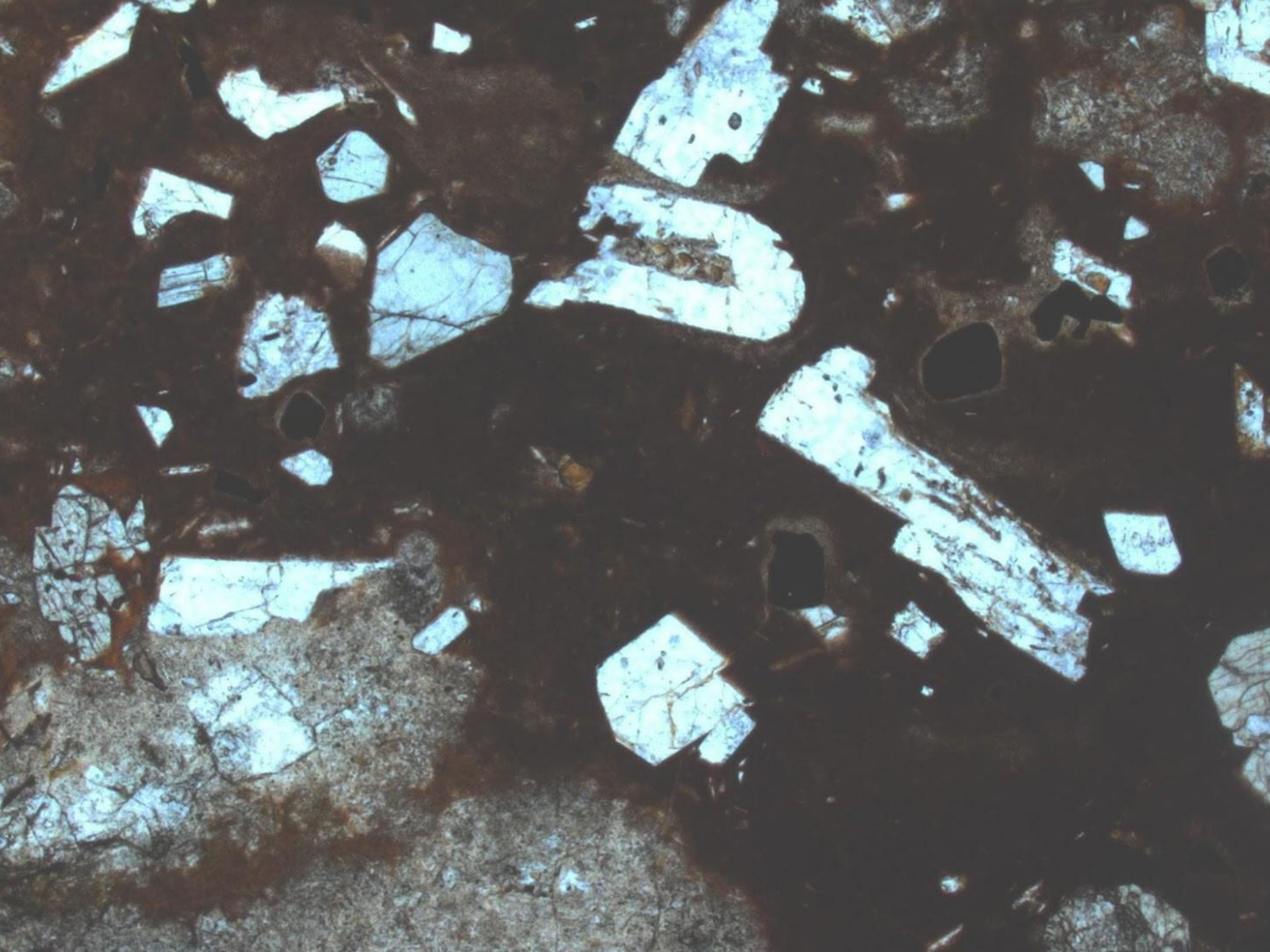
Модель лавокластитовых образований Ключевского вулкана (Малеев, 1980).

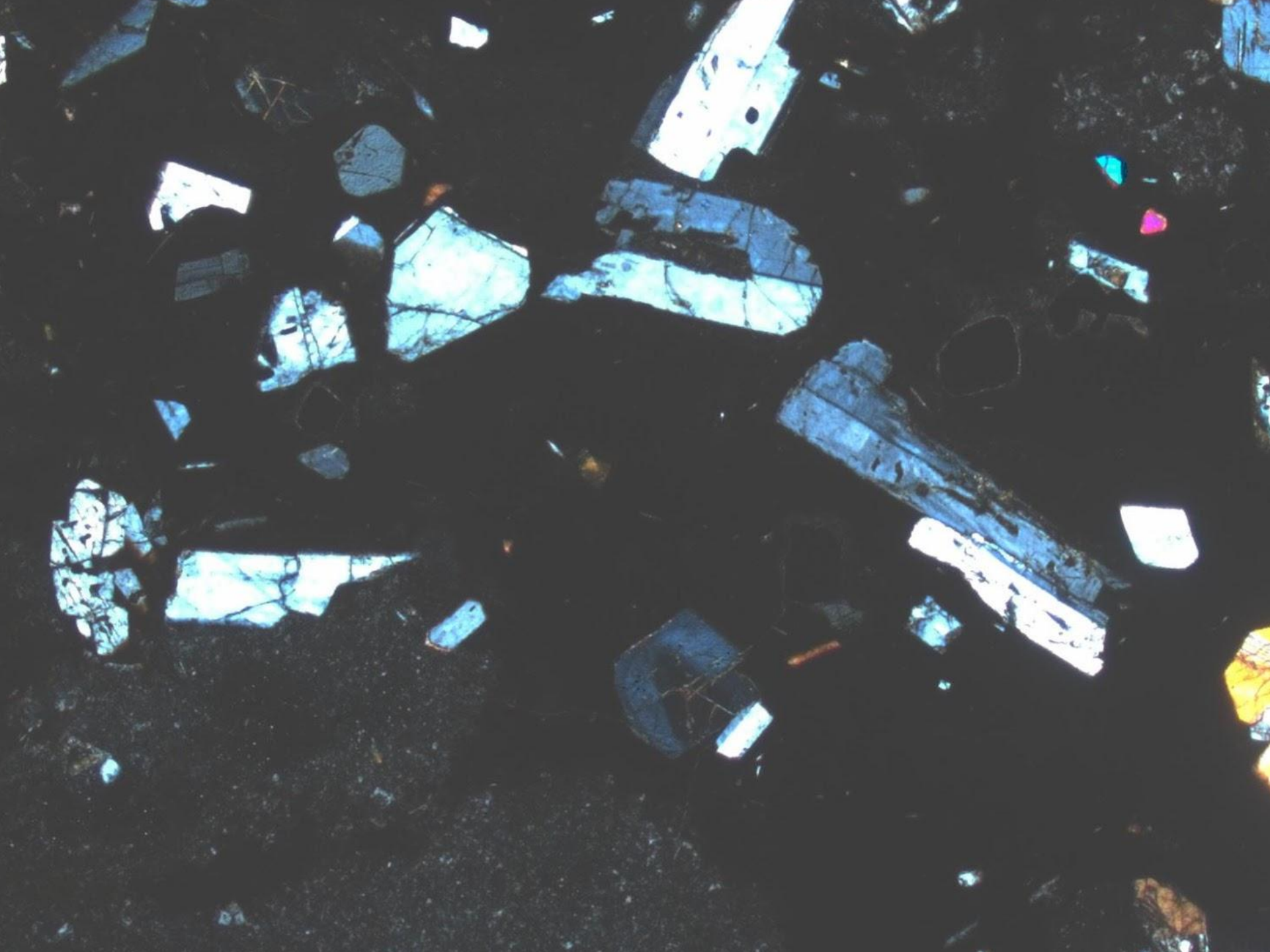
I-II – нижний и верхний лавовые потоки; III – горизонт преобладающего лавокластитового материала.

1 – лавокластит; 2 – трещиноватый базальт и лавобрекчия 3 – литоидный базальт; 4 – тефра, родственная лавам; 5 – тефра соседнего вулкана, не родственная лавовым потокам; 6 – коллювиально-пролювиальные отложения.

- Диагностическими признаками лавокластитов являются:
 - 1) моновулканитовость обломков;
 - 2) грубообломочность;
 - 3) свидетельства первичной пластичности (конформность части обломков, пластичное округление углов, сферичность сегментов лавовых подушек или шаров, изгибы и др.);
 - 4) свидетельства горячего состояния (обжиг вмещающего осадка, аргилизация глин и т.д.);
 - 5) неполная разъединенность некоторых фрагментов лав, исключая заметный перенос;
 - 6) отсутствие сортировки, слоистости и механического окатывания;
 - 7) парагенезис с лавами и гиалокластитами обычно того же состава.

- Лавокластиты обычно сложены обломками слабопористой лавы и не обнаруживают признаков сортировки. Этим особенностям строения, а также наличие постепенного перехода лавокластитов через трещиноватую зону к массивным лавам потоков, позволяют отличать лавокластический и пирокластический материал. Промежутки между обломками лавокластитов могут быть заполнены более мелким материалом дробления поверхности глыб, а также тефрой этого же или соседних вулканов. В водоемах промежутки между глыбами лавы часто заполняются нормально-осадочным терригенным или хемогенным материалом (песчаным, глинистым, известковым, кремниевым).





- **Гиалокластитовые** породы представлены скоплением витрокластического материала, образовавшегося при дроблении лав основного, реже среднего состава в ходе подводных и подледных излияний. Морфологические особенности обломочного материала зависят от основности лав.
- Гиалокластиты базальтового состава обычно состоят из обломков вулканического стекла, имеющих форму черепков, глобул, гранул, покрывающих поверхность подушечных лавовых потоков или заполняющих промежутки между сферическими обособлениями лавы. В гиалокластитах андезитового состава крупные обломки имеют угловато-округлую, реже эллипсоидальную или шаровую форму, а мелкообломочный материал – угловатый и остроугольный.
- Довольно часто на поверхности подводных лавовых потоков происходит совместное накопление лавокластитовых и гиалокластитовых пород.

Для гиалокластитов характерно:

- 1) моновитрокластический состав обломков;
- 2) преимущественно черепковая и угловато-округлая форма гиалокластов;
- 3) отсутствие слоистости и признаков транспортировки;
- 4) темная окраска, заметная палагонизация и глинизация;
- 5) наличие реликтовой "теневой" шаровой и черепковой формы обломков даже при полной глинизации гиалокластов.

Стекло гиалокластитов обычно сидеромелановое, прозрачное в шлифе, быстро гидратирующееся и превращающееся с поверхности или полностью в желтый аморфный минерал – палагонит, который в свою очередь, также довольно легко замещается чешуйками смектита или хлорита, а также цеолитами.

5.2. Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы

К пирокластическим принято относить рыхлые и литифицированные породы, сложенные ювенильным и резургентным обломочным материалом пеплопадов, пепловых потоков, направленных взрывов, в т.ч. и фреатических. Кроме того Е.Ф.Малеев (1980) предлагает относить к пирокластическим также отложения грязевых потоков (лахаров), в которых обычно смазывающей жидкости значительно меньше, чем обломочного материала.

Ниже приведена краткая петрографическая характеристика основных разновидностей литифицированных пирокластических пород, среди которых выделяют:

- 1. Литифицированные без цемента (спекшиеся, сваренные) – агглютинаты, спекшиеся туфы, игнимбриты.
- 2. Уплотненные и сцементированные гидрохимически – туфы.

5.2.1. Породы литифицированные без цемента

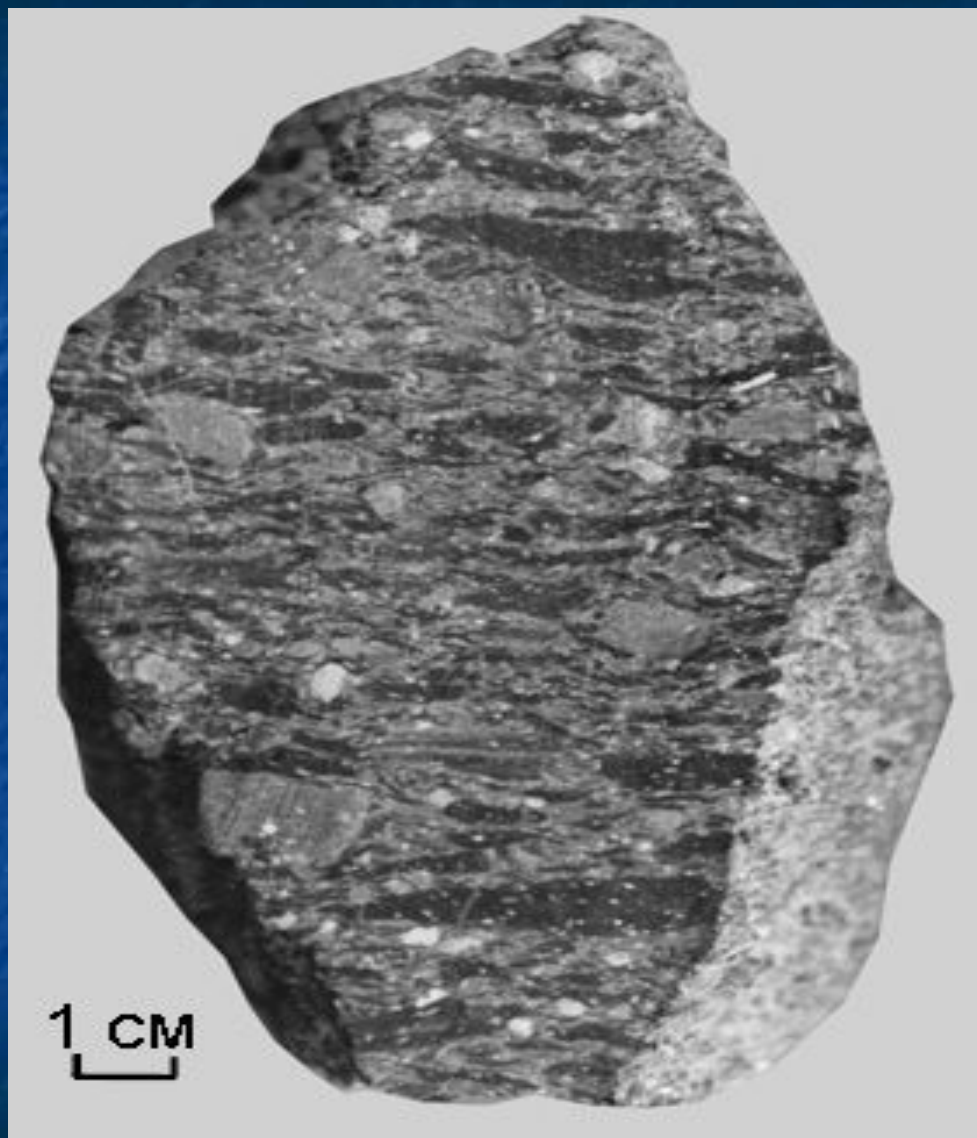
(спекшиеся, сваренные)

- **Агглютинаты** образуются в ходе извержений гавайского и стромболианского типов при выбросе раскаленного базальтового пластичного или полупластичного ювенильного грубообломочного материала, который отлагается в прикратерной части вулкана и спекается в сплошную массу. Спекание происходит вследствие высокой температуры фрагментов базальтовой лавы, которые при соприкосновении приобретают единую соединительную пленку. Под микроскопом эта пленка практически не заметна и обломки постепенно переходят друг в друга. Резкие контакты наблюдаются только при разных структурах и текстурах обломков, что отмечается довольно редко.

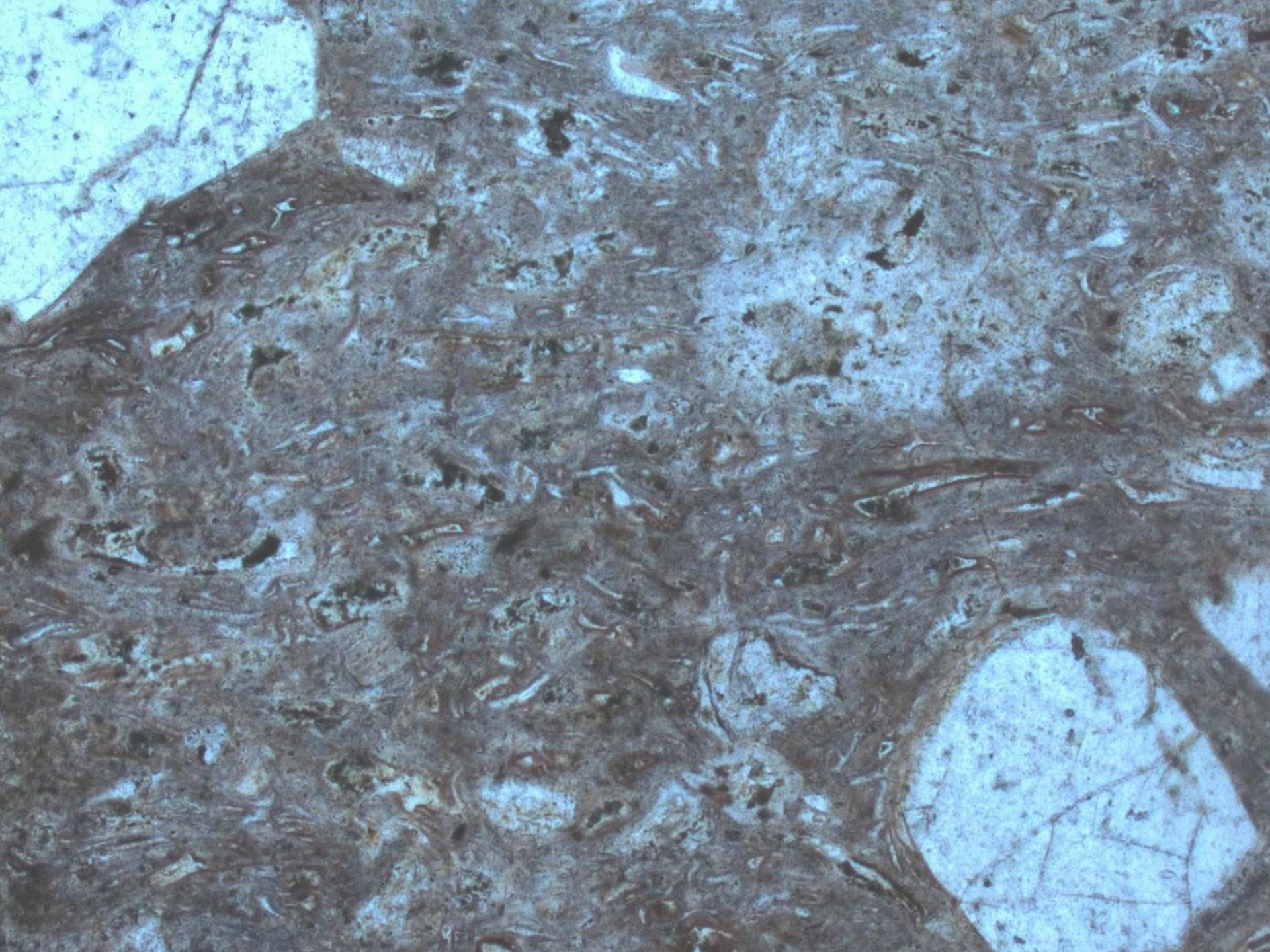
- Обломки, входящие в состав агглютината, могут быть фигурными (обычно лепешкообразными) и бесформенными с различной степенью пористости, вплоть до шлаковых. Так в течении всего извержения Южного прорыва БТТИ вулкан выбрасывал крупную полужидкую пирокластику, которая скапливалась в большом количестве около жерла виде полужидких расплескивающихся бомб, спекающихся в агглютинат.
- Реже встречаются агглютинаты сложенные вулканическими бомбами шаровой или эллипсоидальной формы. Размер обломков обычно более 10 см и до нескольких метров. В частности, на вулкане Сопка Зими́на (Камчатка) описаны аггломераты сложенные глыбами 0,5-3 м в диаметре и отдельными "лепешками" диаметром до 10 м при толщине 0,8 м. Мелкообломочный материал для агглютинатов не характерен, так как, успевая охладиться в воздухе, он теряет способность спекания.

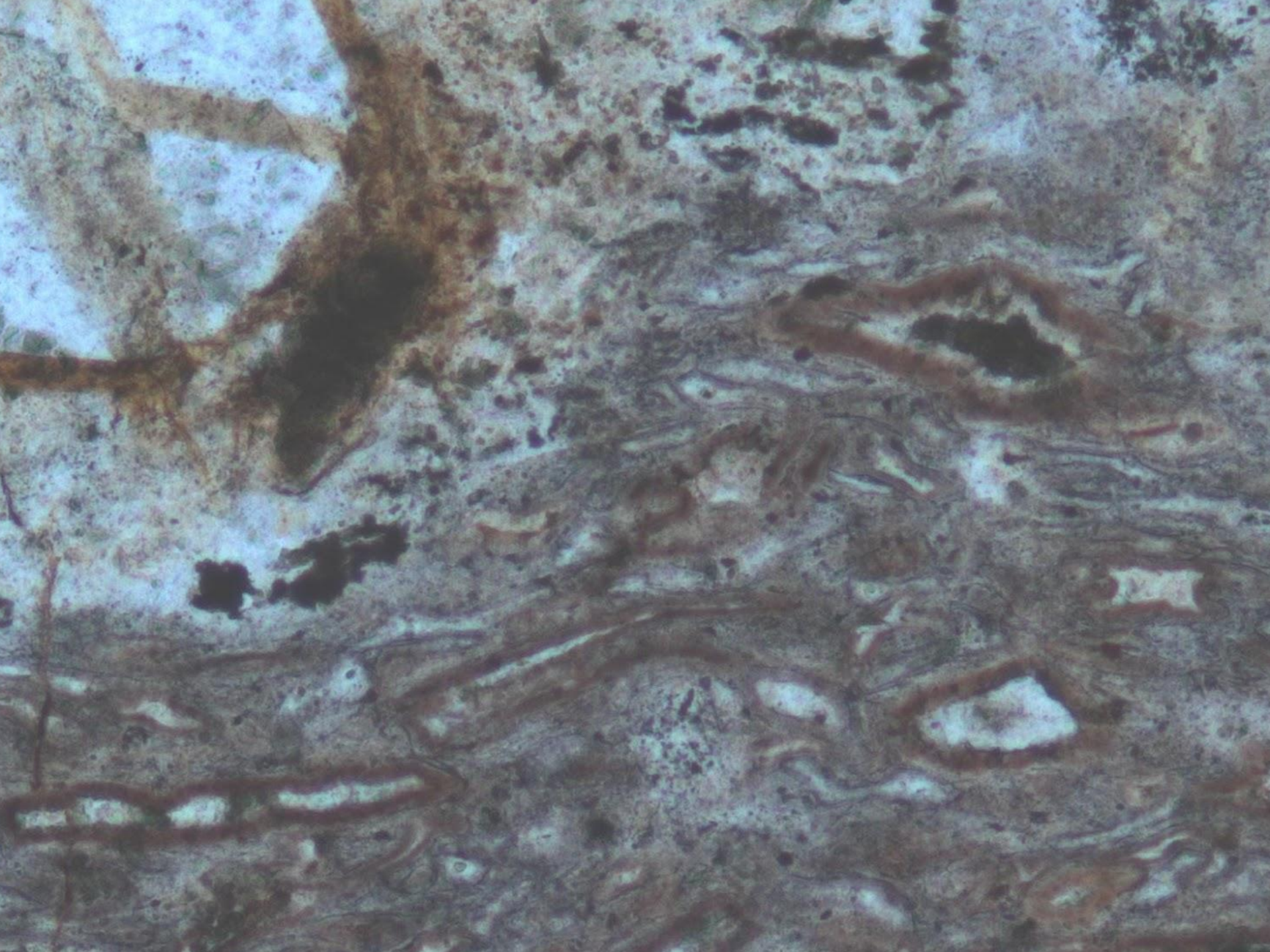
- Исходя из формы исходного ювенильного материала, среди агглютинатов выделяют четыре разновидности:
- 1) агглютинат, сложенный лавыми глыбами деформированными во время падения. Эта разновидность с глыбами лепешкообразной формы является наиболее распространенной;
- 2) глыбовый агглютинат, представленный не деформированными глыбами плотной и слабопенистой лавы;
- 3) шлаковый агглютинат, состоящий из глыб шлака не подвергнутых деформации;
- 4) бомбовый агглютинат, состоящий из фигурных бомб. Эта разновидность встречается редко.

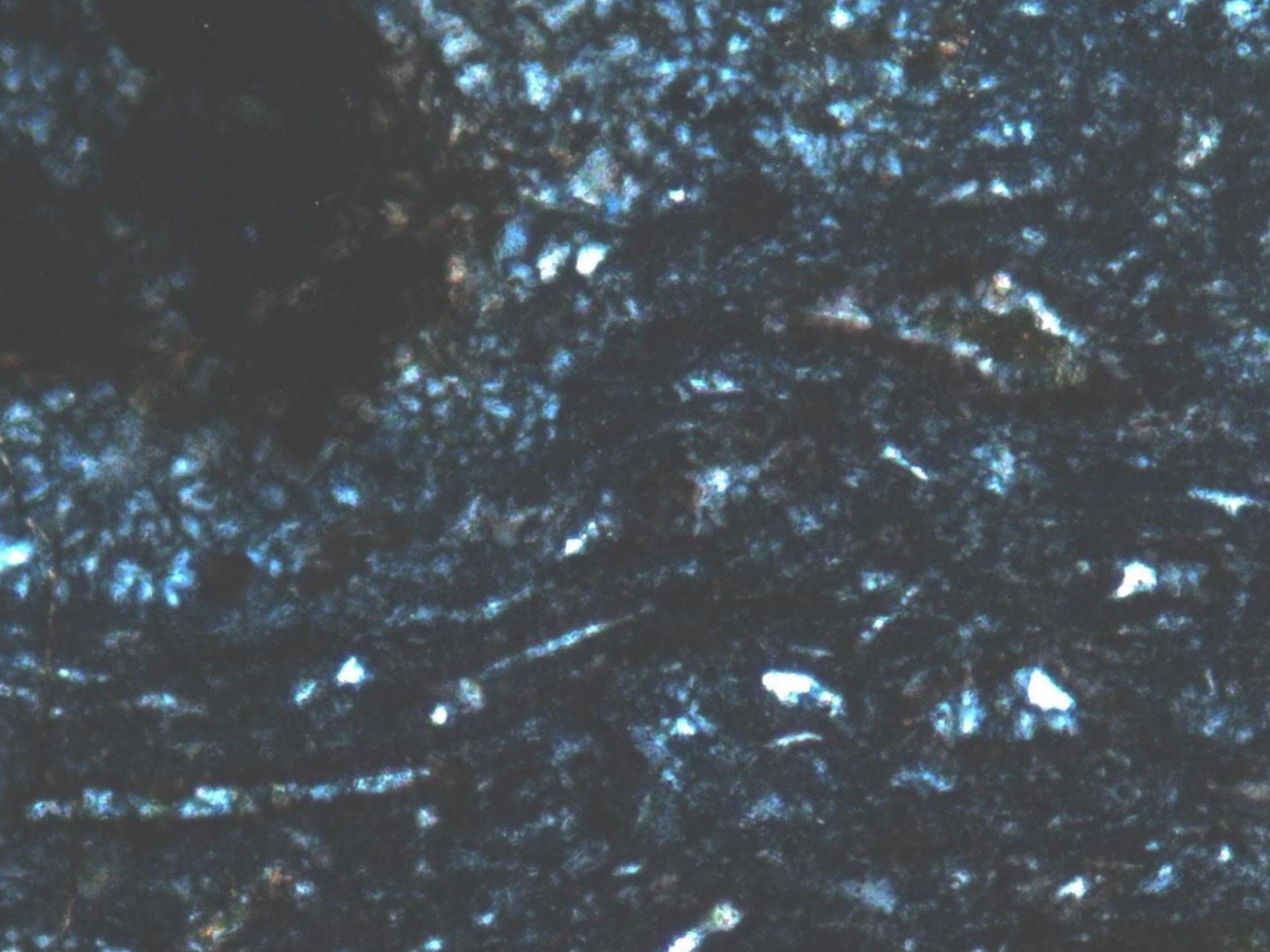
- **Игнимбриты** образуются в результате катастрофических извержений катмайского типа при отложении пирокластического материала из пепловых потоков, представляющих собой раскаленную турбулентную смесь ювенильных обломков и вулканических газов, температура которых колеблется от 550 до 950° С. Такие потоки, называемые также "пирокластическими потоками", "раскаленным облаком", "палящей тучей", стекают вниз по поверхности склонов вулкана со скоростью приближающейся к 150 км/час, заполняя понижения в рельефе, где происходит литификация игнимбритов – сваривание обломочного материала в монолитную массу. При этом отмечается деформация витрокластического материала, который сплющивается, теряя первоначальную рогульчатую форму, а более крупные обломки пемзы или стекла превращаются в линзовидные (пламенеvidные) обособления – фьямме, часто имеющие расщепленные концы. В плане фьямме характеризуются изометричной формой.

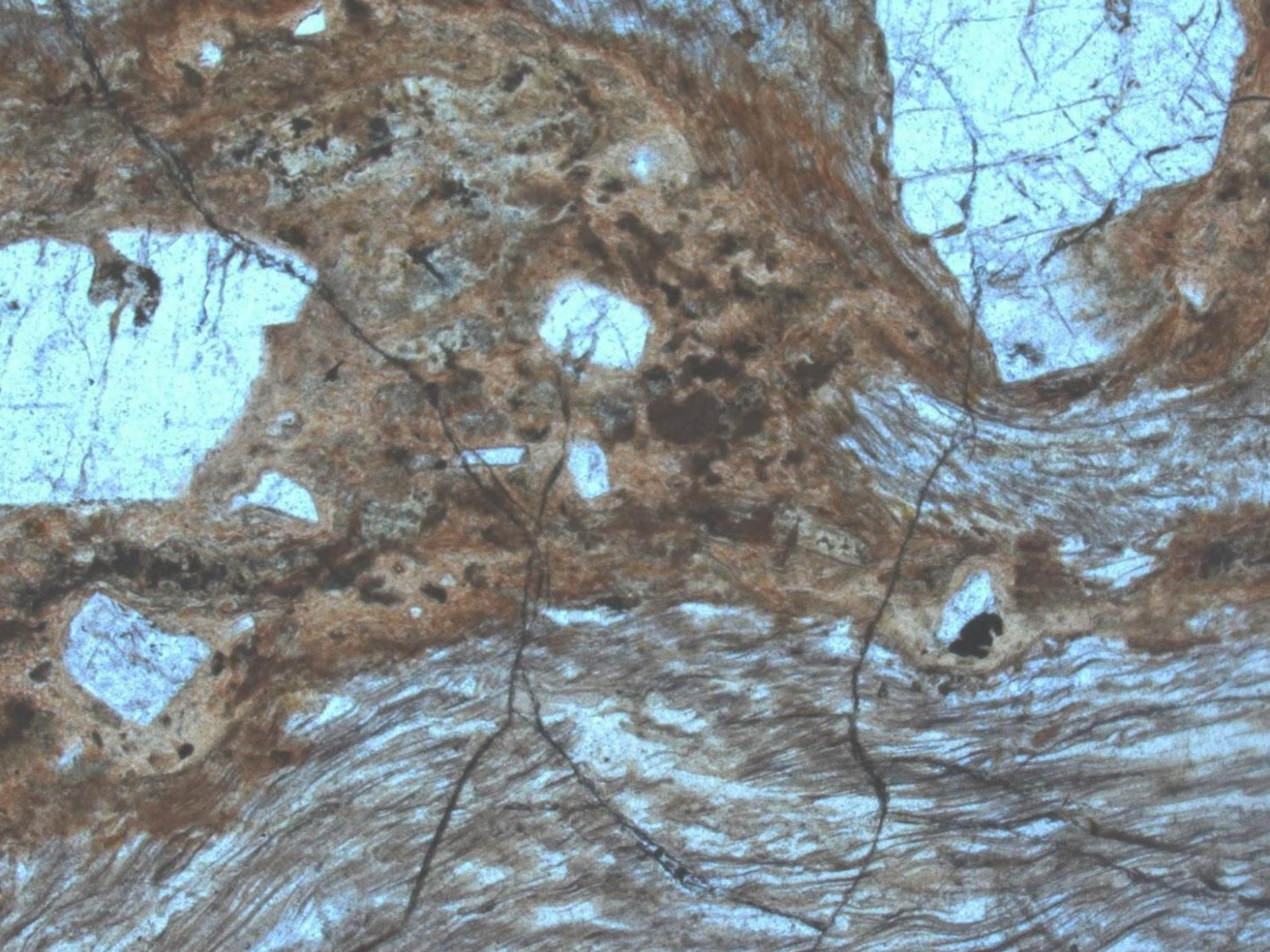


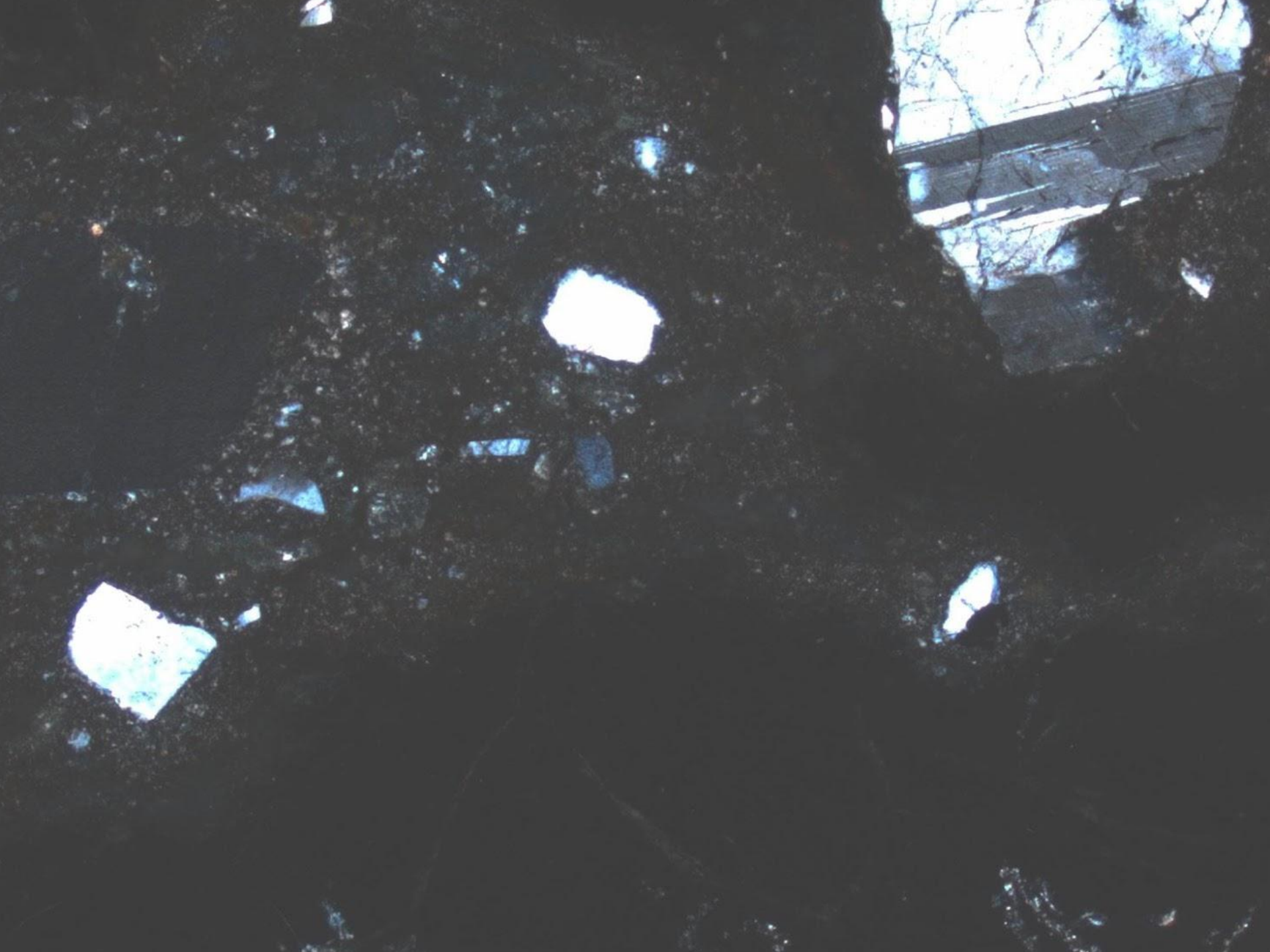
*Игнимбрит
литокристаллокластический
с обильными
обособлениями фьямме.*











- Считается, что фьямме (“пламя” – по итальянски) являются типичными образованиями для игнимбритов. Фьямме могут составлять 40-50 % объема породы, размеры их колеблются в широких пределах от 3-5 мм до 50 см и более при толщине до 15 см. Такие гигантские фьямме образуются обычно за счет слияния нескольких менее крупных. Отношение толщины фьямме к длине варьируют в пределах 1/10–1/50. Субпараллельная ориентировка фьямме подчеркивает характерную для игнимбритов флюидальную текстуру.

По данным Е.Ф. Малеева (1980) выделяется четыре типа фьямме, образованных в результате:

- 1) расплавления и сплющивания обломков пемзы;
- 2) расплавления и сплющивания ювенильных обломков лавы (литокластов);
- 3) расплавления мелких обломков стекла (витрокластов) в участках их концентрации и выплавки линзообразных обособлений;
- 4) расплавления стекла в чуждых обломках близкого петрографического состава и последующая их деформация.

- Пирокластический материал в игнимбритах представлен обломками вулканического стекла, пемзы, кристаллов, ювенильными обломками лавы и чуждыми обломками пород, слагающих основания вулкана. В результате температурного воздействия (сваривания) обломочный материал подвергается изменению, степень проявления которого зависит от агрегатного состояния пирокластики и нарастает в следующей последовательности:

кристаллокласты → обломки чуждых пород резко отличного петрографического состава (осадочных, метаморфических, интрузивных) → обломки ювенильной лавы и чуждых эффузивов близкого петрографического состава → обломки пемзы → витрокласты.

- Кристаллокластический агрегат в игнимбритах представлен, главным образом, обломками и целыми индивидами кварца, плагиоклаза, калишпата (15-40 % от объема породы) и в меньших количествах – биотита, роговой обманки, пироксена. В результате давления вышележащей массы пирокластического потока происходит частичная ориентировка таблитчатых или чешуйчатых кристаллов. Заливообразные очертания индивидов объясняется процессами резорбции, характерными для ювенильного пирокластического материала (см. рис. 11, 12), и не являются результатом сваривания.
- Литокластический материал подвергается температурным изменениям избирательно. Обломки эффузивов, ювенильных и чуждых, могут приобретать линзовидную форму и при сильном сваривании трансформироваться во фьямме. В этом случае вкрапленники и микролиты располагаются по удлинению образовавшейся линзочки вулканического стекла. По имеющимся наблюдениям, обломки песчаников и аргиллитов в игнимбритах не подвергаются изменениям.

- Форма обломков пемзы изменяется в зависимости от степени перехода (сплавления) их во фьямме. В недеформированной пемзе форма пор шаровая с округлыми сечениями под микроскопом. В уплощенных линзовидных обломках поры вытягиваются, уплощаются, создавая ленточную текстуру. По мере увеличения степени спекания обломки пемзы постепенно уплощаются до тонких линз, теряют пористость и превращаются в обсидиановое стекло. Пемзовидные обломки, располагающиеся между кристаллокластами, деформируются, расщепляются и обтекают кристаллы создавая впечатление первичной флюидальной текстуры.
- Витрокласты игнимбритов полностью утрачивают первоначальную рогульчатую форму, изгибаются, сплющиваются и сплавляются в связующую, часто флюидальную массу (см. рис. 16), заполняя пространство между обломками кристаллов и пород. При интенсивном температурном воздействии витрокласты полностью расплавляются, превращаясь во вторичную лаву. В этом случае породу следует назвать ***ИГНИСПУМИТ***.
В одном и том же пирокластическом потоке могут залегать три типа спекшихся (сваренных) пород – игниспумиты, игнимбриты и спекшиеся туфы, отличающиеся по степени изменения обломков вулканического стекла и эффузивных пород (табл. 13).

Разновидности спекшихся и сваренных пород

Порода	Степень переработки материала	
	Витрокласты	Литокласты
Спекшийся туф	Слабо деформированы, рогульчатой формы	Не деформированы
Игнимбрит	Вытянутые, сплавленные во флюидальную массу или во фьямме	Линзовидной формы, иногда расплавленные с образованием фьямме
Игниспумит	Полностью расплавлены и превращены во вторичную лаву, цементирующую кристаллы и обломки пород	Сильно деформированы в вытянутые лентообразные полосы, создающие полосчатую текстуру породы

- Для игнимбритов характерны кристаллокластические, литокластические и смешанные структуры. Петрографический состав риолитовый, дацитовый, реже андезитовый, трахитовый.
- Взгляды на происхождение игнимбритов, в том числе и эталонных для них объектов (туфолавы–игнимбриты Армении, пиперно Италии, сваренные туфы Йеллоустонского национального парка Америки, игнимбриты Новой Зеландии) достаточно противоречивы. В связи с этим в последнее время все чаще говорится о лавовом происхождении этих пород. В частности, в учебнике “Петрография” (1981) под редакцией А.А.Маракушева отмечается, что “игнимбриты не являются спекшимися пирокластическими породами, и термин “игнимбрит” утратил свое буквальное значение”.
- Отмечая приуроченность игнимбритов к областям широкого проявления кислого вулканизма в его разнообразных формах и соизмеримость объемов, занимаемых спекшимися туфами (игнимбритами) риолитовых плато различных территорий мира, с объемами крупных батолитов, ряд исследователей (Дели, ...; Баддингтон, 1963; Устиев, 1961) выдвинули идею, предполагающую образование игнимбритов вследствие вскрытия кровли огромных батолитов. Такой обширной “площадной экструзией” представлены, по мнению Дели, классические сваренные туфы Йеллоустонского парка.

- Для объяснения пирокластической природы игнимбритов Ритман (Rittmann A., 1963) разработал концепцию механизма игнимбритовых извержений, исходя из представлений о перетекающих через край кратера "палящих тучах". Он анализирует процесс взрывной дегазации извергаемой магмы на примере идеальной модели. В этой модели дегазация очень вязкой магмы характеризуется следующими четырьмя состояниями (снизу вверх):
 - 1) гипомагма – гипогенный расплав с молекулярно рассеянными газами,
 - 2) пиромагма – газовые пузыри в расплаве,
 - 3) двойное пространство – остов расплава с непрерывной газовой фазой,
 - 4) палящее облако – суспензия частиц расплава в раскаленных газах (рис. 19).

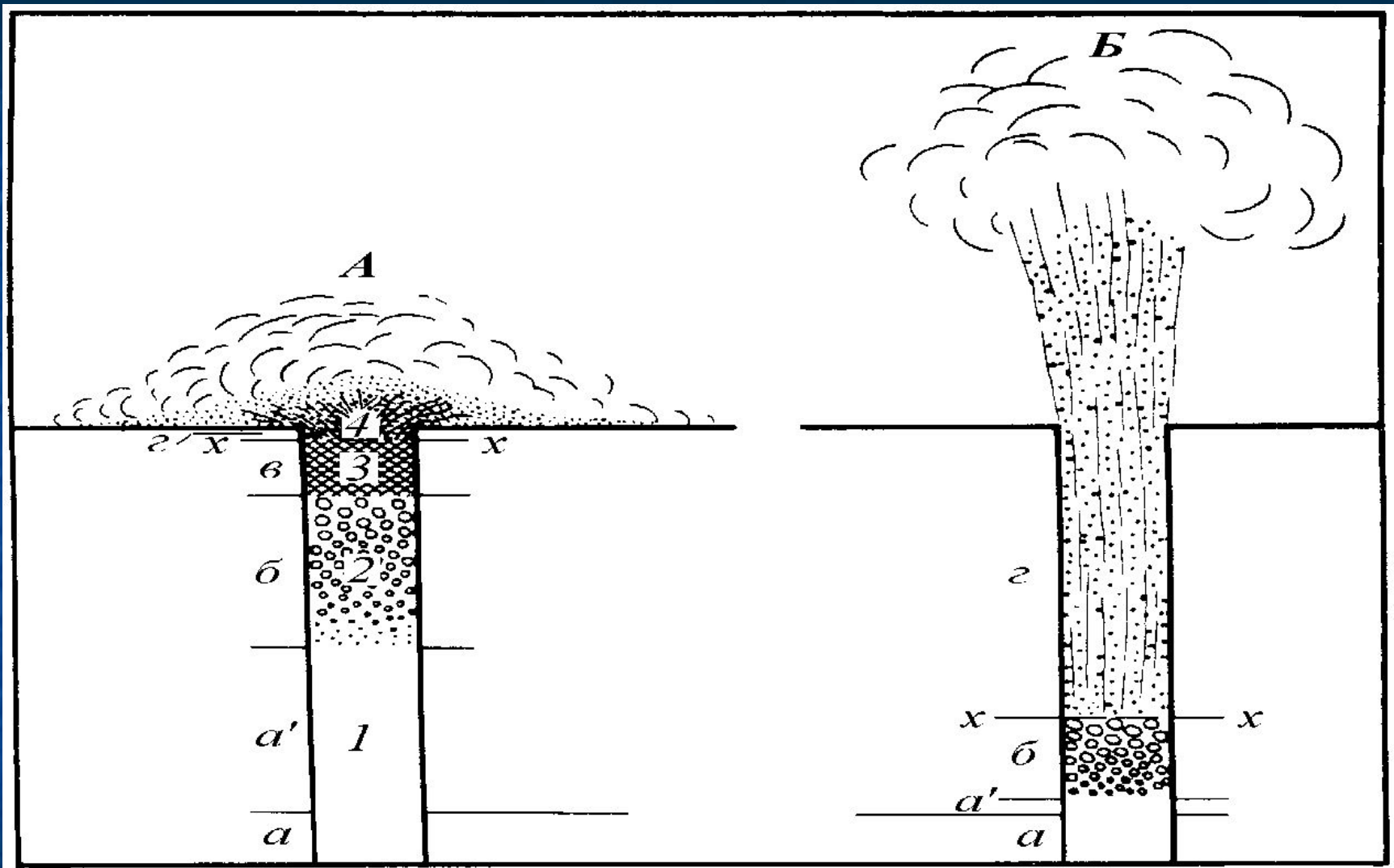


Рис. 19. Сравнение механизма образования переливающихся палящих (А) и пепловых извержений (Б) (Rittmann A., 1963)

- $x-x$ – эксплозивный уровень;
- a – гипомагма, газы молекулярно рассеяны, ненасыщенны;
- a' – перенасыщенная гипомагма, в которой высокая вязкость препятствует образованию пузырьков, так как $p > P$;
- b – пиремагма со свободными газовыми пузырьками, перенасыщенная;
- v – двухфазная система, в которой жидкая и газообразная фазы непрерывно и взаимно проникают одна в другую;
- $г$ – “палящая туча”, пепловая суспензия из вязких частиц (\pm кристаллических) в раскаленных газах.

Наблюдается неглубокое залегание $x-x$ для очень вязких магм (переливающиеся палящие тучи) в противоположность глубокому залеганию $x-x$ в жидких магмах (пепловые извержения), при которых стадия v не развивается и жерло действует как пушечный ствол.

- Магма проходит эти четыре состояния по-разному, в зависимости от ее вязкости. При очень вязкой магме расплав оказывает значительное сопротивление расширению газовых пузырей, вследствие чего газовое давление становится больше гидростатического давления нагрузки. Так как взрывной уровень очень вязких магм расположен близко к поверхности, то цепная реакция разрыва газовых пузырей оказывается возможной лишь в самой верхней части магматической колонны. При этом достигается третья стадия развития (двойное пространство) и происходит взрывное выделение газов, разрыв остова расплава и образование палящей тучи.
- Существенное уменьшение массы газов, извергаемых через поверхность в определенный интервал времени, а также обилие обрывков расплава и кристаллокластов в этой массе делают невозможным подъем палящей тучи на большую высоту. К тому же небольшая глубина взрывного уровня исключает подчинение палящей тучи влиянию жерла как ствола пушки.

- Палящая туча в этом случае устремляется не вверх, а стекает во все стороны как жидкость. В такой переливающейся через край палящей туче обрывки лавы выделяют газы и потому поддерживаются в взвешенном состоянии, образуя исключительно подвижную и быстро растекающуюся суспензию (пепловый поток). Именно из подобного рода туч, как считает Ритман, возникают типичные игнимбриты со спекшимися обрывками стекла (фьямме) и кристаллокластами.
- Так как образование этим путем больших масс игнимбритов в ограниченное время через центральный канал невозможно, Ритман предполагает, что крупные игнимбритовые потоки образуются при трещинных извержениях. Именно сочетание кольцевых трещин с полями игнимбритов и кальдерами, что представляет типичную природную картину, Ритман рассматривает как наглядный пример генетических связей между этими на первый взгляд разнородными явлениями.

5.2.2. Породы уплотненные и сцементированные

гидрохимически

- **Туфы** представляют собой отложение пеплопадов и образуют наиболее разнообразную группу вулканокластических пород и характеризуются различными текстурно-структурными особенностями и вещественным составом, изменяющимися от риолитового до меймечитового. Размерность пирокластического материала колеблется в очень широких пределах, что обуславливает различные области осаждения и возможность выделить три группы туфов: грубообломочные, псефитовые и пепловые, образование которых связано с определенными типами извержений (табл. 14).

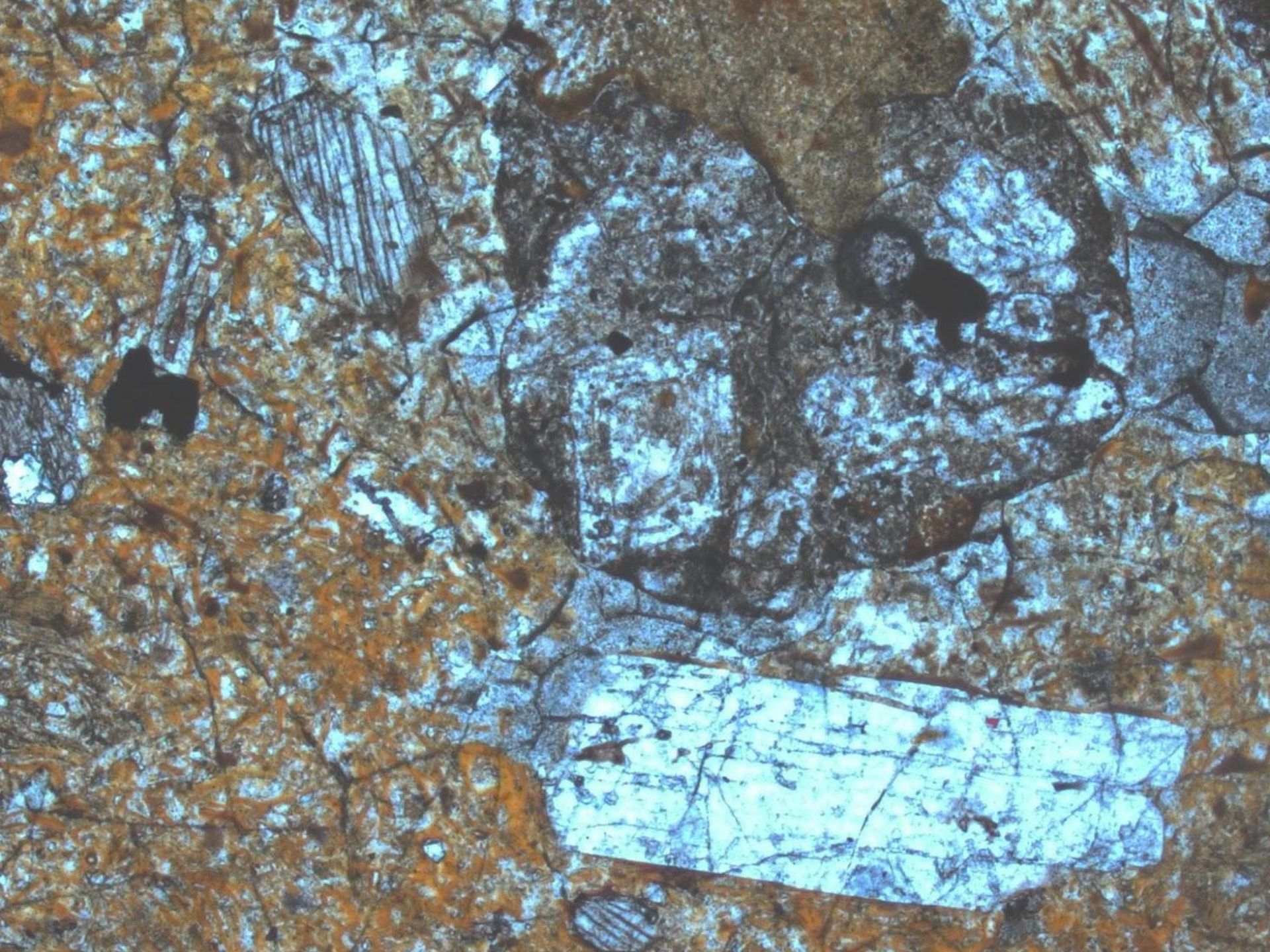
Как видно из таблицы туфовые отложения являются продуктом эоловой дифференциации материала. При этом для них устанавливается тенденция к уменьшению их мощности и уменьшению крупности частиц в направлении ветра. В идеальном случае состав пирокластики, размер зерен и мощность отложений взаимосвязаны и систематически изменяются по направлению ветра. Большие количества пепла могут переноситься по воздуху на значительные расстояния и отлагаться на стабильных платформах на суше или водоемах. Они были отмечены в геологических разрезах континентов на площади от $7,8 \times 10^5$ км² до $10,4 \times 10^5$ км² (Петтиджон и др., 1976).

Таблица 14
Условия образования
туфов

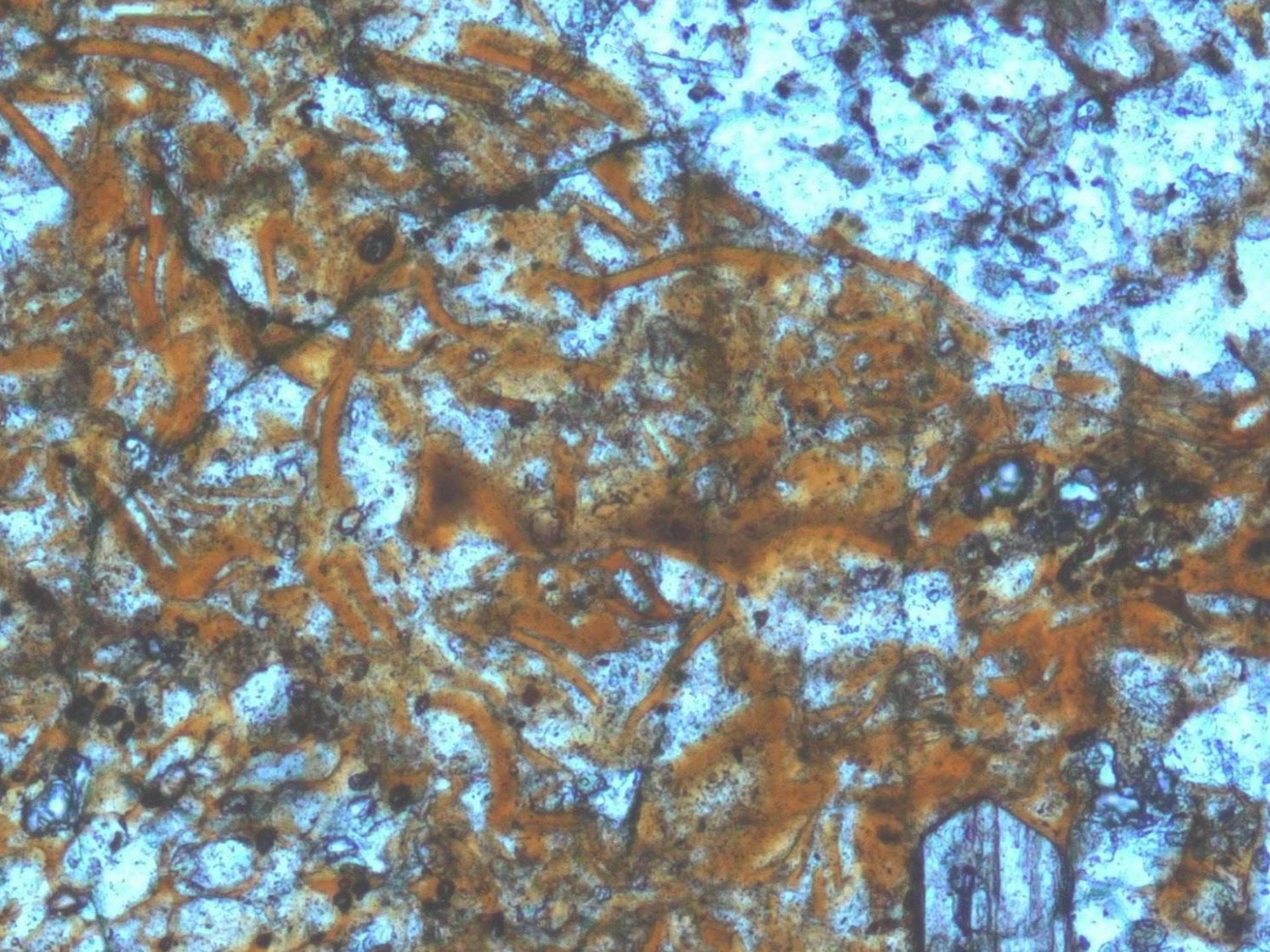
Структурная разновидность	Размер обломков (мм)	Область накопления пирокластики	Тип извержения
Туф грубообломочный:			
агломератовый	> 200	Вулканическая постройка и прилегающие участки	Гавайский Стромболианский Вулканский
глыбовый			
агломератовый	50-200		
Туф псефитовый:			
лапиллиевый	10-50	Подножье вулкана и прилегающие участки	Стромболианский Вулканский Плинианский
мелколапиллиевый	2-10		
Туф пепловый:			
псаммитовый	0,1-2	Удаленные (до сотен км) от вулкана области. При ослаблении эксплозивной деятельности – вблизи вулканической постройки	Характерны для всех типов извержения
алевритовый	0,01-0,1		
пелитовый	< 0,01		

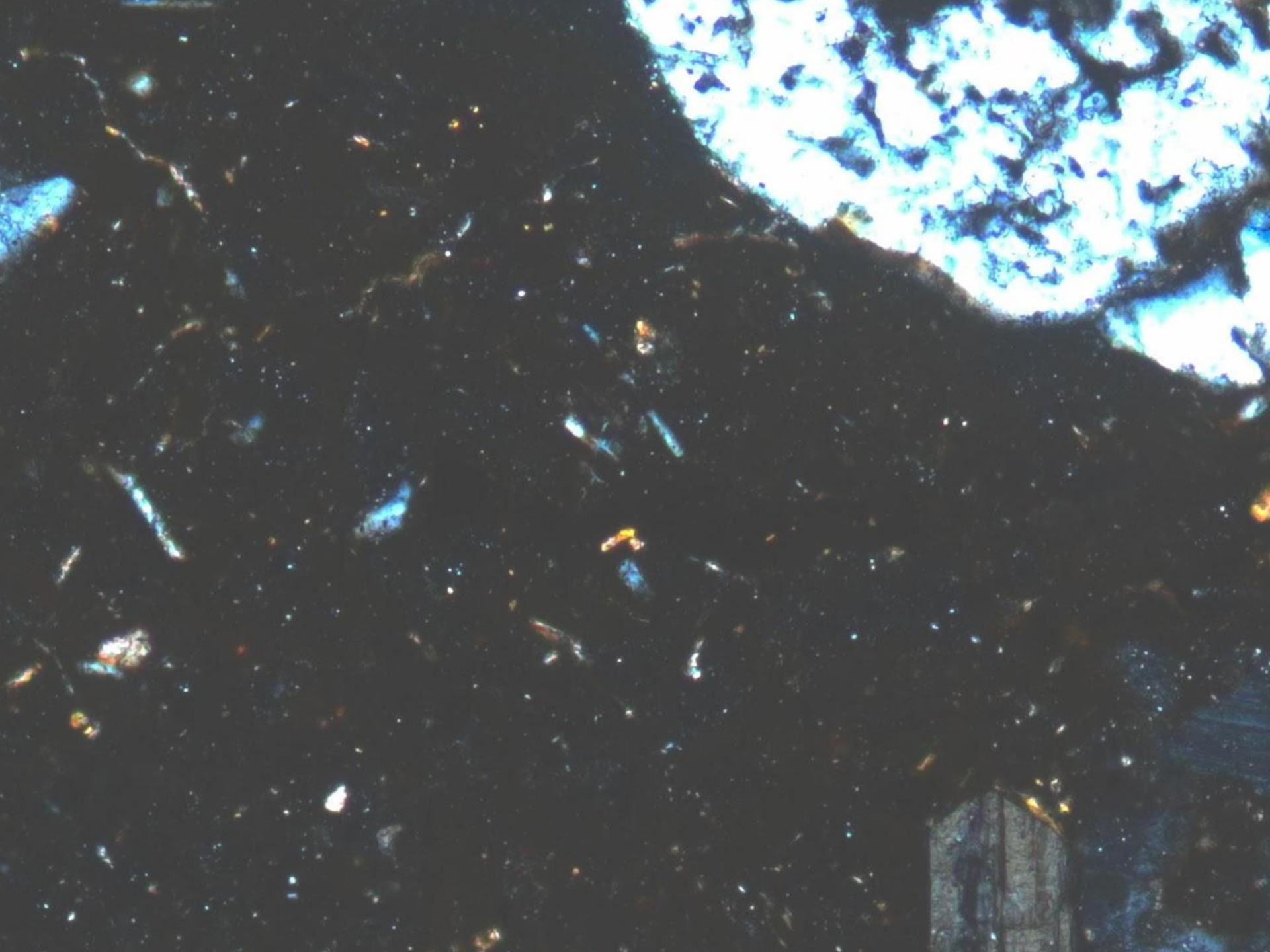
- Грубообломочные туфы характеризуются отсутствием сортировки материала и могут обладать грубой слоистостью, являющейся следствием изменения силы вулканических взрывов. Обломочный материал не имеет следов транспортировки и представлен фигурными обломками, угловатыми глыбами, бомбами типа "хлебной корки", обломками пористых шлаков.
- Псефитовые туфы также состоят преимущественно из обломков пород, (литокластов), но в наиболее мелких разностях могут присутствовать обломки стекла (витрокласты) и кристаллов (кристаллокласты). Форма обломков фигурная (крупных), угловатая.
- Пепловые туфы в одинаково больших количествах сложены ювенильными обломками эффузивных пород, обломками кристаллов, вулканического стекла и по структурным особенностям подразделяются на литокластические, кристаллокластические, витрокластические, а также смешанные, состоящие примерно в равных количествах, из обломков разного агрегатного состояния (литокристаллокластические, кристалловитрокластические и др.).

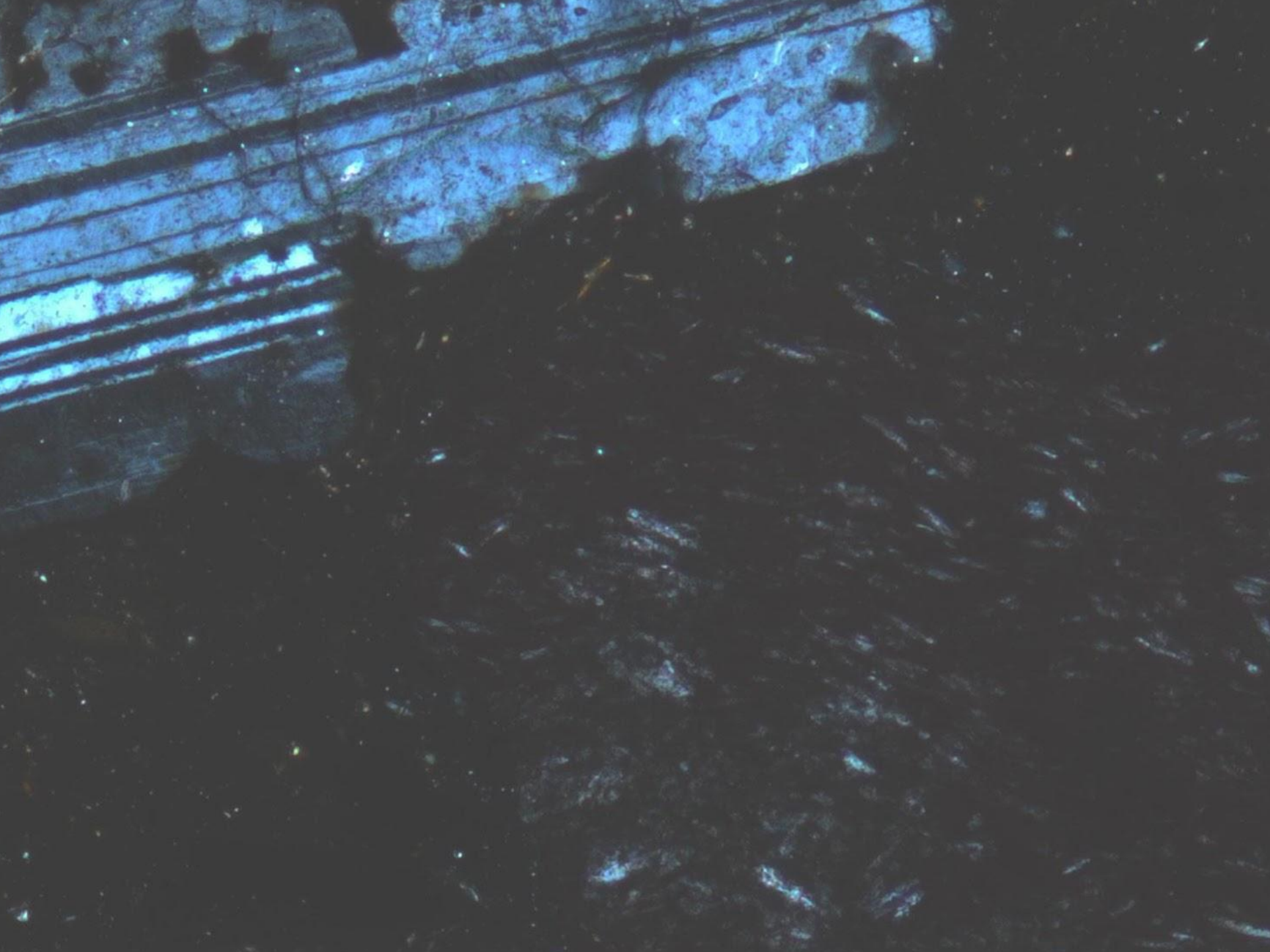
- Для пепловых туфов устанавливается зависимость между размером, агрегатным состоянием и вещественным составом пироклаستيки. В частности, пелитовые туфы чаще всего имеют витрокластическую структуру и риолитовый состав, а псаммитовые – литокластическую структуру и базальтовый состав. Ювенильный пирокластический материал обладает специфическим строением, описание которого было приведено в главах 2 и 3.
- Цементация туфов происходит в результате спрессовывания, уплотнения угловатых, крючковатых обломков пироклаستيки. Это более характерно для молодых вулканогенных обломочных образований. Широко распространен гидрохимический способ цементации за счет разложения мелких обломков стекла и превращения их в опалово-глинистую, хлоритовую, цеолитовую и иногда кальцитную массу. Реже цементация осуществляется хемогенным или глинистым материалом, привносимым грунтовыми водами. Также возможна цементация минералами возгонов фумарол или за счет разложения пепла под влиянием этих возгонов. При исследовании постэруптивных процессов БТТИ выявлена цементация грубообломочного шлакового материала в верхних частях вулканических конусов возгонами опала, тридимита, гематита, магнетита, гипса, ангидрита, серы, хлоридов и сульфатов меди и др.

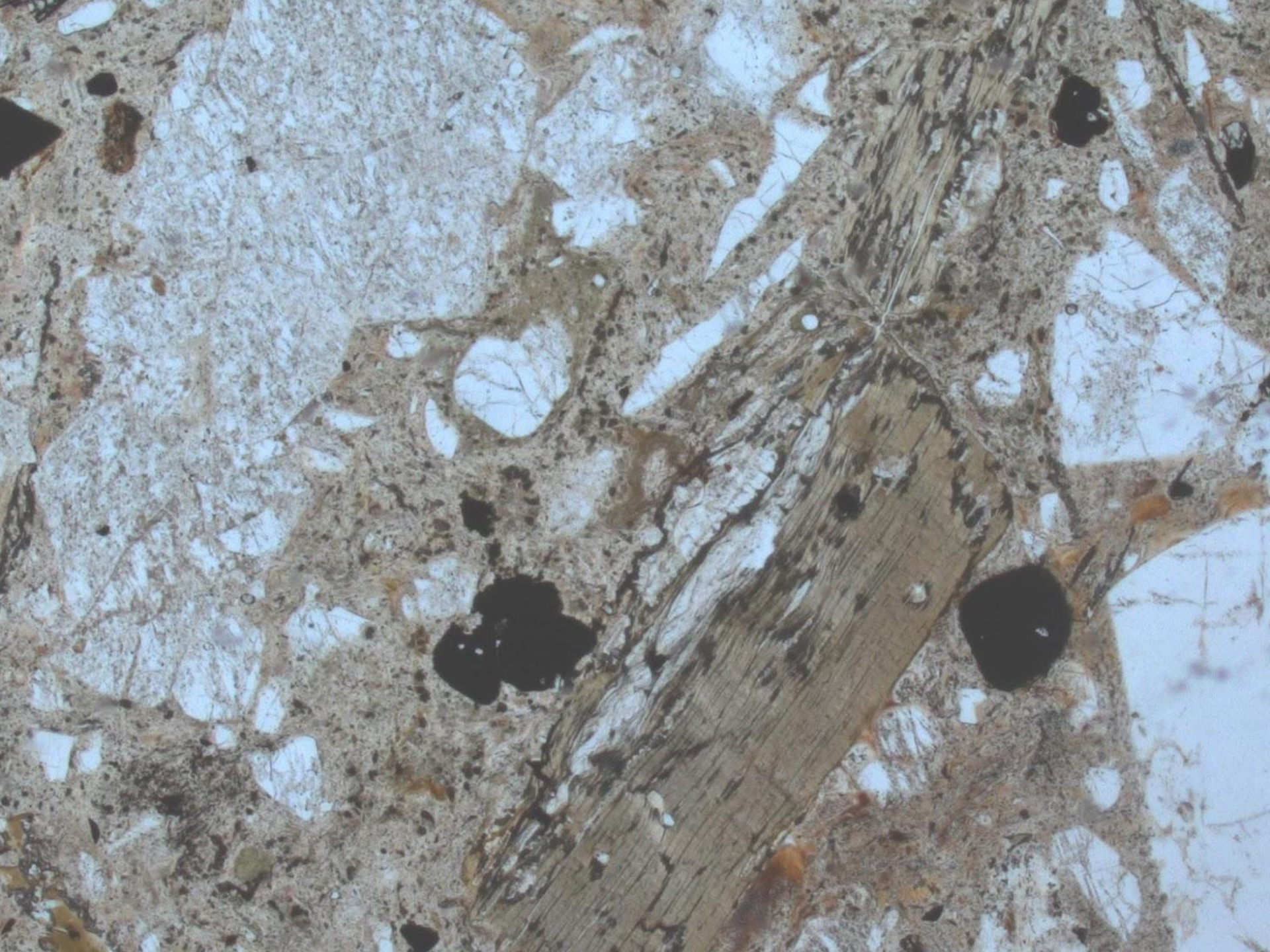


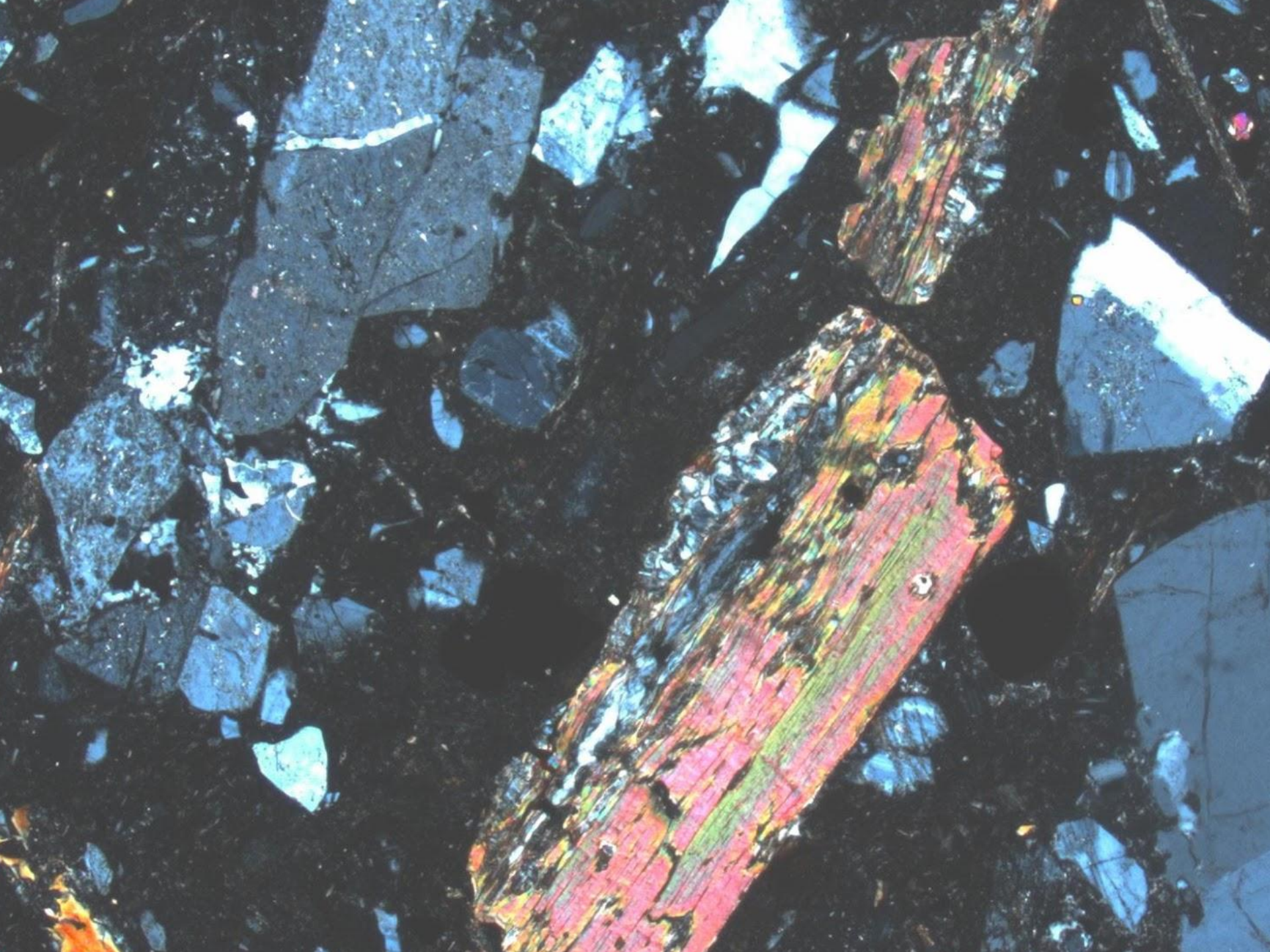


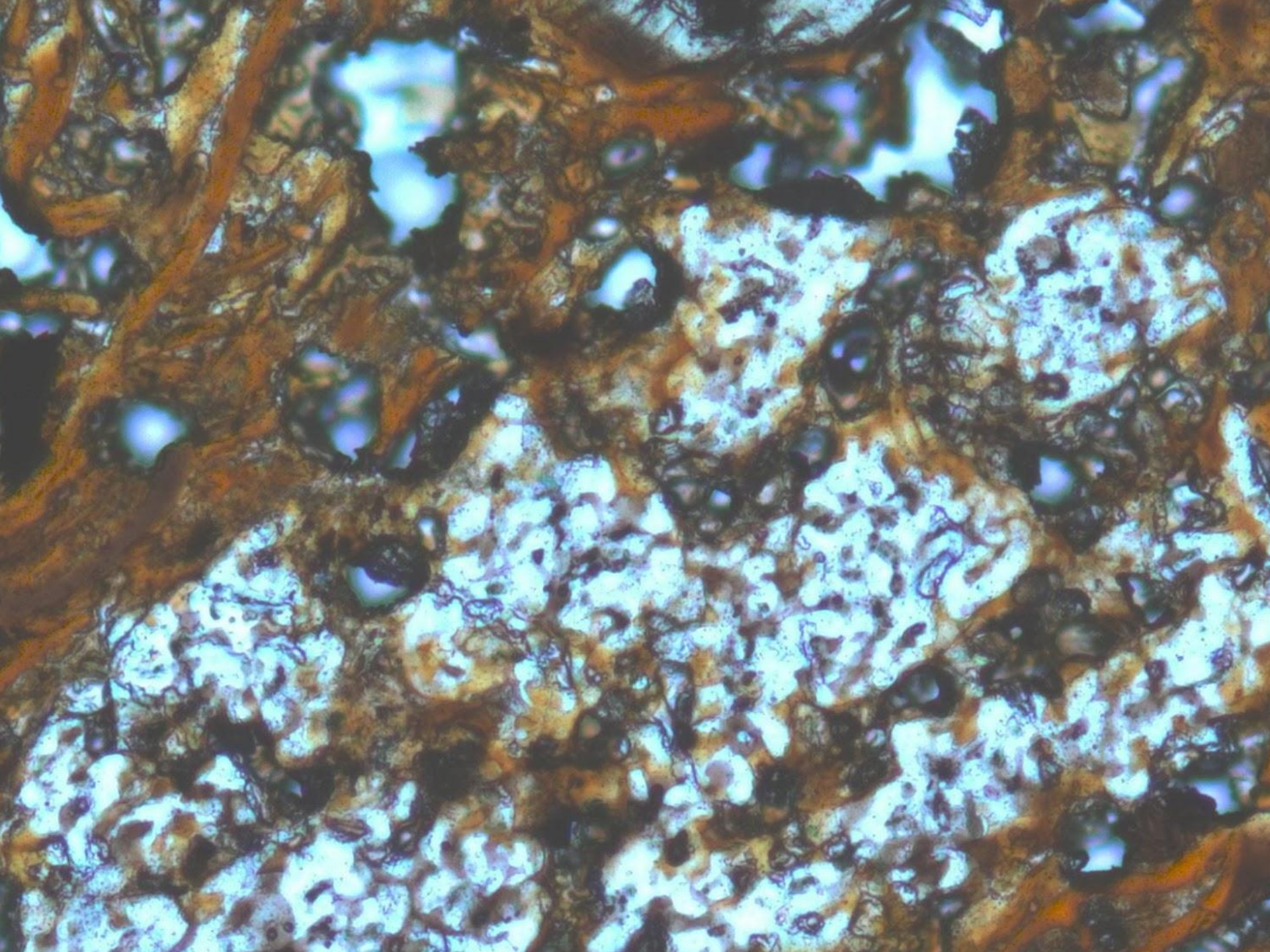


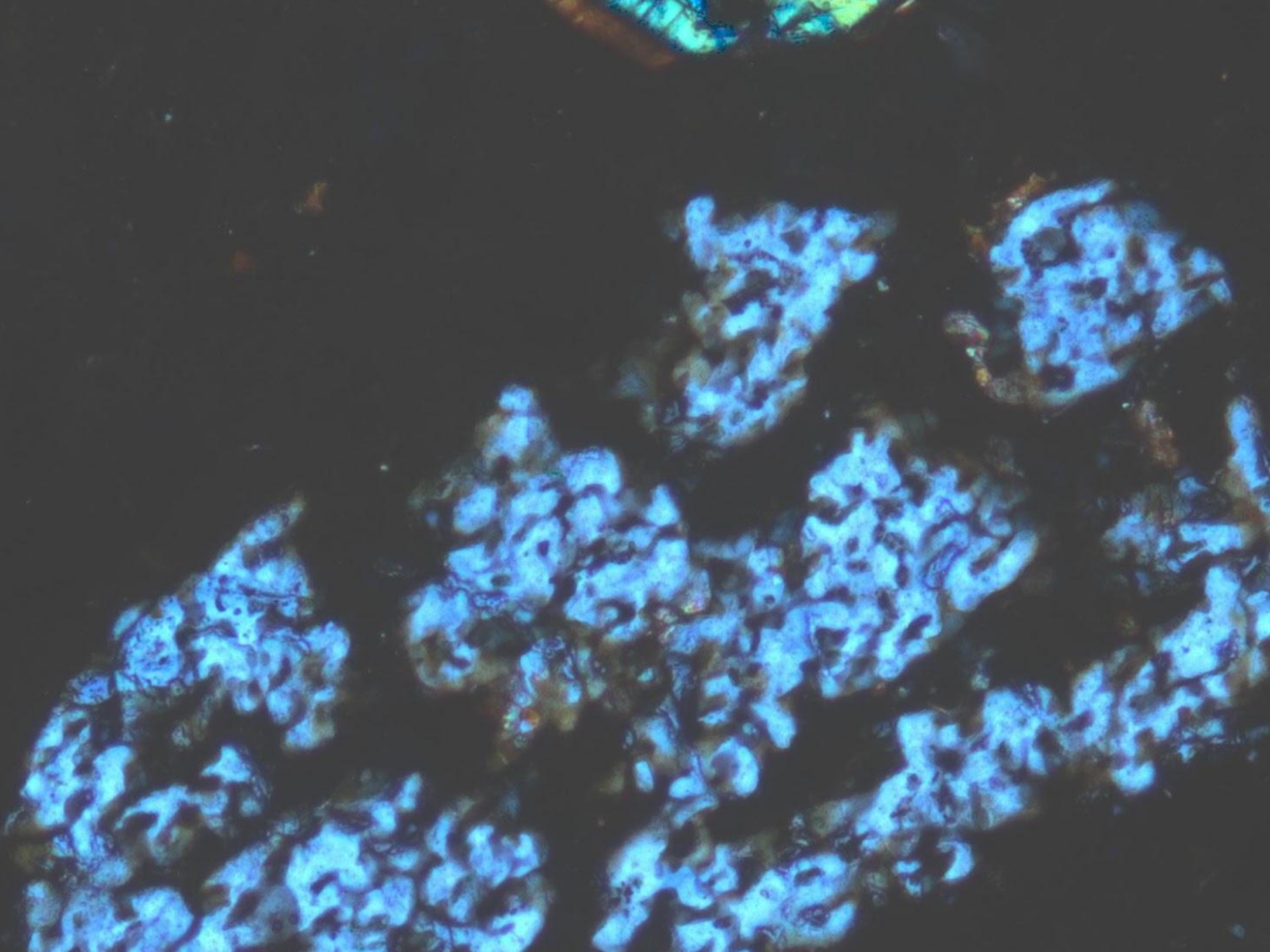






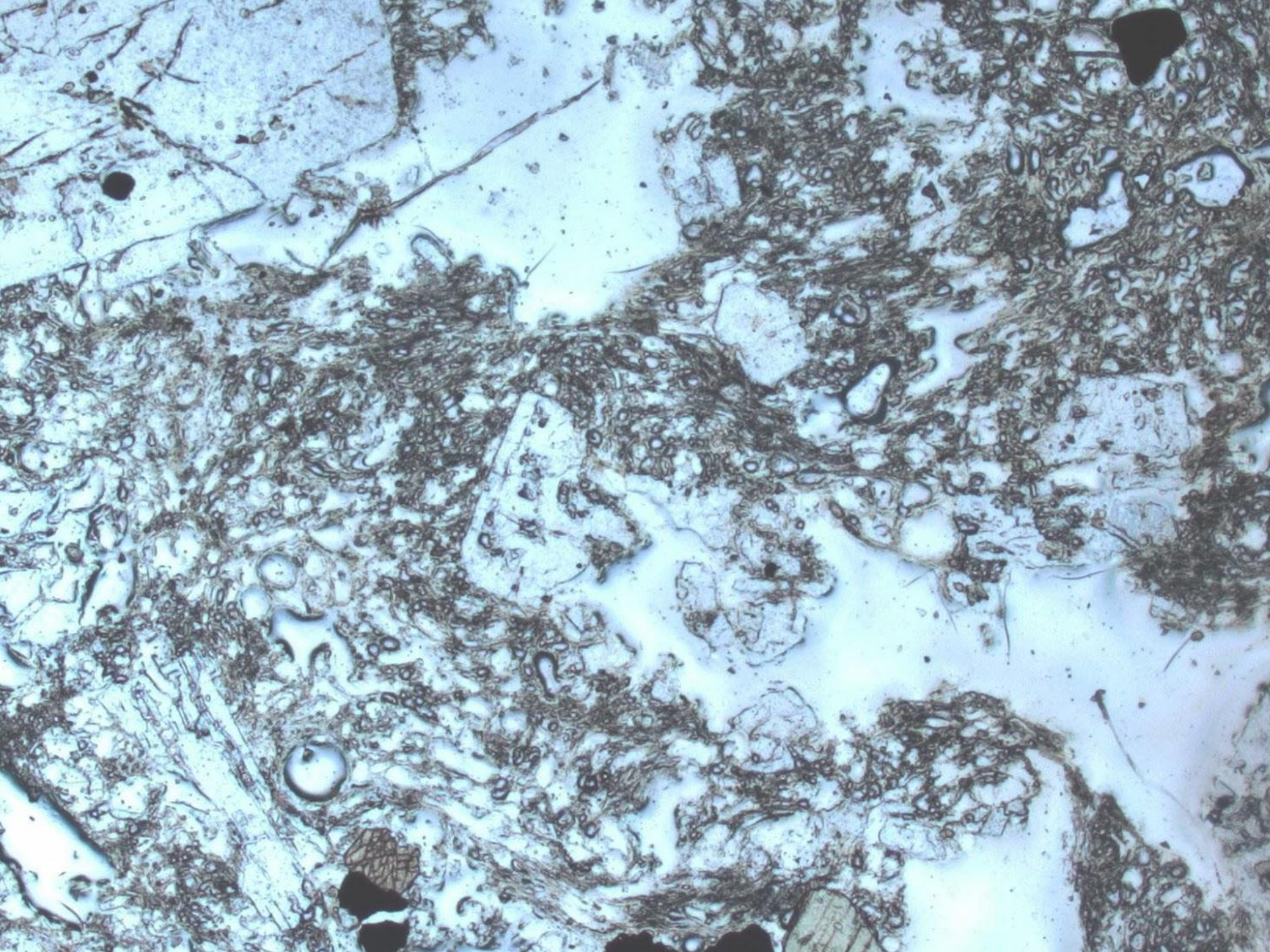


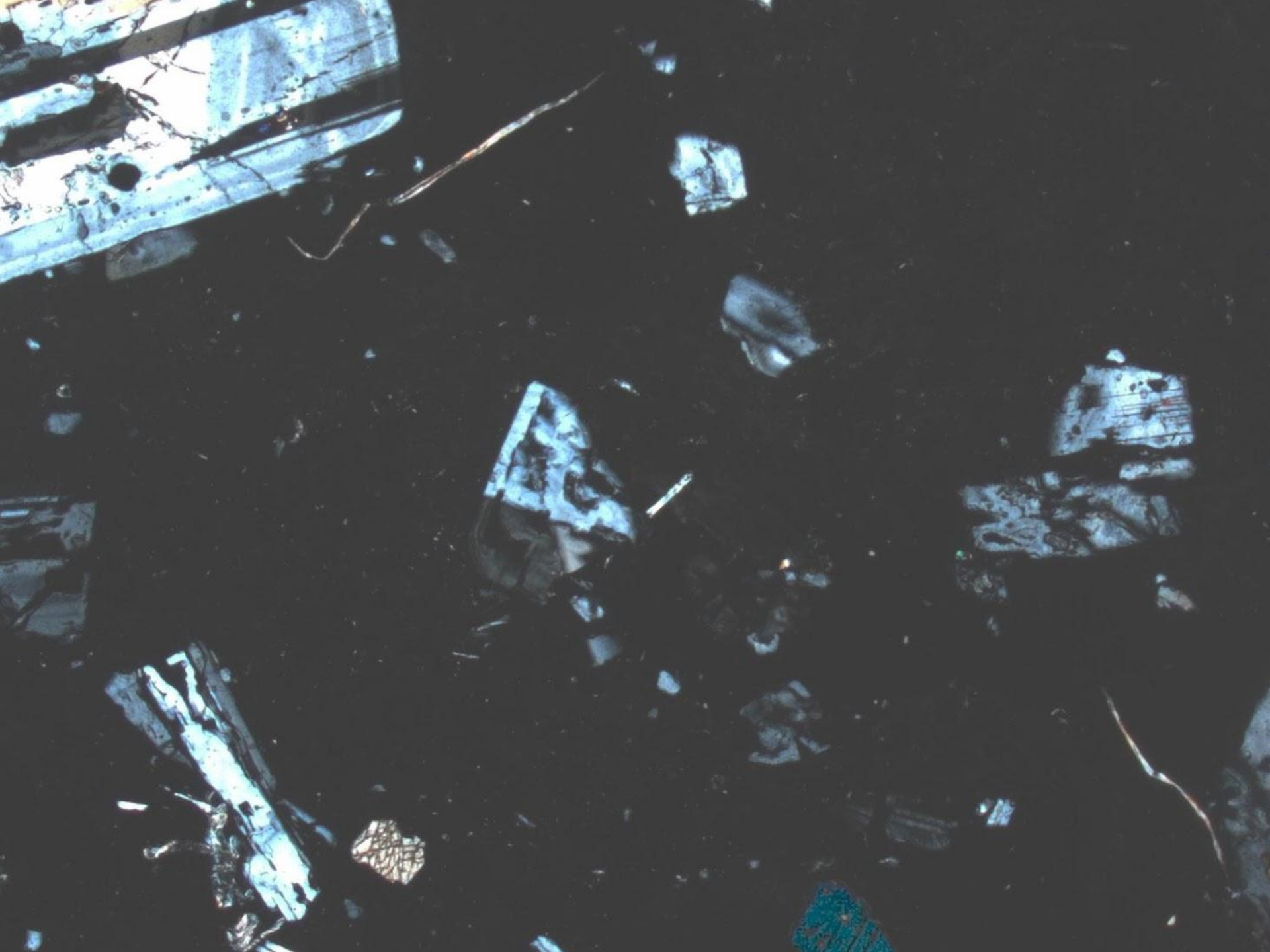












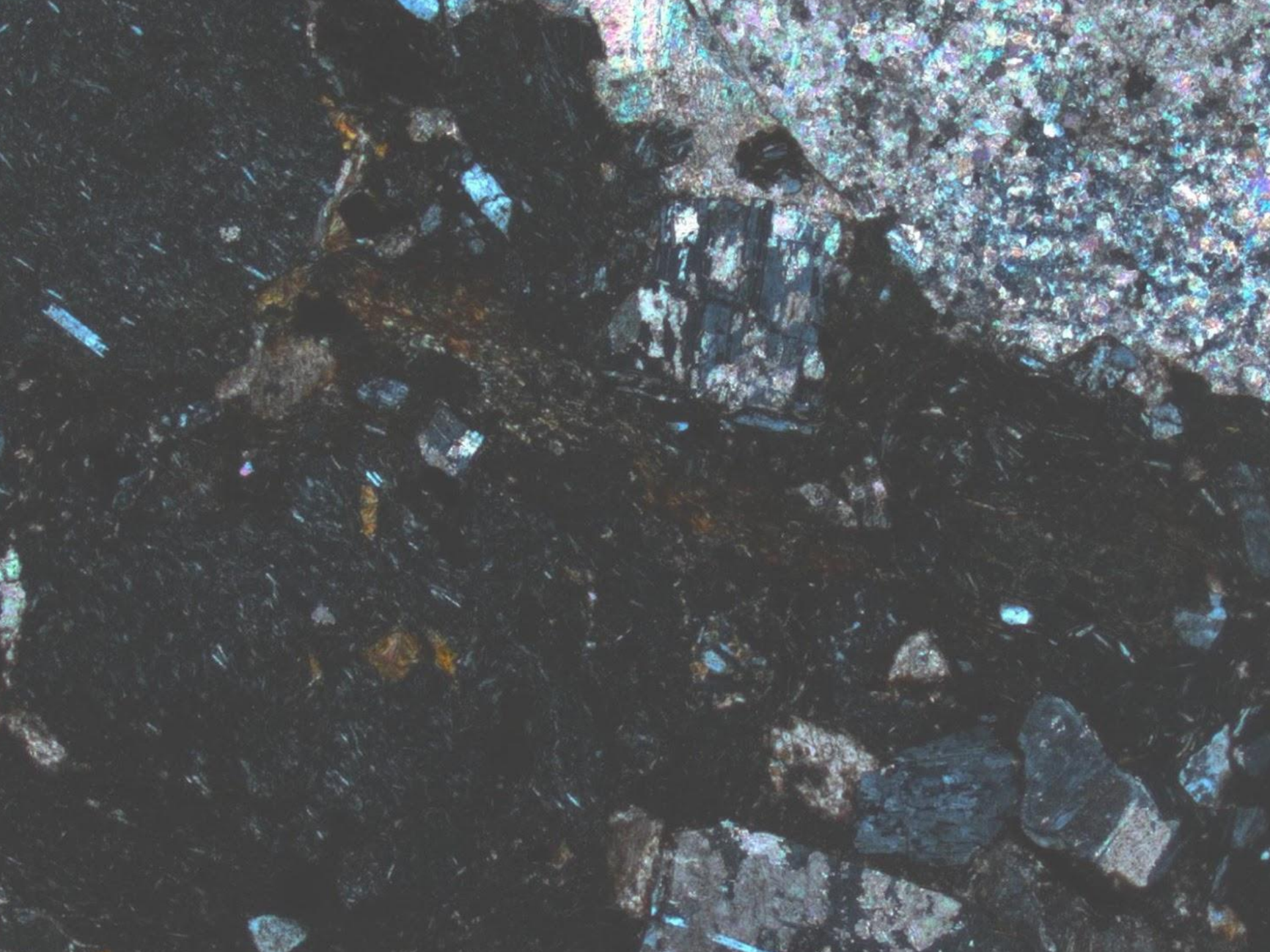




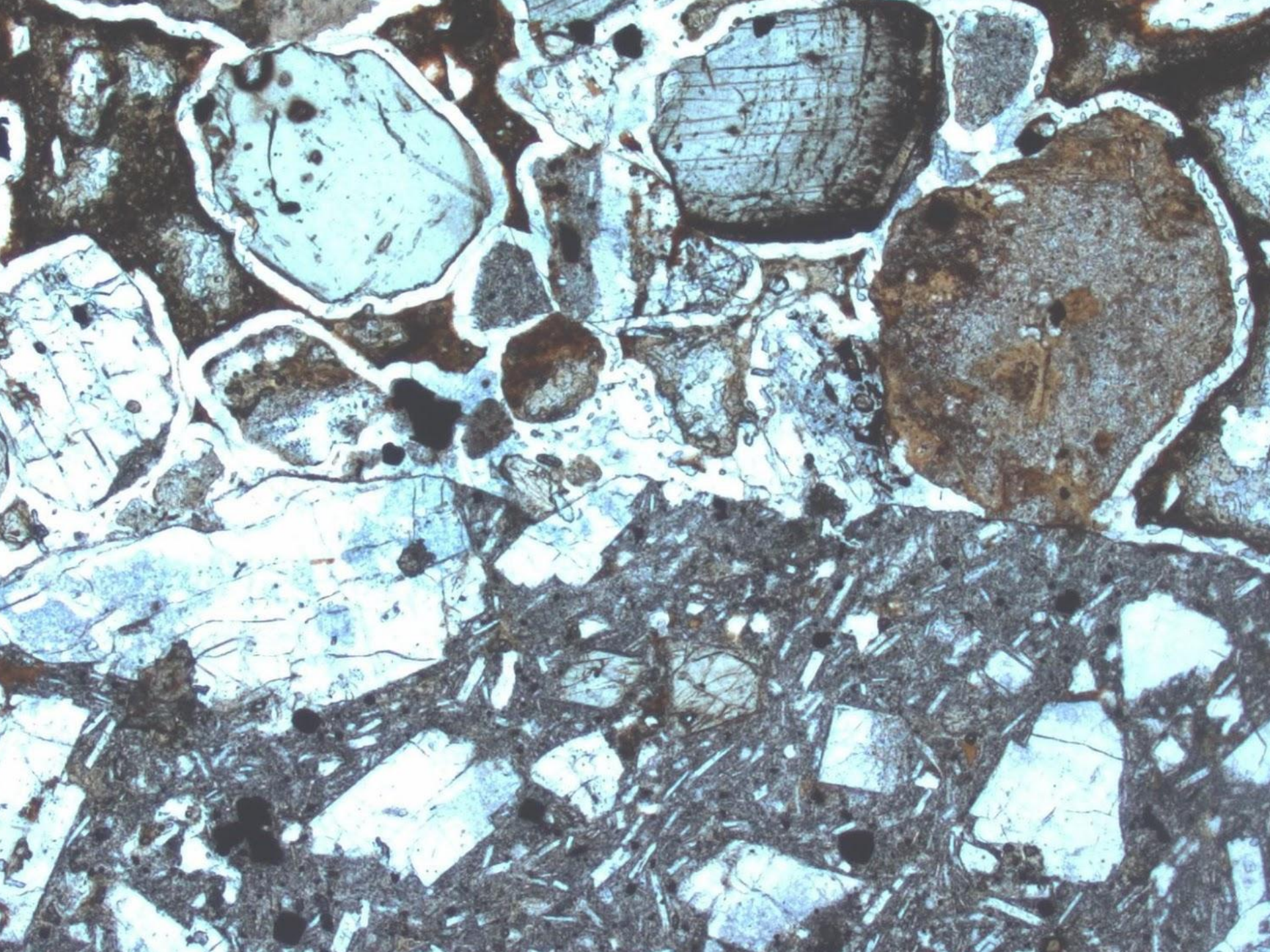
- **Ксенотуфы** – это пирокластические породы, содержащие до 50 % чуждого и (или) резургентного материала, представленного обломками пород и минералов, отличных от ювенильного материала по ассоциациям и петрографическому составу. Его можно разделить на три группы:
- 1) материал предыдущих извержений данного вулкана – резургентный, на долю которого приходится основной объем обломков;
- 2) материал фундамента вулкана (изверженные, осадочные и метаморфические горные породы);
- 3) глубинные ксенолиты (эклогитовые и перидотитовые горные породы).

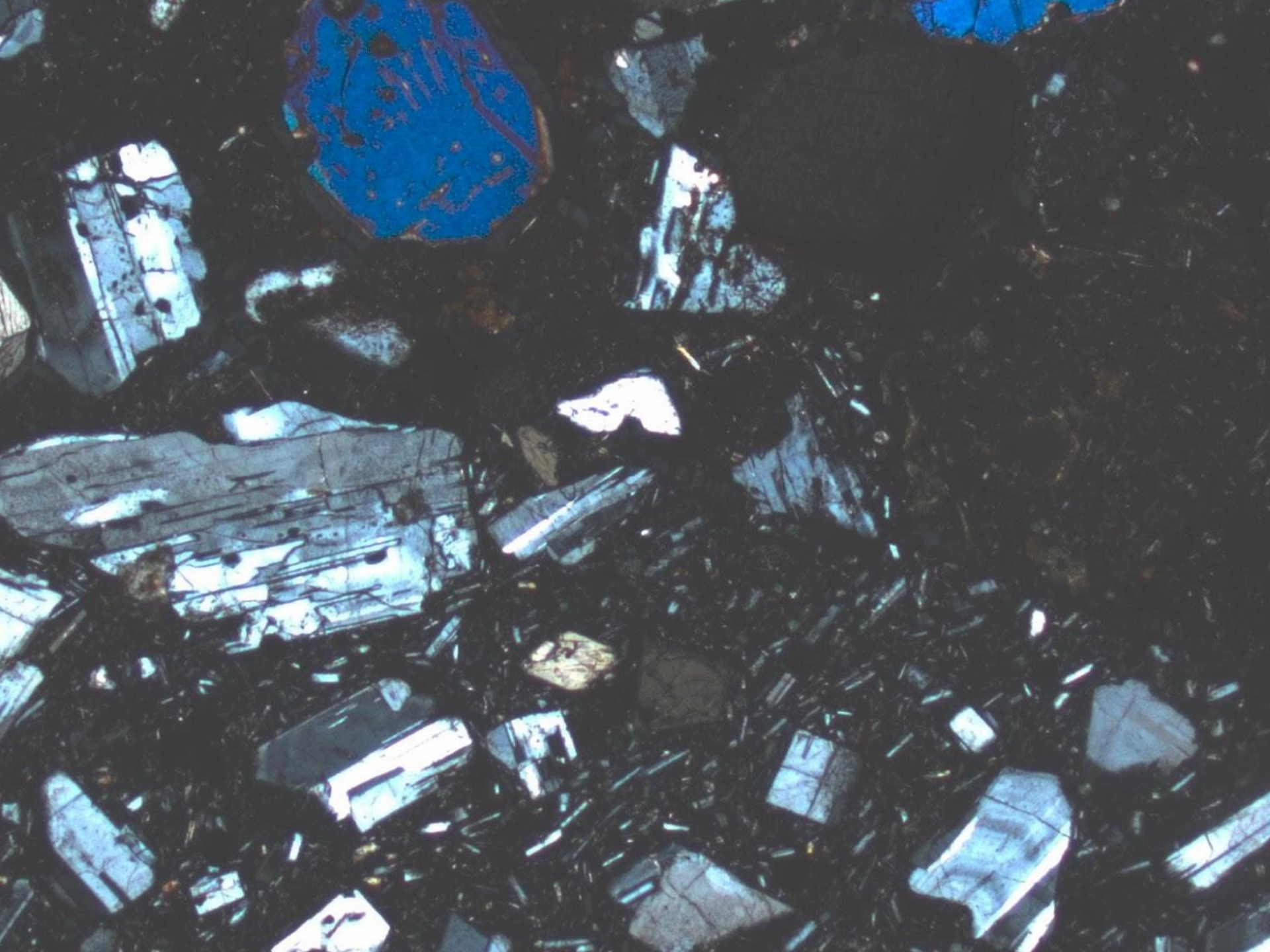
Для чуждого материала характерны признаки температурного воздействия – покраснение, вспучивание поверхности, появление зон закалки, оплавления и даже переплавления. В работах Е.В.Малеева (1963, 1965) описан разнообразный состав чуждых обломков (туфы, граниты, глинистые сланцы, аргиллиты, зерна кварца, полевых шпатов), степень изменения которых весьма различна. В частности указывается полное переплавление обломков гранитов и кислых туфов в пемзу со множеством промежуточных изменений. Обломки кварца, полевых шпатов обычно оплавлены, окислены до красно-бурого цвета, а при более сильном изменении они становятся изотропными.





- Способы цементации ксенотуфов такие же, как и у других пирокластических пород: уплотнение, гидрокимическая цементация, спекание. Отмечается широкое распространение цементации спекания характерное для спекшихся ксенотуфов, представляющих собой основные продукты катмайских извержений.
- Образуются ксенотуфы при извержениях фреатического, катмайского, плинианского типов, в ходе которых на дневную поверхность выносятся большое количество обломков пород фундамента вулкана и вулканических пород предыдущих извержений, слагающих его постройку. Кроме того, первые взрывы извержений различного типа также дают большое количество чуждого материала. Обычно ксенотуфы слагают основание вулкана, располагаясь вблизи центров извержения.
- Грубообломочные фреатические образования прикратерной части вулканов, содержащие более 50% (до 100%) резургентного материала предложено называть **эруптивными брекчиями** (Классификация ..., 1962).





5.3. Осадочно-вулканокластические породы

- **Туффиты (ортотуффиты)** состоят из вулканического материала с примесью осадочного (до 50 %) и формируются в водных, реже в наземных условиях. Примесь осадочного материала может быть терригенной, биогенной, хемогенной и обусловлена, чаще всего, одновременным накоплением с пирокластическим.
- Перемешивание терригенного и пирокластического материала в любых пропорциях происходит постоянно во всех областях современного вулканизма, где накапливаются смешанные осадочно-вулканокластические и вулканокласто-осадочные осадки в дельтах рек, в прибрежно-морских условиях, в озерах, в отложениях грязевых потоков, в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Многие извержения камчатских и курильских вулканов рассеивают пепел в океане на удалении 500-700 км, действующие подводные вулканы взмучивают при извержениях донные осадки, которые также смешиваются со свежей пирокластикой.

- Примесь хемогенного материала в туффитах также весьма распространена и разнообразна. Она может быть представлена карбонатами (известковые туффиты Саяно-Алтайской складчатой области), кремнеземом (кремниевые туффиты Урала), окислами железа (гематитовые туффиты Юго-Восточного Алтая), серой (серные туффиты кратерного озера вулкана Эбеко на острове Парамушир), природными солями (соляные туффиты Закарпатья).
- Биогенная примесь обычно представлена растительным детритом или остатками кремниевой органики. Обломки древесины смешиваются с пирокластикой чаще всего при проходе грязевых потоков (лахаров) по склонам и предгорьям вулканов, заросших лесом, кустарником. Биогенный материал часто присутствует в пепловых витрокластических туфах риолитов, при накоплении которых в морских условиях отмечается развитие кремнеизвлекающей органики (диатовых водорослей, радиолярий, кремниевых губок), имеющей характерное строение скелетов опалового состава.

- Нормально-осадочная примесь имеет диагностические признаки, позволяющие отличать ее от пирокластики. Терригенные обломки пород, минералов характеризуются несоответствием ассоциаций и наличием окатанности.
- Обломки пород, даже близкого петрографического состава к ювенильным литокластам, обычно отличаются большей степенью выветрелости. Но чаще всего в качестве примеси присутствует неродственный полимиктовый обломочный материал. Обломки кристаллов осадочного происхождения представлены, главным образом, окатанными зернами кварца и полевых шпатов. При этом терригенный кварц часто имеет мозаичное, облачное погасание, полевые шпаты пертитизированы.
- В некоторых случаях органические остатки можно спутать с обломками вулканического стекла (витрокластами), но показатель преломления опала (1,460) меньше, чем у самого низкопреломляющего стекла (см. главу 3).

- Кроме того, панцири диатомовых водорослей, радиолярии, спикулы губок отличаются от витрокластов формой и скульптурным рисунком: округлостью, наличием центральных канальцев, присутствием шипиков, сетчатостью. Хемогенная примесь туффитов характеризуется микрозернистым строением, резко отличным от пироклаستيки минеральным составом и часто является цементом.
- Цементация туффитов также, как и в туфах осуществляется за счет уплотнения обломочного материала или гидрохимического разложения вулканического стекла. Кроме того, цементом может быть терригенная примесь глинистого вещества и хемогенная примесь карбонатного, кремниевого (обычно в отложениях палеозоя) состава.

