Definición

El proceso sedimentario es el resultado de la interacción de la atmósfera, hidrósfera y biósfera con la corteza hasta los 6 – 8 Km de profundidad. Comprende meteorización, transporte, erosión (meteorización + transporte), depositación y diagénesis. Conduce a la formación de nuevos minerales sin recristalizaciones y a una diferenciación geoquímica de los elementos.

Medio 1° = manto superior y corteza inferior. Elevadas P y T, bajos valores de agua y CO2. Se desarrollan los procesos ígneos y metamórficos.   
Medio 2°= corteza superior. Bajas P y T y alto contenido de agua, oxigeno y CO2.

Entre los 2 medios hay un intercambio de energía que determina la sedimentación. Los materiales 1° se alteran en el medio 2° porque no son estables.

Diferenciación geoquímica sedimentaria: ciclo menor, exógeno o supergénico

Es una parte del ciclo geoquímico de los elementos que comprende las etapas de la sedimentación: meteorización, transporte, erosión (meteorización + transporte), depositación y diagénesis. Se produce la diferenciación geoquímica sedimentaria.

|  |  |
| --- | --- |
| Sedimento | Sedimentitas |
| Arenas | Areniscas |
| Gravas | Conglomerados |
| Arcillas | Arcillitas |
| Sales | Rocas salinas |
| Carbonatos | Caliza |

Procesos de meteorización: El agua es el principal agente en superficie.

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| PROCESOS | ACCIÓN | AGENTE | RESULTADO |
| FíSICOS | Mecánica | Viento, hielo | Detritos (Cuñas de hielo) |
| QUíMICOS | Descomposición | Agua | Soluciones, suspensiones |
| BIOLóGICOS | Descomposición | M.O. en horizontes poco profundos del suelo | Suspensiones |

Diagénesis: Serie de procesos que se dan luego de la depositación y enterramiento de sedimentos. Los cambios se producen mientras los sedimentos están en contacto con el agua que yace sobre ellos y luego de que son removidos del contacto con el agua.   
Los procesos diagenéticos alteran la textura, estructura y mineralogía de los sedimentos y conducen a la formación de rocas. Se dan entre los 150°-200°C y 5 - 6 Km de profundidad.

Procesos principales:

* Óxido – reducción: Se da en elementos con más de un estado de oxidación (de transición y No metales).
* Autigénesis: Formación de minerales 2° en el medio exógeno que no estaban en las RI. In situ en ambiente cerrado (Aragonita o calcita) o abierto (Montmorillonita o Illita).
* Caolinita y Montmorillonita por hidrólisis incongruente de feldespatos y plagioclasas. Si encuentra una solución rica en K+ forma Illita.
* Calcita a partir de una solución de Aragonita
* Glauconita en ambientes marinos someros
* Cementación: Unión de clastos por la formación de cemento de sílice cristalina (Cuarzo), de sílice amorfa de tipo gel (ópalo) y de carbonato que une los clastos de sedimento.
* Difusión: Concentración de elementos por difusión en segregaciones que forman capas, concreciones, nódulos. La difusión se ve favorecida por el gradiente vertical en sedimentos y el agua intersticial con segregación de elementos en capas.
* Compactación: Expulsión de agua. Se produce la disminución del volumen del sedimento a causa de la sobrecarga mientras se da el sepultamiento y aumento de la T y la P. En esta fase se reducen los huecos porosos, producto de la deshidratación.

Clasificación geoquímica de los sedimentos

* Resistatos: Minerales del ambiente endógeno que no se meteorizan y quedan como residuos en el sedimento. Cuarzo, Magnetita, Ilmenita, Casiterita, Rutilo, Circón, Monacita, Muscovita, Columbo-Tantalita, Oro, Platino, Diamante. (Si, O)
* Hidrolisatos: Minerales 2° que se forman por hidrólisis incongruentes. (Al, O, H, K, Fe)
* Arcillas: Filosilicatos que se forman por hidrólisis de feldespatos. Caolinita, Montmorillonita, Illita.
* Bauxitas: Óxidos hidratados de Aluminio, Bohemita, Diásporo, Gibbsita, Conrindón.
* Glauconita: Filosilicatos trilaminar de ambientes marinos. Reguladora del Mg y K en el mar.
* Clorita: De ambientes diagenéticos muy profundos.
* Oxidatos: Productos de oxidación. (Fe, Mn, S)
* Lateritas de Fe(también son hidrolisatos): Goethita, Lepidocrosita, Hematita
* Lateritas de Mn: Manganita, Pirolusita, Psilomelano, Haussmanita
* N, I: Condiciones de oxidación extrema (iones muy oxidados). Nitratina, Lautarita, Nitro de Chile
* Reductatos: Productos de reducción. (Fe, Mn, S)
* De Fe: Siderita (origen continental), Pirita sedimentaria (se origina en profundidades oceánicas donde se deposita M.O en ambientes reductores sin oxígeno, Marcasita.
* De S: Yeso, Anhidrita (ambiente reductor con presencia de bacterias)
* Precipitatos: Productos de precipitación (las cc de iones superan el Kps de la sal poco soluble). (Ca, Mg, C, O)
* Marinos: Aragonita, Calcita, Magnesita, Dolomita, Fosforita,
* Continentales: Estalactitas, Estalagmitas
* Evaporatos: Productos de evaporación del solvente (agua). (Na, K, Mg, S, O, Cl, B, H, O)
* Marinos: Mas abundantes. Se forman por evaporación del agua de mar. Primero precipita carbonato de calcio y luego las evaporitas como Yeso, Anhidrita, Halita, Kieserita, Bischofita, Silvita, Bloedita, Cainita, Hexaidrita, Epsomita y Carnalita.
* Continentales: Yodo, Carbonato de Sodio, Bórax, Tenardita, Kernita, Lautarita, Halita, Nitratina, Clorato de Sodio, Iodato de Sodio, Ulexita.   
  Un ejemplo de estos depósitos es el Triángulo del Litio conformado por el Salar de Uyuni en Bolivia, Salar del Hombre Muerto en Catamarca y Salar de Atacama en Chile.

Clasificación granulométrica de RS

* Psefitas: más de 4 mm
* Psamitas: 4 – 0,06 mm
* Pelitas:
* Limos: 0,06 – 0,03 mm
* Arcillas: menos de 0,03 mm

El Silicio se concentra en psefitas y psamitas. Las areniscas tienen: 65% Cuarzo, 15% fragmentos líticos, 10% feldespatos, 5% arcillas, 5% carbonatos.   
El Aluminio se concentra en pelitas. Las pelitas tienen: 60% arcillas, 30% cuarzo, 4% feldespatos, 4% fragmentos líticos, 2% carbonatos.

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| INCONSOLIDADO | CONSOLIDADO | | METAMÓRFICO |
| ARCILLAS | ARCILITA | LUTITAS | PIZARRAS |
| FANGOLITA |
|  |  |  |
| LIMOS | ARGILITAS | HORNFELS |
| LIMOLITA |

Composición química y mineralógica

Es muy variable porque la sedimentación implica una diferenciación geoquímica.

* El contenido de Sílice puede exceder el 99% en areniscas
* El oxido férrico puede ser mayor al 75% en lateritas
* El óxido ferroso llega al 60% en la Siderita
* El óxido de Calcio llega al 56% en las calizas puras

Composición química promedio de las RS (Leith y Mead): 60% Sílice, 14% trióxido de Aluminio, 6% oxido de Calcio, 5% de CO2 y 3% de agua.

* 82% pelitas
* 12% areniscas
* 6% calizas

*Óxidos enriquecidos en sedimentarias promedio con respecto a ígneas:*

*Promedio de pelitas:* óxido de Aluminio, agua, óxido férrico, dióxido de carbono y trióxido de azufre.  *Promedio de areniscas:* sílice, oxido de calcio, dióxido de carbono, agua, *Promedio de calizas:*oxido de calcio, dióxido de carbono, oxido de magnesio.

Relación entre quimismo, mineralogía y granulometría

* Los 2 promedios deben corresponderse ya que las RS derivan de las RI
* En las RS:
* Hay una adición de elementos de la atmósfera y de la hidrósfera: O2, CO2, H2O.
* Hay pérdidas de elementos hidrosolubles, más que nada del Na+ que se acumula en el agua de mar. El K forma minerales autígenos. También se pierde Mg.
* Se genera una alta relación K+/Na+ y Al2O3/Sílice en pelitas y SiO2/Al2O3 en psefitas y psamitas.
* Aumenta el contenido de oxido de calcio respecto de las RI por la formación de calizas.
* Aumenta la presencia de Fe férrico.
* Influyen la composición mineral, textura de la roca, clima, red de drenaje, superficie expuesta, etc.

Cálculo de pérdidas y ganancias de elementos en la meteorización

* Ya sea que se pierdan o ganen elementos, la masa total es constante.
* Algunos elementos permanecen constantes y otros disminuyen, no quiere decir que los primeros aumenten.
* Hay pérdidas de todos los elementos, pero los que menos disminuyen parece que se incrementaran.

Para resolver esto se hacen cálculos de pérdidas y ganancias y SE SUPONE que la cc de alúmina (Al2O3) durante la meteorización no cambia apreciablemente, porque se observa que en la meteorización el trióxido de aluminio es el oxido que mostraría un mayor incremento y porque no hay gran cantidad de Al en aguas superficiales.

Se toma un análisis químico de una RI con composición en óxidos de mayoritarios (minoritarios y algunos trazas se incluyen en “otros”) y se recalculan los valores de óxidos al 100%. Se hace el mismo procedimiento para la RS. Luego se calcula un factor de RIrec/RSrec para el Al2O3 y en el resto de las columnas (A, B, C) se ve el incremento o pérdida de óxidos (u elementos) producto de meteorización.

En la roca del ejemplo (pero en general en todos los casos) se ve que en la RS hay un gran incremento de agua, oxido férrico y hay pérdida significativa de sílice y de los hidrosolubles.

Estabilidad mineral: A mayor T y P en el medio 1°, será mayor la alteración y serán más inestables en el medio 2°. En base a esto, Goldich estableció una serie de estabilidad en base a la resistencia a la meteorización.

Serie de estabilidad de Goldich

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Cuarzo | RESISTATOS | + estabilidad |
| Muscovita |
| Fk |
| Biotita | Plg Na |
| Hornblenda | Plg Na – Ca |
| Augita | Plg Ca – Na |
| Olivinas | Plg Ca | - estabilidad |

Secuencia de alteración de especies químicas o minerales: En general los minerales félsicos son menos alterables que los máficos. Óxidos < Silicatos < Carbonatos y sulfuros.   
 + difícil de alterar + fácil de alterar

Serie de estabilidad decreciente de Pettijhon

Pettijhon estableció un orden de estabilidad donde el número indica la presencia en sedimentos modernos frente a su persistencia en sedimentos antiguos. Si se tiene un sedimento antiguo y el mineral no está, es porque fue inestable y se degradó.

1. Anatasa (TiO2), tetragonal (Mineral 2°)
2. Rutilo (TiO2), tetragonal (Mineral accesorio)

1. Circón (ZrSiO4)

1. Muscovita

2. Grupo de la Turmalina:   
A(D3) G6(T6O18)(BO3)3X3Z   
A= Ca, Na, K   
D= Al, Fe+2, F+3, Li, Mg, Mn   
G= Al, Cr, V+3   
T= Si, Al, B   
X= O o OH   
Z= F, O, OH

1. Monacita
2. Granate
3. Biotita
4. Apatita
5. Ilmenita
6. Magnetita
7. Estaurolita
8. Cianita
9. Epidoto
10. Hornblenda
11. Andalusita
12. Topacio
13. Titanita
14. Zoisita
15. Augita
16. Sillimanita
17. Hipersteno
18. Diópsido – actinolita
19. Olivina (Solo en sedimentos cuaternarios)

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Estabilidad | Accesorios | Esenciales | |
| **Máficos** | **Félsicos** |
| Inestables | Apatita |  |  |
|  | Olivinas |  |
|  | Piroxenos | Anortita |
|  | Hornblenda | Bitownita |
|  | Biotita | Labradorita |
| Metaestables | Epidoto |  |  |
| Zoisita |  |  |
|  |  | Oligoclasa |
| Granate |  | Albita |
| Magnetita |  |  |
| Ilmenita |  | Fk |
| Titanita |  |  |
| Turmalina |  | Muscovita |
| Estables | Circón |  | Cuarzo |
| Rutilo |  |  |

Estadios de la diagénesis

* Singénesis: Procesos diagenéticos que se dan al mismo tiempo que la sedimentación.
* Eogénesis: Cambios diagenéticos que se dan en o cerca de la superficie de sedimentación donde las soluciones intersticiales están aun en contacto con el agua suprayacente.
* Mesogénesis: Cambios que se producen una vez que por enterramiento las soluciones que rellenan los poros quedan aisladas del agua suprayacente.
* Telogénesis: Se da por influencia directa de soluciones meteóricas una vez que las rocas sedimentarias han sufrido procesos de levantamiento y erosión.

Muchas veces, la diagénesis de RS involucra repetidas secuencias de estadios diagenéticos debido a que pueden sufrir varios ciclos de enterramiento – emersión – erosión.

En cualquier estadio, actúan fuerzas de meteorización que puede llevar a la transformación o destrucción de los minerales heredados con la siguiente formación de soluciones o nuevas especies minerales (autigénesis). Por ejemplo, la transformación de la caolinita o montmorillonita en Illita durante la diagénesis.

Estudios de Teruggi y Andreis

Estos estudios demostraron que la estabilidad de los feldespatos puede ser diferente y también inversa a la ordenación de Goldich.   
Teruggi y Andreis observaron que existen numerosas formaciones sedimentarias cuyas composiciones en minerales se apartan de la serie de Goldich. En ellas existe poco cuarzo y hay abundantes feldespatos con predominio de plagioclasas frescas sobre una población reducida de especies potásicas alteradas y el conjunto de pesados está dominada por piroxenos y anfíboles.

* Las formaciones con minerales inestables abundantes tienen rocas madres que fueron básicas (basaltos y andesitas) por lo que la composición mineral de las formaciones queda explicada parcialmente por la disponibilidad de materiales heredados.
* Las rocas madres consideradas se encuentran en regiones áridas o semi-áridas y gran parte del transporte se dio en esas mismas condiciones. En muchos casos la depositación se dio en ambientes secos.
* La abundancia de las especies inestables puede considerarse como resultado del par genético disponibilidad-clima.
* CONCLUSIÓN: La secuenciad e Goldich solo aplica a climas húmedos.

Factores propios de los minerales que afectan la estabilidad (Intrínsecos)

* Basicidad: Los minerales serán menos resistentes, cuanto mayor sea su basicidad.

En la serie discontinua, un mineral es más básico cuanto mayor sea la cantidad de tetraedros independientes (Olivinas).   
En la serie continua, un mineral es más básico cuanto mayor es la relación de tetraedros de Al/ tetraedros de Si (Anortita 2:2).   
La presencia de Al+3 tetraédrico genera inestabilidad de la estructura porque Al+3 es de mayor tamaño que el Si+4 y deforma el tetraedro. Es más fácil atacar un tetraedro aislado que una estructura polimerizada.

* Fuerza del ion sobre el O: La fuerza de una unión del Si con el O es la mayor, comparada con los otros cationes mayoritarios (Al, Fe, Ca, Mg, Na, K), por esto, los minerales con relación Si:O elevada son más estables. Los Nesosilicatos (1:4) son los más inestables y los Tectosilicatos (1:2) los más estables.   
  En cada grupo de silicatos, el metal iónico presente determina la posición del mineral es la serie de estabilidad. Ej., en el ciclo endógeno, de acuerdo a al Er, los minerales de Mg+2 serán más estables que los de Fe+2 y los de Ca+2, que los de Na+. Sin embargo, se debe tener en cuenta que el orden de incremento de la fuerza de unión metal-oxígeno es exactamente inverso a la resistencia a la meteorización de los minerales.   
  Por ejemplo:  
  La Anortita es menos estable que la Albita porque tiene una mayor relación Al2O3/SiO2 a pesar de que la unión Ca-O es más fuerte que la unión Na-O.

El feldespato potásico es un mineral muy resistente a pesar de que la unión K-O es débil, por la alta acidez del Tectosilicato.   
La forsterita meteoriza muy rápidamente, aunque la unión Mg-O sea relativamente fuerte por la alta basicidad del nesosilicato.   
Es decir, la presencia del catión (fundamental cuando se forma el mineral en el proceso ígneo) pierde efectividad en el proceso sedimentario donde crece la importancia de la unión Si-O y de la relación Al:Si. La basicidad prevalece sobre la unión metal-anión.

* Presencia de un ion con más de un EdO: El cambio de EdO reduce la estabilidad. Los minerales con iones con mas de un EdO son más inestables.   
  Al oxidarse un catión debe abandonar la estructura para mantenerse la neutralidad electrostática del cristal. El catión une los tetraedros por lo cual su ida, debilitará la estructura del cristal.   
  Además, la oxidación de un elemento determina una distribución de su tamaño y un aumento de espacios libres que también debilita la estructura.   
  Los máficos son más inestables que los félsicos porque tienen Fe+2 que pasa a Fe+3 y quedan espacios libres para que entren agentes químicos. Muscovita más estable que Biotita (Fe).
* Grado de compactación: Cuanto más compacta es la estructura de un mineral (cuanto más agrupados están los oxígenos alrededor del catión fuera del tetraedro), será más estable. Los espacios vacíos no solo reducen la atracción electrostática, sino que sirve para acelerar las reacciones.   
  Ej. Circón (231 A) – Forsterita (459 A). Es más estable el Circón.   
  Biotita (489 A) – Muscovita (459 A). Es más estable la Muscovita.
* Tamaño de grano: Cuanto más pequeño es el tamaño de grano, mas meteorizable es el mineral porque tiene una mayor superficie específica expuesta a agentes químicos. Ej: La aplita con textura sacaroide es más inestable que la pegmatita con fenocristales, aunque la composición sea la misma.

Factores propios del medio geológico que afectan la estabilidad mineral (Extrínsecos)

* Topografía
* Red de drenaje
* Clima (Temperatura y precipitaciones)
* Factores FyQ (pH, Eh, estado coloidal, composición química).

pH

En los medios naturales (aguas, suelos, sedimentos y algunos minerales como las evaporitas), el pH adquiere valores promedio. De acuerdo a cuál sea el medio, esos valores tienen sus propios rangos que se mantienen dentro de ciertos límites. Cuanto menor es el pH de un medio, mas agresivo es. El pH permite conocer en qué estado químico se encuentra un elemento.

En cada uno de los medios hay controles. Por ejemplo, en las aguas meteóricas la cantidad de dióxido de carbono y demás gases atmosféricos disueltos en el agua van a condicionar el pHde las mismas.

*pH en los medios naturales*

* Aguas meteóricas (4-8): Cantidad de CO2 y demás gases atmosféricos.
* Turberas (7-8): Topografía, reacciones orgánicas.
* Suelos (3 -10): Agua, minerales presentes y M.O
* Agua subterránea (5-9): Litología, reacciones orgánicas
* Aguas de minería (2-9): oxidación de pirita, litología
* Agua dulce de ríos y lagos (4-10): cantidad y tipo de material disuelto
* Agua dulce de sedimentos (4-9): composición de sedimentos
* Sedimentos marinos marginales (deltas, estuarios) (5-10): Grado de aislamiento, tipo y cantidad de flora y fauna, composición del sedimento.
* Agua de mar (8,1-8,3): Balance entre CO2 y CaCO3, presencia de buffers, presencia de argilominerales, coloides y M.O.
* Sedimentos de mar abierto (6-9): Balance entre CO2 y CaCO3, composición del sedimento, M.O.
* Evaporitas (6-10): Composición del agua que forma la evaporita, M.O.
* Aguas geotermales (1-10): Numerosos factores.

El pH de los medios geológicos más comunes está entre los valores 4 y 9 salvo algunas excepciones:

* pH < 4: Disolución de gases volcánicos en lagos aledaños donde el pH es cercano a 2 como por ejemplo el lago Caviahue en Neuquén.
* pH > 9: Las aguas libres de CO2 en contacto con rocas carbonáticas pueden adquirir por hidrolisis un pH=10 y en contacto con silicatos de RUM un pH=12. Valores similares pueden encontrarse en cuencas desérticas donde se depositan salen alcalinas como Na2CO3 y Na3BO3.

La mayoría de las aguas superficiales tienen suficiente contacto con la atmósfera por lo que no se obtienen altas alcalinidades y el límite razonable de pH superior en los ambientes cercanos a la superficie es aprox. 9.   
Virtualmente no existen en la naturaleza aguas con pH = 7.   
La fotosíntesis tiende a aumentar el pH por consumición de CO2 atmosférico, es decir, le estamos sacando el reactivo a la reacción y no hay tanta disolución del gas en el agua porque parte de ese gas está siendo consumido por las plantas.

El pH tiene un papel importante en la precipitación de hidróxidos:

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| ION | pH | HIDROXIDO |
| Fe+2 | > 7 | Fe(OH)3 |
| Fe+3 | > 3 | Fe(OH)2 |
| Al+3 | 3 – 5 | Al(OH)3 |
| Pb+2 | 7 - 10 | Pb(OH)2 |
| Cu+2, Zn+2, Ni+2, Co+2 | 9 - 10 | Cu(OH)2, Zn(OH)2, Ni(OH)2, Co(OH)2 |
| Mn+2, Ag+2 | > 9 | Mn(OH)2, Ag(OH) |
| Mg+2 | > 10 | Mg(OH)2 |
| Ca+2 | > 11 | Ca(OH)2 |

* Precipitación incompleta de Fe+2 a pH ligeramente superior a 7, por lo tanto, las aguas reductoras pueden transportar Fe+2.
* Separación de Fe+2 y Mn+2: Fe precipita a pH apenas superior a 7 y Mn permanece en solución hasta pH 9.

Especies de Hierro en función del pH

* pH < 3: Fe+2 y Fe+3 solubles
* 3 < pH > 7: Fe+2 y Fe(OH)3↓
* pH > 7: Fe(OH)2↓y Fe(OH)3↓ (Hidróxidos ferroso y férrico precipitados)

Sílice vs pH

* pH ácido: SiO2 insoluble
* pH básico: SiO2 se disuelve y forma silicatos alcalinos

Especies de Manganeso en función del pH

* pH ácido: Mn+2 soluble y Mn+3↓, Mn+4↓

Ag+ pH > 9 As2O – Ag(OH) - Cu+2, Ni+2, Ca+2 pH > 8↓ - Pb+2 pH ≈ 7 Pb(OH)2 y PbO2

Especies de Aluminio en función del pH

* A pH menor a 3, el Al se presenta como ion Al+3.
* A pH ≈ 4, las solubilidades de la sílice y de Al2O3 permiten que haya mucha Al2O3 disuelta y poca sílice disuelta, promoviendo la formación de filosilicatos bilaminares como la Caolinita porque la relación Al:Si es 1:1. (climas húmedos con vegetación y MO SAl>> SSiO2 dan un pH ácido).
* En las soluciones alcalinas de pH 9-10, hay mucha más sílice disuelta que alúmina, favoreciendo la formación de filosilicatos trilaminares como Montmorillonita donde la relación Al:Si es 1:2 (Dos capas de sílice por cada capa de Alúmina). (Climas menos húmedos, templados y alcalinos, SAl<<SiO2).
* Cuando aumenta el pH, la Caolinita se desestabiliza y se transforma en Gibbsita.

Potencial iónico φ

Φ = c / r. Es la relación entre la carga del catión / radio del catión. Da una idea de la estabilidad del ion. A mayor potencial iónico, mayor potencial de ionización y mayor covalencia. A mayor covalencia, un compuesto es menos soluble. A medida que aumenta la carga, aumenta la covalencia de los enlaces.

Potencial iónico φ y su relación con el agua

Φ < 3: Cationes hidrosolubles. El catión se rodea de moléculas de H2O y queda en solución como catión hidratado. Pertenecen al grupo: Cationes alcalinos y alcalino-térreos (Ca+2, K+, Na+, Ba+, Sr+), Fe+2, Mn+2 y Ag+.

Na+ + 6H2O = [Na(H2O)6]+ (catión hexahidratado de Na+)

3 < Φ > 10: Cationes hidrolisatos. El catión toma oxidrilos del H2O (hidrólisis) y precipita como óxidos e hidróxidos. Aumenta la covalencia del enlace. Pertenecen al grupo: Al+3, Fe+3, Co+3, Ni+3, Pb+4, Th, U, Ti, Se, Ga+3, REE+3.

H-O-H   
Al+3 + H-O-H ==> Al(OH)3↓ + 3H+  
H-O-H

Φ > 10: Aniones solubles. El catión toma el oxígeno del H2O y queda en solución como anión. Pertenecen al grupo: B+3, C+4, Si+4, P+5, S+6, N. Tienen muy alta carga o radio pequeño. Para tener P+5 el medio debe ser tan ácido que supere a los 8H+ y se desplace a la izquierda. Eso en la naturaleza no sucede por lo que siempre se encuentran como aniones.

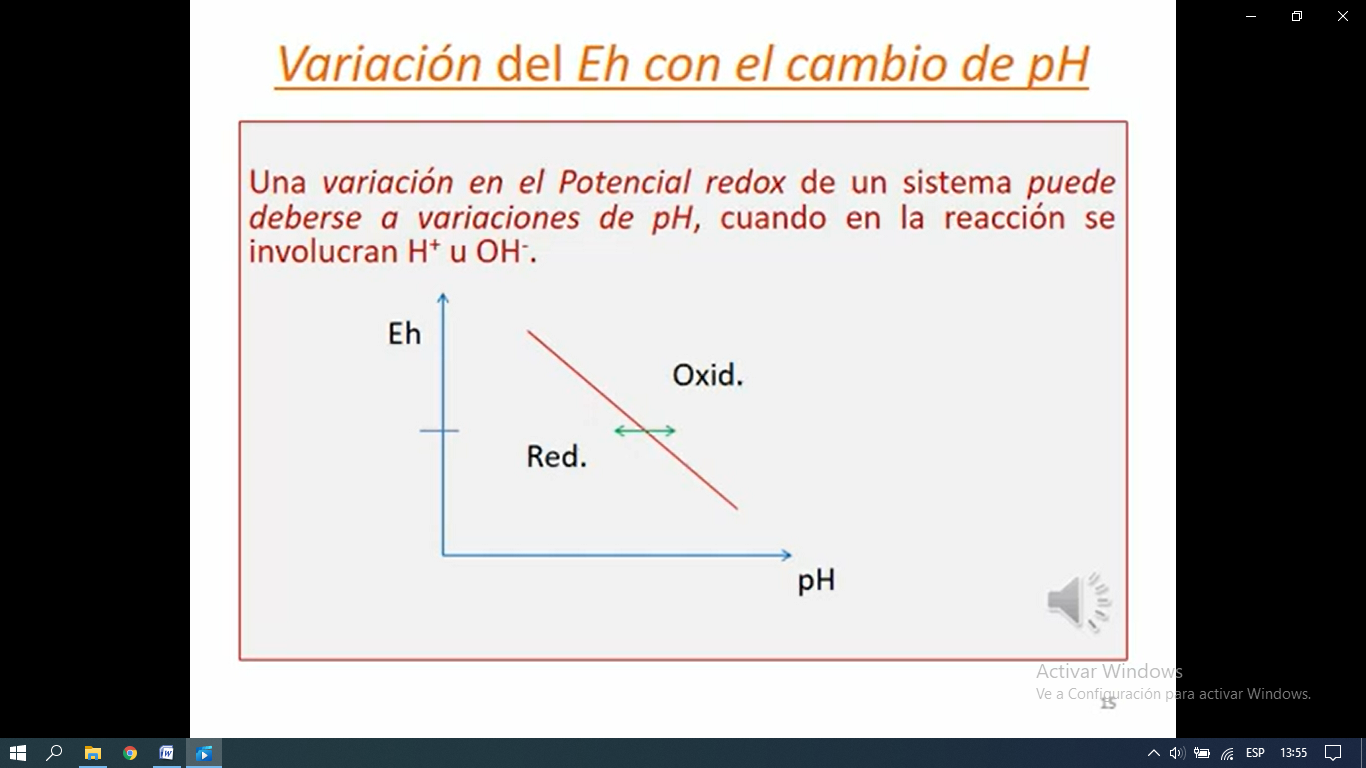
H-O-H  
P+5 + H-O-H ==> (PO4)-3 + 8H+  
H-O-H  
H-O-H

Potencial redox (Eh) de los medios naturales

La estabilidad de un elemento en un EdO depende del cambio de energía implicada en añadir o separar electrones. Una medida cuantitativa de este cambio la da el potencial redox.   
De acuerdo al potencial del medio un ion libre resultado de la meteorización puede o no cambiar de EdO.   
El potencial redox de un medio afectará solo a aquellos elementos con más de un estado de oxidación: algunos no metales (Azufre y Halogenuros) y muchos elementos de transición.

Variación del Eh con el cambio de pH

Una variación en el potencial redox de un sistema puede deberse a variaciones de pH cuando en la reacción se involucran H+ u OH-.   
Una forma reducida con determinado potencial redox, frente a un cambio de pH puede oxidarse.



Influencia del potencial redox del medio

La disolución, transporte y deposito de elementos que tienen 2 o más EdO son influidas por el potencial redox del medio. La presencia de elementos nativos se explica por el *potencial redox elevado* de estos elementos y el *bajo potencial redox del medio ambiente*. Ej: metales nobles.

Las zonas de alto contenido de O2 y libre drenaje se caracterizan por altos valores de Eh.   
El mayor potencial redox relacionado con la formación de oxidatos se halla en sedimentos chilenos de nitratos, en los que se encuentran a veces en forma concentrada ClO4-, IO3- y algunos cromatos y seleniatos.   
Los potenciales redox más bajos están en zonas aisladas del O2 como fondos marinos y algunos pantanos.

Separación de Mn+2 y Fe+2 por el Eh

El Mn+2 está en soluciones sólidas en minerales primarios (endógenos) conteniendo Fe+2. Son diádocos.   
Como el potencial redox del Fe+2 es menor que el del Mn+2, se separan fácilmente porque Fe+2 se oxida a Fe(OH)3↓ mientras que el Mn permanece más tiempo en solución o bajo condiciones del medio más oxidantes, se presenta bajo la forma MnO2 exento de Fe.   
Las movilidades de los iones en medios acuosos en función de los valores de pH y Eh de los sistemas, constituyen una contribución importante en prospección geoquímica.

Minerales de Mn: Pirolusita, Rodocrosita, Manganita, Haussmanita, Permanganato

Diagrama Eh – pH en ambientes naturales: A medida que aumenta el pH, el Eh disminuye y m es negativa.

FENÓMENOS DE SUPERFICIE

La mayoría de las reacciones químicas en el medio exógeno se da como resultado del contacto entre el mineral con la atmosfera y la hidrósfera donde el agua es el principal agente de meteorización. Esta interacción produce cambios sobre la gran superficie expuesta del mineral y también en el agua.

Las reacciones de superficie permiten:

* Determinar la calidad del agua subterránea que se mueve a través de rocas y suelos.
* Evaluar los cambios en la naturaleza y cantidad de superficie expuesta puede servir de control de la migración de sustancias tóxicas y la redistribución de nutrientes y de pesticidas en las plantas.
* Ayudar en la interpretación de muchos tipos de depósitos metalíferos y en la interpretación de texturas de rocas metamórficas.

Interfases en la corteza terrestre

Interacción entre hidrosfera, atmosfera y litosfera. También está presente la biosfera.

El agua de diferente procedencia, (ej agua de lluvia) se pone en contacto con el material de la litósfera y luego esa agua de lluvia puede escurrirse e ir a lagos, ríos, océanos o infiltrarse hasta napas subterráneas. Ahí se pone en contacto con materiales más profundos.

A nivel microscópico el agua puede percolar dentro de las cavidades y poros de suelos y sedimentos, salvo que haya arcillas y generar cavidades por disolución. También hay RM que pueden estar fracturadas y el agua circula por esos espacios y esto aumenta la superficie de contacto entre el agua y el mineral.

Relación en la interfase entre un mineral y una solución

Esta relación está marcada por una discontinuidad en la densidad, composición y estructura de las 2 fases. El mineral está organizado en un arreglo tridimensional formando una estructura iónica cristalina. La solución consiste en dipolos de agua de libre movimiento junto con iones solvatados e iones complejos. Las reacciones en la interfase causan una reorganización atómica en ambas fases. (La relación hace que ambas fases cambien).

Superficies irregulares en cristales de hematita: En este caso la superficie del mineral no es absolutamente lisa, sino que cuando el mineral se consolida y enfría se producen microfracturas que aumentan la superficie de contacto entre el mineral y el agua.

Es común que las superficies minerales no tengan carga eléctrica cero. Para comprobar que existe una carga en una superficie se hace pasar una corriente eléctrica a través de una solución que contenga partículas minerales muy pequeñas en suspensión, es decir, una suspensión coloidal.   
Las partículas migran de un electrodo a otro de acuerdo a sus cargas, que están dadas por desbalances eléctricos dentro de las partículas y en sus superficies.   
Las fuerzas electrostáticas resultantes modifican el orden que presentan los dipolos del agua y de las especies acuosas cerca de la superficie, como por ejemplo los iones acumulados en la superficie mineral, para mantener la neutralidad eléctrica.

Origen de las cargas superficiales

El desbalance de cargas en la superficie se da por 2 motivos principales:

* Sustituciones isomórficas:   
  Formación de vacancias: Constituye la carga estructural permanente = PSC (desbalances)  
  - Al+3 por Si+4: Illita (sustitución parcial), Vermiculita (sustitución completa), Caolinita (Por ser minerales autigénicos y exógenos no hay sustitución y PSC es 0), Oxihidróxido (PSC es 0, no hay sustitución).   
  - Ca+2 por Na+:
* Reacciones químicas entre los iones de la solución y los de la superficie del mineral:  
  E: OH- o H+ de una solución se unen a un catión en superficie y luego reaccionan en medio ácido o alcalino.   
  - Interacción con soluciones sólidas (carga eléctrica positiva total del mineral)

Si-OH + H+ ==> Si-OH2+

Al-OH + H+ ==> Al-OH2+

- Interacción con soluciones básicas (carga eléctrica negativa total del mineral)

Si-OH + OH+ ==> Si-O- + H2O

Al-OH + OH+ ==> Al-O- + H2O

Formación de oxihidróxidos

Una superficie de un oxido tiene átomos de metales y de oxigeno en su superficie. Cuando ese mineral entra en contacto con una solución, se produce una coordinación con las moléculas de agua y se forma el oxihidróxido. Los oxígenos del mineral se unen a uno o dos H+ y esto genera una carga en la superficie del mineral.

Carga neta total

σmineral = σpsc + σrexn

La carga neta de un mineral puede cambiar de signo, de + a - con incremento del pH. El pH en el cual la carga se hace cero se llama punto de carga cero (PZC) o pHpzc.   
A pHs menores que el pHpzc, un mineral tiene una carga neta positiva debido a reacciones y para pHs mas alto, el mineral tiene una carga neta negativa.

Ejemplos de pH de punto de carga cero

Cuarzo: 2 – 3, Albita: 2, Montmorillonita: 2 – 3, Caolinita: 4,6, Hematita: 5 – 9, Goethita: 7.3 -7.8, Gibbsita: 9  
Corindón: 8 – 9

* Qz y Ab tienen cargas superficiales negativas en la mayoría de las soluciones ácidas y atraen cationes hacia sus superficies para neutralizar la carga negativa.
* Los óxidos e hidróxidos de Al (Corindón y Gibbsita) tienen cargas superficiales positivas en soluciones con pH inferior a 9 y atraen especies acuosas con cargas negativas en su superficie.
* La carga superficial de óxidos e hidróxidos de Fe puede ser positiva o negativa en el rango de pH de la mayoría de las soluciones naturales. En océanos tienen cargas negativas.
* Los sulfuros y partículas orgánicas tienen carga negativa por encima del rango de pH de la mayoría del agua natural.

Acumulaciones de iones en la superficie mineral

En la superficie del mineral los iones se disponen de manera de neutralizar las cargas. Existe una capa externa que tiene una dimensión fija y está unida a la superficie del mineral por fuerzas electrostáticas y una capa difusa (Gouy) de espesor variable. En esta capa los iones tienen más libertad de movimiento y se agrupan con signos opuestos para lograr la neutralidad. En esta capa también se dan fenómenos de solvatación donde un ion metálico o protón está rodeado por otros iones.

Espesor de la capa externa difusa (Gouy)

En soluciones diluidas, la capa externa difusa es delgada. En soluciones con alta fuerza iónica (I) como aguas salinas, la capa será más gruesa. Es decir, para neutralizar las cargas se forma una doble capa.

Balance eléctrico entre la superficie mineral y la carga neta de la capa Gouy: σmineral + σdifusa = 0.   
Existe un balance eléctrico entre la carga del mineral y la carga neta de la capa externa difusa en los alrededores de la solución.   
La capa difusa de iones puede influir en el movimiento de aniones y cationes en aguas subterráneas, que fluyen entre sedimentos de grano fino. Algunas capas de arcillas pueden actuar como membranas semipermeables que modifican la composición de los fluidos porales.

Conclusión: Los desbalances eléctricos de un mineral o su superficie generan un reordenamiento de iones en solución y puede conducir a reacciones químicas de interfase.   
La naturaleza de los sitios atómicos expuestos en la superficie del mineral y la carga de la superficie controlan los tipos de especies acuosas que se acumulan en la superficie mineral y la capacidad de los iones de intercambiarse con otros.

Procesos de acumulación de iones

* Sorción: Un mineral inmerso en una solución acuosa acumula iones simples, complejos o moléculas.
* Intercambio iónico: Liberación de iones de la superficie e incorporación de iones de la solución por adsorción.

Procesos que producen Sorción

* Superficies de precipitación: Formación de una superficie de distinta estructura y composición que la roca hospedante.
* Absorción o co-precipitación: incorporación de especies disueltas por difusión o disolución y re-precipitación mineral.
* Adsorción: Acumulación de especies disueltas sobre la superficie mineral sin un orden molecular tridimensional.

Importancia de coloides en geoquímica

Las suspensiones coloidales en corrientes, aguas subterráneas y soluciones hidrotermales son una forma eficiente de transferencia de masa.   
La enorme área superficial de las partículas coloidales produce reacciones en la interfase solución-partícula, un factor crítico en determinar tanto la migración como la fijación de elementos.   
La geoquímica de los coloides permite estudiar a los contaminantes de aguas subterráneas y suelos, procesos de meteorización, diagénesis y la formación de depósitos metalíferos.

Partícula coloidal = micela (fase dispersa)

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| **Dispersión** | **Ejemplo** | **Tamaño de partícula** |
| Suspensión o dispersión grosera | Arena en agua | > 1000 A (visible al ojo) |
| Dispersión coloidal | Almidón en agua | 10 A – 10.000 A (gran area superf/vol) |
| Solución verdadera | Azúcar en agua | 1 A – 10 A |

Las dispersiones coloidales son sistemas heterogéneos que contienen una fase dispersa (soluto), dividida y una dispersante (solvente).

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| FASE DISPERSA EN SOLUTO | MEDIO DISPERSANTE | NOMBRE COMUN | EJEMPLOS |
| Sólido | Sólido | Sol sólido | Aleaciones (aceros), gemas coloreadas, porcelanas, pigmentos |
| Líquido | Sólido | Emulsión solida | Queso, manteca |
| Gas | Sólido | Espuma sólida | Esponja, piedra pómez, goma |
| Sólido | Líquido | Suspensión (Sol si es en suspensión o gel si es floculado) | Leche de magnesia, pinturas, barro, budín, gelatina |
| Líquido | Líquido | Emulsión líquida | Leche, crema, mayonesa, petróleo en agua, agua en petróleo |
| Gas | Líquido | Espuma líquida | Crema de afeitar, crema batida, espuma de cerveza |
| Sólido | Gas | Aerosol sólido | Humo, partículas en suspensión en el aire, |
| Líquido | gas | Aerosol líquido | Niebla, neblina, Spray, nubes |

|  |  |
| --- | --- |
| CLASIFICACIÓN DE SOLES | |
| Suspensoides (Liófobos o hidrófobos si la fase dispersante es agua) | Emulsoides (Liófilos o hidrófilo si la fase dispersante es agua) |
| Ej: SiO2 (Calcedonia microcristalina), haluros metálicos, S=. | E: Gluten de trigo, gelatina, SnO2, SiO2 (Ópalo en gel, amorfo), tejidos. |
| Necesitan poca cc de electrolitos para coagular y es irreversible si se los calienta. | Necesitan gran cc de electrolitos para coagular y el proceso es reversible. |
| Poco viscosos. No se dispersan espontáneamente. | Gran viscosidad. Se dispersan espotáneamente (pepti) |
| Partículas con cargas eléctricas de signo definido debido a la adsorción de iones. | Las partículas pueden estar dotadas de carga eléctrica por su propia disociación. Ej: proteínas. H+(+) y OH-(-). |
| Efecto Tyndall | |
| Movimiento Browniano | |
|  | Anillos de Liesegang |

Propiedades de coloides

* Efecto errático sobre las propiedades de la fase dispersante: Respecto de la P de vapor, PE y PF del agua.
* Efecto Tyndall: Capacidad de un coloide de dispersar la luz.
* Movimiento Browniano: Movimiento aleatorio y caótico de las micelas en un medio fluido, liquido o gas, como resultado de choques contra las moléculas de ese fluido.
* Anillos de Liesegang: Desarrollo de bandas difusas coloreadas cuando difunde un electrolito en un gel.
* Diálisis: Separación entre cristales y coloides mediante una membrana (los coloides no la atraviesan).
* Electroforesis: Técnica de separación de iones con la aplicación de un campo eléctrico (La superficie coloidal tiene carga y separa iones).
* Coagulación: Se aglutinan sustancias coloidales en el agua por la adición de sustancias floculantes, facilitando su decantación y filtrado.
* Peptización: En una dispersión, si la coagulación se dispersa, se produce peptización.

Estabilidad de las dispersiones coloidales: Gran área superficial/volumen, por lo tanto, la carga superficial es determinante en la estabilidad del coloide. Un coloide es estable si se mantiene disperso en la solución. Factores que condicionan la estabilidad:

* Adsorción de cargas eléctricas: Los soles son más estables en una solución muy diluida de electrolitos que en las concentradas y son más fácilmente precipitadas por el agregado de algunas clases de iones que por otras. En soluciones diluidas la capa Gouy va a ser débil porque hay poco electrolito en solución y el sol será más estable. A mayor I, la Gouy es de mayor espesor.   
  - Iones con doble o triple carga hacen más efectiva la coagulación de coloides que los iones simplemente cargados porque neutraliza mejor el mineral.   
  - H+ y OH- son especialmente efectivos como coagulantes debido al efecto de reacciones de superficie en la carga total de la partícula coloidal.   
  Ej: floculaciom de un sol de sílice o de Fe(OH)3 en el Rio de la plata.
* Solvación: Presencia de coloides protectores: un coloide puede ser mucho más estable en presencia de un segundo coloide que si está solo. En general los coloides protectores son hidrófilos. Ej: M.O. actúa como coloide protectores de SiO2 o de Fe(OH)3.

Reglas de Paneth – Fajans – Hahn

1. Un precipitado absorbe iones de la solución que formen compuestos escasamente solubles o poco disociados con los iones de carga opuesta que formen la estructura cristalina.
2. De 2 iones de igual carga e igual concentración el ión más fuertemente atraído por los iones del retículo es absorbido preferentemente.

- La atracción interiónica mas fuerte entre los iones reticulares absorbido y los contraiones está determinada por:   
a. la menor solubilidad

b. el menor grado de disociación  
c. la mayor covalencia  
d. la mayor polarización eléctrica del anión y el mayor poder polarizante del catión.

Secuencia de selectividad de iones alcalinos:

Cs(H2O)6 > Rb(H2O)6 > K(H2O)6 > Na(H2O)6 > Li(H2O)6  
=====>>>>Decrecimiento en el grado de adsorción

Los de mayor carga van a neutralizar de preferencia. Los de menor radio son preferentemente adsorbidos.   
Los iones alcalinos tienen una gran hidratación porque son hidrosolubles, entonces los radios cambian y el Cs hidratado pasa a tener el radio más chico y luego Rb, K, Na y Li.

Por su radio pequeño el mas adsorbido será el Cs. Comparando al K con Na hidratado, el K hidratado va a ser mucho más adsorbido por cualquier sistema coloidal que el Na hidratado. Esa es una de las razones por la cual llega tanto Na al mar y no tanto K.

Evidencias geológicas de formación de coloides

*Efecto de micelas cargadas en procesos geoquímicos en océanos, suelos y sedimentos.*

* Las micelas cagadas negativamente adsorben cationes (metales). En las superficies donde las partículas están cargadas positivamente adsorben aniones (no metales).
* Partículas de todas clases se hunden en los océanos y limpian de iones metálicos al agua de mar y los transfieren a los sedimentos acumulados en los fondos oceánicos.
* Los sedimentos del fondo del mar están enriquecidos en muchos metales en comparación a un sedimentos marino normal el cual está dominado por sedimentos detríticos derivados de áreas continentales cercanas.
* Las micelas en los suelos actúan como repositores temporarios de iones liberados por la meteorización química o por la adición de fertilizantes. La capacidad de los suelos para almacenar nutrientes mejora su fertilidad. Además, la fijación de los iones en los suelos y en los sedimentos mejora la solubilidad de los minerales y resulta en la purificación del agua subterránea.

*Ejemplo del rol que juegan las finas partículas dispersas*

* Transporte de compuestos metálicos insolubles por corrientes.
* Precipitación de material de grano fino en agua de mar.
* Adsorción de iones por arcillas y materia orgánica en suelos.
* Formación de materiales amorfos o muy finamente cristalinos con suaves superficies redondeadas (botroidales, mamelares) en Calcedonia (cuarzo microfibroso).
* Formación de materiales con color de bandeado poco claro, similar a las bandas de Liesegang: Cherts (Sílice microcristalina, criptocristalina y microfibrosa).
* Formación de calcita y siderita, cuando aparecen en cuerpos discretos con textura microcristalina y suaves superficies hummocky.
* Se infiere para texturas de depósitos metalíferos en venas hidrotermales.

Procesos de meteorización química

*Principal agente de meteorización química - El agua*

La humedad acelera el proceso de meteorización no solo por la presencia de agua sino que esta lleva disueltas sustancias como:

* O2: es importante en la desintegración de rocas que contienen sustancias oxidables: Fe, Mn y S.
* CO2: Genera H2CO3 cuando se disuelve.
* Ácidos orgánicos
* Ácidos de Nitrógeno
* Ácidos húmicos
* Coloides como M.O, SiO2.nH2O, Fe(OH)3, Fe(OH)2 de Mn.

*Tipos de procesos de meteorización*

* Disolución: Ocurre en corrientes de agua o en películas que rodean partículas solidas. Los minerales solubles son los evaporatos (Yeso, Anhidrita, epsomita, tenardita, bloedita, hexaedrita, kieserita, cainita, carnalita, bischofita, silvita). El yeso es el menos soluble. Precipitatos como los carbonatos son poco solubles a pH > 7,8. En los cuerpos de agua aparecen numerosos cationes, carbonatos solubles (en aguas continentales ácidas) y sílice en áreas mas calidas de pHs mas elevados.   
  La disolución produce ionización. Por ejemplo sulfato de zinc se disocia en Zn + anión sulfato. Pero la disolución de sílice forma ácido ortosilícico sin apreciable ionización, con el incremento de pH otorga muy poca acidez al medio porque se trata de un ácido débil. Los iones pueden ser arrastrados por las corrientes y llegar al mar; ser tomados por organismos para formar exoesqueletos, formar sus propios minerales (autígenos) y ser adsorbidos en coloides o realizar intercambio iónico con argilominerales.
* Hidratación de iones o minerales: Los iones de PI menor a 3 son hidrosolubles. Cuando estos cationes se enfrentan al agua y se vincula de acuerdo a sus polaridades. Se van a unir de forma que el catión quede rodeado de las moléculas de agua (en general 6) y va a viajar conservando su carga. Este es el caso de todos los alcalinos, alcalino-térreos, el Mg+2 y el Mn+2 con bajo PI. Cuando se generan estos iones hidratados, hay un cambio en el radio iónico. El radio iónico hidratado sobre todo para los alcalinos, es muy diferente del radio iónico deshidratado. Cuando se hidratan, se produce una inversión de radios. El radio hidratado de Cs < Rb < K < Na < Li. La consecuencia de esto, es que el K hidratado será mejor absorbido por los coloides que el Na hidratado porque tiene un radio menor. Esto repercute en la distribución de los iones en el medio exógeno. Para los alcalino-térreos, el radio deshidratado se mantiene al hidratarse. El Be < Mg < Ca < Sr < Ba, por lo tanto, el Mg hidratado será tomado de preferencia por los coloides que el Ca hidratado, porque sigue siendo más pequeño.   
  Ejemplos de hidratación de minerales: Anhidrita 🡺 yeso; Hematita 🡺 Goethita.
* Ataque por ácidos: Los ácidos disuelven más fácilmente a las sales cuyos aniones provienen de ácidos débiles como los carbonatos y sulfuros. Ej: CaCO3 + H2CO3 == Ca+2 + HCO3- (máx. solubilidad de una caliza)  
  Los factores que favorecen la disolución son: Descenso de T, ascenso de P, descomposición de M.O en ambiente oxidante.   
  Weyl estudio la cantidad de Calcita disuelta que depende de la cinética de reacción. Se da en 4 etapas:  
  1. Zona de interfase sólido-líquido: **disociación de calcita en sus iones**. CaCO3 🡺 Ca+2 + CO3=  
  2. Si la solución está en contacto con una fase gaseosa conteniendo CO2, hay una reacción adicional:

CO2(g) + H2O 🡺 CO2(g) (**gas disuelto en agua**)

3. **Reacción entre CO3= y CO2** disuelto para dar HCO3-.

(CO2 + H2O 🡺) H2CO3 + CO3= 🡺 2HCO3-

De acuerdo a estas 3 etapas: CaCO3 + CO2(g) + H2O 🡺 Ca+2 + 2HCO3-

4. Transporte de varias especies a través de la solución por difusión y movimiento de fluidos tendientes a igualar gradientes de cc. De una zona donde hay mucha cc de un ion hay un flujo de manera que ambas cc se igualen. Esta etapa controla la velocidad del proceso. La velocidad del flujo de agua y su turbulencia es más importante que las reacciones de equilibrio. La cantidad real disuelta está definida por los factores cinéticos.

Factores vinculados a la cinética:

* Área de contacto sólido-líquido: Litología, porosidad, relaciones geológicas de la roca, las uniones e irregularidades (aumentan la superficie de las soluciones).
* Temperatura influye poco porque no afecta la velocidad de difusión.

Ejemplo: PAISAJE KÁRSTICO.

* Oxidación: Afecta a los elementos con más de un EdO en contacto con el aire (21% de O2). Los principales son Fe+2, Mn+2 y S= dan depósitos como Goethita, Lepidocrosita. El agente principal es el oxígeno. atmosférico.
* Reaccion de oxidación de fayalita a hematita (buscar): La fayalita se meteoriza por 2 motivos, el primero es que está conformada por tetraedros aislados y el segundo es que el catión se oxida fácilmente. Es una reacción espontánea.
* Reacción de oxidación de hematita a goethita (buscar): Por hidratación da goethita y probablemente se mantiene en suspensión coloidal hasta que encuentra un medio salino y ahí flocula.
* Siderita se oxida a hematita
* Magnetita puede oxidar parte de su FeO por hidratación.
* Galena se oxida a anglesita
* Blenda se oxida a Zn+2 y genera iones en solución.
* Oxidación de sulfuros de Fe por el O2 disuelto en aguas subterráneas y se dan en varias etapas. Por ejemplo Pirita que se oxida a Hematita y produce también un sulfato.   
  1. En medios fuertemente ácidos, el sulfuro se oxida a sulfato (buscar reacción en video).   
  2. El sulfato ferroso se oxida a un oxido o oxihidroxido de Fe+2 si hay bacterias en el medio y alto Eh.

Recién ahí tendríamos hematita y sulfato como anión.   
Las aguas que drenan regiones de meteorización tienen cc altas de SO4=, Zn+2, Cu+2, MoO4 y bajos valores de pH. Los halos de Cu y Zn se dispersan por cientos de metros hasta 2 Km (rastreadores). Estos procesos de oxidación son lentos y demandan varios periodos geológicos.

* Oxidación de minerales de Mn. Ejemplo: Rodonita a Pirolusita. El proceso puede llevar varias etapas.
* Hidrólisis: Generada por sales provenientes de un acido o base débil y por ciertos cationes libres. Puede ser congruente o incongruente y de iones libres o minerales.   
  - De iones: Los iones que producen hidrolisis son los cationes con PI entre 3 y 10, es decir, los hidrolisatos que rompen la molécula de agua y toman los oxidrilos como Al+3, Fe+3, etc y dan acidez al medio. También un anión proveniente de un ácido débil como el CO3= en agua genera HCO3- y da alcalinidad al medio.   
  - De minerales: La meteorización de silicatos es un proceso fundamentalmente de hidrolisis. La hidrólisis de forsterita puede ser congruente o incongruente (cuando las aguas superficiales tienen mayor cc de H+ que las aguas puras debido al CO2 disuelto). En el medio exógeno NO se dan las condiciones para la formación de serpentina porque la T no es alta. Si se produce durante el hidrometamorfismo.

Hidrólisis incongruente de minerales

* Formación de Caolinita Al4(OH)8(Si4O10) (velocidad de flujo media y relieve moderado según Berner): Se da en clima cálido, húmedo, relieve moderado, pH < 7, ∆H (+) con T° 200°C, ∆G (+).

4 Ortosa + 22H2O 🡺 Caolinita

4 Albita + 22 H20 🡺 Caolinita

2 Anortita + 7H2O 🡺 Caolinita

Caolinita puede estar en contacto con Calcita ya que la reacción anterior alcaliniza el medio.

* Formación de Gibbsita Al(OH)3 (velocidad de flujo alta y relieve abrupto según Berner): Se da en áreas de alta precipitación fluvial y elevado relieve que produce alta velocidad de flujo de las aguas. pH entre 5,8 y 8,4. M.O como coloide protector para que no se forme un silicato.

Albita + 8 H2O 🡺 Gibbsita

Desilicificación de arcillas: Caolinita 🡺 Gibbsita

* Formación de Montmorillonita Na-Mg-Al3(OH)4(Si4O10)2 (velocidad de flujo baja y relieve llano según Berner): Se da en climas templados con bajo régimen de lluvias a pHs > 9.

Albita + Mg+2 + 4H2O 🡺 Montmorillonita

Factores que condicionan la formación de un mineral

* Velocidad de flujo

Área de contacto solido-solido  
Relieve  
Régimen de lluvia

* Composición mineralógica del área meteorizada

Feldespatos ==> Caolinita  
Minerales ferromagnesianos ==> Montmorillonita  
Biotita ==> Illita

* Composición química de las soluciones circulantes

Acidez del medio  
Presencia de coloides

Formación de minerales de acuerdo al contenido de álcalis/protones y sílice

Se ve un diagrama de la relación de álcalis (representados por el K respecto a la acidez) vs la actividad del dióxido de silicio. Ambos ejes están en forma logarítmica.

Minerales presentes:

* Gibbsita (Al(OH)3 hidróxido de aluminio)
* Caolinita (filosilicato bilaminar de Al)
* Montmorillonita (filosilicato trilaminar de Al)
* Illita (filosilicato trilaminar de Al y K con sustitución incipiente de Al por Si en el tetraedro)
* Muscovita (filosilicato trilaminar de Al y K con sustitución completa)
* Feldespato K (tectosilicato)

A bajas cc de álcalis (Na+, K+, y Ca+2) y altas cc de H+ se ve favorecida la formación de argilominerales a partir de feldespatos. Un aumento de la sílice disuelta favorece la conversación de Caolinita a Montmorillonita. A cc mayores a 192 ppm de sílice coagula como sílice amorfa. Gibbsita se forma a bajas cc de sílice.

Experimento de Hemley y Jones: Condiciones de meteorización de feldespatos y sus productos

Se analiza un feldespato variando la T, P del agua, acidez, cantidad de cationes (KCl, NaCl) y se vuelve a analizar que productos se obtienen cada T.   
Se tiene feldespato K que por reacción podrá dar Muscovita que podría dar caolinita. El límite de temperatura divide el medio sedimentario exógeno del medio metamórfico. Pirofilita es un filosilicato trilaminar de Al pero típico de avientes metamórficos. A partir de Ms con descenso de T se podría tener caolinita. Las reacciones que representan esos cambios son:

Ortosa + 4H+ 🡺 Muscovita + K + sílice

Muscovita + 4H+ + 6H2O 🡺 Caolinita + 4K+

Conclusión:

* Los argilominerales se forman a partir de minerales silicoalumínicos por acción del agua a temperatura hasta pocos cientos de grados.
* La caolinita se forma en medios ácidos y es el principal argilomineral de suelos húmedos con abundante vegetación.
* La formación de Montmorillonita se ve favorecida en medios básicos de suelos húmedos, alcalinos donde los cationes son menos removidos.
* La presencia de K+ favorece la formación de Illita que es abundante en suelos alcalinos en regiones desérticas y en suelos formados de RI ricos en K.

Meteorización de granitoides

Qz (resistato) 🡺 Qz  
Ms (resistato) 🡺 Ms  
Fk (hidrolisato) 🡺 Caolinita, Bauxita o Montmorillonita  
Ab (hidrolisato) 🡺 Caolinita, Bauxita o Montmorillonita  
An (hidrolisato) 🡺 Caolinita, Bauxita o Montmorillonita  
Bt (hidrolisato)🡺 Caolinita o Illita  
Horn (hidrolisato) 🡺 Illita

Meteorización de basaltos

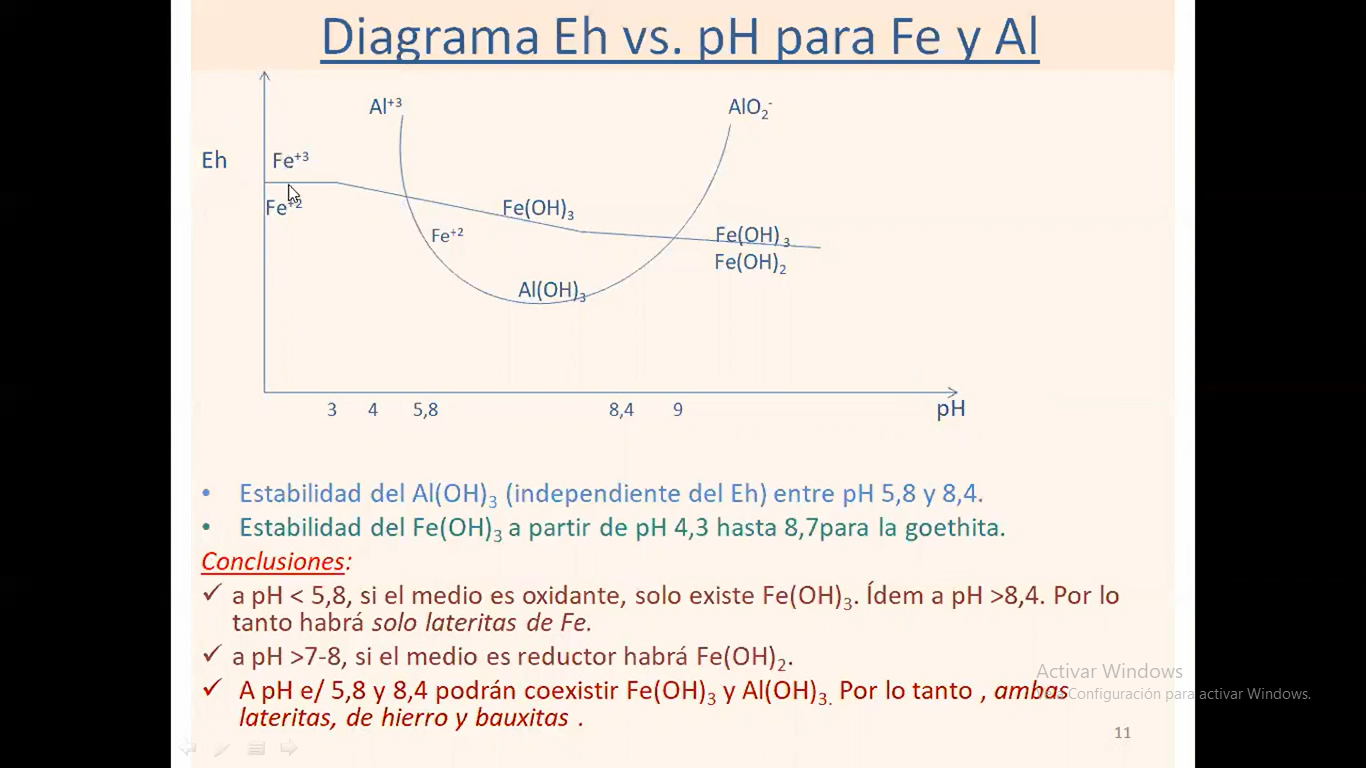
Un basalto es una RV básica cuyos minerales se forman alrededor de los 300°. Es inestable en condiciones supergénicas. Es un material de grano más fino que va a influir en la meteorización. Contiene vidrio que se altera fácilmente. El contenido total de óxidos de Fe es del 12%.

En zonas de lluvias, el Fe es lixiviado y se mantiene en solución como Fe+2 por el pH ácido. Si la pendiente es abrupta, se lava junto con sílice hidratada mas Al conforma un residuo explotable económicamente. SI la pendiente es suave, el Fe se asocia a minerales de Al si el pH lo permite.

Durante la sequia, al no haber tanta MO, pH y Eh aumentan, y el Fe+2 se oxida a Fe+3, formándose depósitos de lateritas de Fe y Al si hay retención de sílice hidratada por parte de la MO que es un coloide retentor.

Pendientes bajas: Montmorillonita  
Pendiente mas fuerte: Caolinita  
Como extremo de meteorización: Bauxitas

Diagrama Eh vs pH para el Fe y Al



Estabilidad del Al(OH)3 (independiente del Eh) entre pH 5,8 – 8,4.  
Estabilidad del Fe(OH)3 a partir de pH 4,3 hasta 8,7 para a Goethita.

Conclusiones:

* A pH 5,8 – 8,4 si el medio es oxidante, solo existe Fe(OH)3, por lo tanto habrá lateritas de Fe.
* A pH > 7,8 si el medio es reductor habrá Fe(OH)2
* A pH 5,8-8,4 coexisten Fe(OH)3 y Al(OH)3 y habrá lateritas de hierro y bauxitas.

Productos de procesos de meteorización química

Constituyentes solubles removidos de la zona de meteorización: Na+, K+, Ca+2, Mg+2, H4SiO4, HCO3-, SO4=, Cl-  
Minerales 1° (resistatos) no afectados por la meteorización: Cuarzo, Circón, Magnetita, Ilmenita, Rutilo, Turmalina, Monacita  
Minerales autígenos (se forman en el exógeno): Argilominerales, lateritas, sílice amorfa, pirolusita  
Materia orgánica resultante de reacciones de descomposición: Ácidos orgánicos, sustancias húmicas, kerógeno