



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

CARACTERIZACIÓN DE LA
MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN
DEL ÁREA GEOTÉRMICA DE
PUERTECITOS, BAJA CALIFORNIA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO
P R E S E N T A :
LÓPEZ VALDÉS NÉSTOR



DIRECTORA DE TESIS:
DRA. ROSA MARIA PROL LEDESMA
MÉXICO, D.F., ENERO DEL 2015

Agradecimientos

- ✧ En primer lugar, quiero agradecer a la Dra. Rosa María Prol Ledesma, por permitirme conocerla y llevar a bien este proyecto, por darme la oportunidad y confianza para estar bajo su dirección.
- ✧ A Marcela Errasti y Augusto Rodríguez, por sus invaluable colaboraciones y ayuda.
- ✧ A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme pertenecer a su comunidad y de la cual siento profundo orgullo e inmensa admiración.
- ✧ A la Facultad de Ingeniería, por formarme y ser un hito en mi vida.
- ✧ A mis padres, por siempre estar a mi lado dándome el aliento en todo momento, brindándome el cariño necesario y la voluntad para siempre poder mirar hacia el horizonte con dignidad y la frente en alto, para poder vivir el presente y anhelar el futuro en esto que se llama vida.
- ✧ A mis hermanos, quienes siempre me han apoyado y sé que seguirán haciéndolo, porque son pieza fundamental en mi vida y parte imprescindible de lo que le da sentido.
- ✧ A mis tíos, León y María Luisa, que han sabido ser lo que podría llamarse una segunda familia; A mis primas Argelia, Yardenia y Lina, por ser un ejemplo a seguir y motor para continuar.
- ✧ A mis tíos y primos: Malle, Carlos, Javier, Rosa, Lili, Juan, Ali, Nori, Chata, Pai, Gordo, Chino, Juanito, Chelis, Juancho y Fer, por nunca

dudar y siempre formar parte del núcleo que logra hacer que entregue lo mejor de mí.

★ A mis amigos de toda la vida Saúl y Mata, por siempre estar en momentos difíciles así como felices, por sus consejos y tiempo, porque nuestra amistad siga siendo una directriz en mi vida.

★ A mis valedores de la colonia: Rábano, Omally, Julito, Negra, por los momentos compartidos y buenas charlas al igual que los ratos de esparcimiento, que han sido claves para llegar aquí.

★ A mis valedores de la facultad: Diana, Ramsés, Eleazar, Barrabas, Cesar, Mike, Chaparrito, Mamagdo, Iisel, Andrés, Javo, Gandulay, Hilda, Mexica, Tapia, Mojas, Selene, Selenota, Cherk, Chuchin, Abel, Maniquis, Edith, Quique, Wuasa, Johnny, Gaby, Animal, Orestes, Davitsote, Mitre, Campe, Ochoa, San Pedro, Mamado, Chava, Juan the god, Mariachi, Mike H., y seguramente olvide alguno que otro. No fue en mala onda.

★ A mis profesores, que ante todo buscaron el convertirme en un excelente ingeniero, que ponga en alto el nombre de esta facultad; A ellos mi más grande respeto y orgullo, se los digo con el sentimiento más noble.

★ A los que ya no están presentes, pero que están conmigo en mi pensamiento, porque siempre los recuerdo y los llevo en mi corazón, ¡A ellos!, les dedico a cabalidad este trabajo.

A todos: Gracias...

Discurso: “Sobre la realidad atemporal política y social de México y la organización popular como solución fundamental con base en la libre expresión”.

Los hechos atroces que ha vivido el país a lo largo de las últimas cinco décadas, son una vergüenza nacional. La ignominia y el terror se han apoderado del gobierno y existen como única definición del Estado mexicano, heredada y ratificada sexenalmente.

La justicia social ha sido enterrada por un discurso reformista, que en los hechos, no es más que demagogia pura y que trata de justificar tanto la deficiencia política como la ausencia de un plan de desarrollo nacional y que solo se centran en la repetición de palabras como desarrollo económico¹ que utilizan como principal indicador y objetivo pero que los políticos parecen no entender su significado y solo demuestran un error de concepto fundamental, porque a diferencia su definición que hace referencia al crecimiento económico y social sincrónico e intrínseco, la clase política utiliza desde siempre y en el actual contexto nacional como un par ideas diferentes, separadas; es decir, la ignorancia política cae en la desfachatez del uso repetitivo de un discurso que desde un primer acercamiento es evidente su muy mala estructuración y su contenido no tiene sustento; En el discurso manifiestan como objetivo el desarrollo económico pero en los hechos solo se encuentra al crecimiento económico² que dicho sea de paso ha sido

¹ El desarrollo económico se puede definir como la capacidad de países o regiones para crear riqueza a fin de promover y mantener la prosperidad o bienestar económico y social de sus habitantes.

² El crecimiento económico es el aumento de la renta o valor de bienes y servicios finales producidos por una economía en un determinado periodo y se mide con el PIB.

durante este periodo de tiempo citado, casi nulo en el mejor escenario e inexistente en el peor de los casos. Observamos un uso indiscriminado de conceptos incomprensidos y desconocimiento de lo que implican. La realidad al final sobrepasa todo discurso y termina por poner las cosas en su justa dimensión, tal es el caso de lo acontecido en este inicio del 2015, en el cual el presidente en turno ha salido a hablar sobre la perspectiva de este año y en dicho mensaje solo recurre al crecimiento económico; por lo tanto es evidente que incluso ya en el discurso es imposible continuar promoviendo panoramas que nunca han existido y que comienzan a trabajar en intentar transmitir una percepción a la sociedad en general con visión a un mediano plazo que promueve la idea de crecimiento económico a toda costa pero que en los hechos los exculparía implícitamente de la aun mayor concentración de la riqueza de un muy pequeño sector. El error desde la perspectiva social es que la clase política no entiende la definición de tales conceptos y los asume como un par de distintas ideas, retomando definiciones arcaicas y anacrónicas que invocan a los viejos conocidos “modernización y civilización”, los cuales si se trataban por separado y sí son diferentes; Así de tonto e insano es el pensamiento político mexicano, es por esto, que es inútil pensar que entenderán la demandas, las exigencias, las carencias y el dolor de un pueblo que ha sido siempre pisoteado, embaucado y violentado. Ahora bien, desde la perspectiva política seguro que no es ningún error pues desde su realidad se trata de una clara tendencia a favorecer la dinámica de acumulación capitalista que lejos de ser desconocimiento o ignorancia, es tener bien claro el fundamento propio del Estado y llevarlo a la práctica para consumir su fin, que es el de defender los intereses de la clase dominante. La clase política, a diferencia del grueso de la sociedad vive una realidad de opulencia, influencia y poder, que ejerce con cinismo a costa de millones en miseria y que para mantenerse en ese estatus, han hecho del pueblo mexicano, un pueblo reprimido

y oprimido. El sistema esta tan viciado que esta realidad impera con un discurso demagógico que durante todo este tiempo no hubo necesidad de revisar ni corregir sus errores de concepto pues no existe un contra peso que siquiera se digne y pueda señalarlos; es decir, desde el discurso vemos como en México se ejerce la dictadura con disfraz de democracia.

La idea de un gobierno que funciona como un comité administrativo que trabaja para los empresarios y que, a su vez, genera leyes para el beneficio de éstos, al tiempo que paradójicamente debe suministrarles los fondos a sus empresas y garantizarles sus ingresos económicos, se llama *plutocracia*³.

México es una plutocracia, y como tal, el gobierno que sea, independientemente de su color, estará sometido a los intereses de dichos plutócratas, entiéndase como el sector empresarial que representa el 1% de la población y que concentra la riqueza mexicana en sus manos, auspiciada por el neoliberalismo y la tesis económica del goteo.

Es increíble, un país donde la realidad supera la ficción, donde los muertos, desaparecidos, asesinados, violados y explotados, no son de importancia y que los medios en sus notas periodísticas sólo traten de justificar dicha realidad, al pretender ligar todo al crimen organizado o en el mejor de los casos manipular criterios con desinformación para promover la indolencia, apatía e indiferencia.

No podemos caer en el error de acostumbrarnos a estos actos de inhumanidad, no podemos creer que es normal y seguir en el día a día, no podemos continuar

³ La plutocracia es una síntesis crítica que se hace a la democracia, al sufragio universal y al parlamentarismo, pudiendo enunciarse como un sistema de gobierno en el que el poder lo ostentan quienes poseen las fuentes de riqueza. "La plutocracia después de haber destruido el poder real por la fuerza bruta con disfraz de democracia, ha comprobado y reducido a la nada esta democracia. El dinero es el que habla, el que imprime, el que radia, el que reina, y los reyes, lo mismo que los jefes socialistas, tienen que acatar sus decretos y aún, por extraña paradoja, que suministrar los fondos para sus empresas y garantizar sus utilidades. Ya no se compra a la democracia: se la embauca." Bernard Shaw.

con un tejido social desgarrado, destruido, simplemente no podemos continuar con un gobierno ni con un sistema que sólo sirve a intereses particulares propios y de la plutocracia empresarial.

Es por esto que la consigna es: ¡La reivindicación del estudiantado en la lucha de clases!; La exigencia es: ¡Justicia!; Apelamos, no a la reconstrucción del tejido social, sino a su transformación para despertar la conciencia y romper con la apatía arraigada en su estructura, que es fortalecida por los medios masivos día a día.

La lucha es de clases no entre clases. No debe suprimirse de la condición humana, la capacidad de conmoverse, ni su enajenación por las necesidades ficticias creadas por el capital. Nuestra condición humana debe ser inalienable.

El adoctrinamiento del Estado debe combatirse con rebeldía; es la rebeldía fundamentada en la razón, la más grande manifestación de la libertad de expresión, al igual que es nuestro legítimo y justo derecho a la protesta, el que debemos ejercer a diario con una visión crítica, lógica y profunda.

Yo soy un estudiante preocupado por mi país y la sociedad en la que vivo, ocupado en divulgar un mensaje para compartir mi sentir sobre la realidad violenta, frustrante e insana que nos atañe a diario. Es por ello que hago un llamado y convoco a toda la sociedad a reflexionar y realizar un análisis profundo sobre el país en el que viven y en el que desean vivir, para comenzar su transformación, los convoco a sumarse a las diferentes formas de lucha, con la que más concuerden sus convicciones, a manifestarse y expresar su descontento, ¡Salgamos a las calles! ¡Organicémonos!, a decir ¡Ya basta!, a comprender que el poder es del pueblo y hacerle entender a los políticos que están para servirnos, que son nuestros empleados y deben acatar nuestro mandato, a construir la

verdadera rendición de cuentas a través de una democracia participativa y transparente, asumamos nuestro compromiso y responsabilidad social. Es momento de ir más allá de lo establecido y generar el verdadero cambio.

La protesta más que un derecho es una obligación y es a través de ella que la conciencia colectiva se despierta y forma, crece y se fortalece. Tenemos el poder de construir unión y buscar alternativas, tenemos la obligación de defender el noble derecho a la expresión y de diferir de leyes verticales. Creamos en la organización real del pueblo y busquemos la trascendencia.

Todo comienza con decir ¡No estoy de acuerdo!, con externar el sentir particular para construir un colectivismo con base en las coincidencias emanadas del análisis y la reflexión, auspiciadas por la razón. Pasar a la acción, dejar de preocuparse y comenzar a ocuparse. Los convoco a movilizarse y articularse, a protestar dignamente, a ejercer nuestros derechos plenamente.

Por un país libre de crímenes de Estado y castigo a los culpables.

Por un país con justicia, igualdad y oportunidades.

Por un país progresista y libertario.

Hasta conquistar la verdadera independencia.

Néstor L. V.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	3
1.1. JUSTIFICACIÓN	3
1.2. OBJETIVO	5
1.3. CONCEPTOS GENERALES	5
1.3.1. GEOTERMIA	5
1.3.2. PROCESOS Y ALTERACIONES HIDROTERMALES	12
1.3.3. AMBIENTES DE ALTA Y BAJA SULFURACIÓN	21
CAPÍTULO II: GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA	23
2.1. GEOGRAFÍA	23
2.1.1. LOCALIZACIÓN Y ACCESO	23
2.1.2. CLIMA	26
2.1.3. FISIOGRAFÍA	29
2.1.4. HIDROGRAFÍA	32
2.2. GEOLOGÍA	35
2.2.1. TECTÓNICA	35
2.2.2. GEOLOGÍA	42
2.2.3. ESTRATIGRAFÍA	69
2.2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	79
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA	85
3.1. RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	85
CAPITULO IV: RESULTADOS, DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	94
4.1. RESULTADOS Y DISCUSIONES	94
4.2. CONLCUSIONES	99
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS	102
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Modelo esquemático de la estructura terrestre	(7)
Figura 1.2	Modelo esquemático de un sistema geotérmico	(10)
Figura 1.3	Modelo esquemático de una planta geotérmica	(11)
Figura 1.4	Minerales de alteración hidrotermal	(17)
Figura 2.1	Mapa de México señalando la ubicación del estado de Baja California	(23)
Figura 2.2	Mapa que indica la división municipal	(24)
Figura 2.3	Mapa que muestra la ubicación de la localidad de Puertecitos	(25)
Figura 2.4	Mapa que indica la distribución de climas	(28)
Figura 2.5	Mapa que indica la distribución de fisiográfica	(31)
Figura 2.6	Mapa que indica la distribución hidrográfica	(34)
Figura 2.7	Marco tectónico del margen occidental de la península en el Mioceno Medio	(37)
Figura 2.8	Esquema de evolución de los límites de las placas frente a la península de Baja California de los 15-7 Ma, asumiendo que la placa de Norte América (NAM) esta fija	(41)
Figura 2.9	Columna geológica general de Baja California	(43)
Figura 2.10	Mapa que indica la distribución prebatolíticas	(44)
Figura 2.11	Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas del Paleozoico	(46)
Figura 2.12	Mapa que indica la distribución de rocas metamórficas que corresponden al Mesozoico	(49)
Figura 2-13	Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas sedimentarias que corresponden al Cenozoico y Cretácico Superior	(54)
Figura 2.14	Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas plutónicas	(56)
Figura 2.15	Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas sedimentarias del Cenozoico	(59)

Figura 2.16	Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas volcánicas del Cenozoico	(63)
Figura 2.17a	Mapa que indica la distribución tectonoestratigráfica	(76)
Figura 2.17b	Mapa que muestra la columna estratigráfica en el Mesozoico	(77)
Figura 2.17c	Mapa que muestra la columna estratigráfica en el Paleozoico	(78)
Figura 2.18	Mapa estructural simplificado	(83)
Figura 2.19	Roseta que muestra las direcciones preferenciales de los lineamientos	(84)
Figura 2.20	Histograma que muestra la distribución de las direcciones de los Lineamientos	(84)
Figura 3.1	Mapa que muestra la distribución espacial de las muestras tomadas del área de interés.	(86)
Figura 3.2	Equipos utilizados para la caracterización	(88)
Figura 3.3	Se muestra el software y dispositivo de captura	(89)
Figura 3.4	Se muestra el equipo SWIR	(90)
Figura 3.5	Ejemplo de una serie de espectros que corresponden a minerales diferentes, observe las diferentes formas de los rasgos de absorción y su posición respecto al eje X (Longitud de onda nm), además de la forma general del envolvente	(91)
Figura 3.6	Se muestra el Difractometro	(92)
Figura 4.1	Tipos de alteraciones, asociaciones mineras y condiciones de T y pH	(97)
Figura 4.2	Microfotografía de lámina delgada, donde se observan cristales de pirita	(99)
Figura 4.3	Microfotografía de laminada delgada, donde se observan pseudomorfos de hematita-goethita dentro de un cristal de barita	(99)

RESUMEN

A partir del análisis de muestras provenientes de Puertecitos, Baja California, ubicado en la porción occidental del país y localmente en la porción oriental de la península de Baja California, se pudo determinar la mineralogía y la clasificación de la alteración que presentan las muestras. Debido a que dicha zona presenta un potencial geotérmico para el país, todo estudio relacionado con el área de Baja California es de gran importancia pues ayudara a generar información que en el futuro servirá para determinar si existen zonas factibles con recursos geotérmicos o no.

Las técnicas utilizadas fueron el análisis petrográfico y mineragráfico, la espectroscopia de infrarrojo de onda corta (SWIR) y la difracción de rayos x (DRX).

La presencia de minerales como la pirita y barita (sulfuro y sulfato) nos proporciona información sobre los cambios en el régimen oxido-reductor, a su vez la presencia de alunita indica un ambiente con un pH ácido, lo cual sugiere que es producto de la oxidación de la pirita, que en dicho proceso genera ácido sulfúrico y es a partir de estas condiciones que pudo formarse.

La alteración presente en las muestras se pudo clasificar como argílica y argílica avanzada estableciéndose condiciones de temperatura y pH en un rango de 100-150 °C y 3.5-4 pH para la argílica así como 100-250°C y 2-3 pH para la argílica avanzada.

Palabras Clave: Puertecitos, Baja California (México), alteración hidrotermal, mineral, asociaciones de alteración, fluido hidrotermal, técnicas determinativas,

ABSTRACT

Based on the analysis of samples coming from Puertecitos, Baja California, located on the western area from the country, and found locally in the eastern area of Baja California peninsula, it was possible to determine both, the mineral classification and alteration present in such samples.

Due to the fact that this zone presents a geothermal potential for the country, every research undertaken in the surroundings of the area of Baja California is of the highest importance since it will certainly produce useful data, which in a close future will help to determine the existence of feasible zones where such resources are present.

The utilized techniques were petrographic and mineragraphic analyses, Short Waves Infrared Spectroscopy (SWIR), and X-ray Diffraction (DRX).

The presence of minerals such as pyrite and barite (sulfide and sulfate) provide information about the changes in the redox ratio, as well, the presence of alunite indicates an environment with an acidic pH which suggests this is a sub product from the oxidation of pyrite. This, in such process, generates Sulfuric acid and its formation is only possible in these conditions.

The alteration present in the samples were classified as argilic and advanced argilic as well, with temperature and pH conditions ranging 100- 150 °C and 3.5- 4 pH for the argilic, and 100- 250 °C and 2- 3 pH for the advanced argilic.

Keywords: Puertecitos, Baja California (Mexico), hydrothermal alteration, mineral, alteration associations, hydrothermal fluid, determination techniques.

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 JUSTIFICACIÓN

Una de las principales causas de nuestra evolución ha sido y es, sin lugar a dudas, la energía. Esta ha hecho posible que el ser humano no solo poblara prácticamente la totalidad de la superficie del planeta (el control del fuego tuvo, en un principio, mucho que ver con ello), sino que llegara incluso a poner el pie sobre “otros planetas”. La energía es, en definitiva, fuente de desarrollo.

El descubrimiento y aprovechamiento de los recursos fósiles catapultó este desarrollo de manera brutal. Estos energéticos se convirtieron en la piedra angular sobre la cual sentaría toda su estructura el modelo energético, que sigue vigente y que marca la tendencia global.

No obstante, su consumo lleva asociadas dos características inherentes:

- Insuficiencia a largo plazo de los recursos energéticos fósiles.
- Impacto nocivo sobre el ambiente.

El pico de producción de estos combustibles vio su pináculo la década pasada por lo que la producción mundial viene en descenso y los yacimientos desde el punto de vista geológico y técnico se vuelven cada vez más inaccesibles dando como resultado que sus costos de producción se incrementen. Esta situación es insostenible porque mientras la producción decae la necesidad energética sigue en creciente demanda (Goodstein, 2005).

Estos factores, principalmente la escasez, aunados a una planeación que a mediano plazo vislumbra una crisis energética como resultado de la imposibilidad de sustituir dichos energéticos con otras fuentes, han propiciado que el enfoque y que en el

presente se busque a corto plazo localizar, evaluar y proyectar el potencial de las fuentes alternas, algo que se tenía que haber hecho varias décadas atrás.

Es en este sentido que cada país busca desarrollar la fuente alterna que más le conviene basado en características como son: ubicación geográfica, geología, fisiografía, hidrografía, etc. (Alonso, 2009).

México es un país privilegiado pues cuenta con las características idóneas para usar casi todas las fuentes alternas que se conocen actualmente.

Tiene un vasto territorio con áreas que cuentan con las particularidades precisas para instalar plantas solares, hidroeléctricas, nucleares, eólicas y geotérmicas.

La energía es un tema fundamental y un sector estratégico en todo plan de desarrollo nacional a nivel mundial; es por esto, que México debe realizar una evaluación con todas sus posibles fuentes y estimar el potencial para determinar la viabilidad de su explotación. Este trabajo se desprende de un proyecto multidisciplinario que se encargará de precisar la factibilidad de un campo geotérmico y estimar su potencial de generación.

La energía geotérmica ya es explotada actualmente en el país y cabe mencionar que esta fuente no es desconocida para el hombre pues siempre ha estado ligado a su aprovechamiento y es la arqueología quien comprueba lo dicho con base en los vestigios de asentamientos antropogénicos en zonas con manifestaciones geotérmicas por lo cual se infiere que se estableció una relación de convivencia humano-geotermia, surgiendo así las primeras experiencias en la utilización del calor terrestre que se han preservado. Actualmente, este uso se ha diversificado y optimizado, ya que se han desarrollado nuevas tecnologías para su aprovechamiento: por mencionar algunas, podríamos nombrar las pozas calientes como recreación y para uso terapéutico, procesos industriales y de manufactura,

control del clima en un espacio habitable y la generación de energía eléctrica, siendo este último el más importante.

La explotación comercial de la geotermia, en la generación de electricidad, inició en 1904, en el campo geotérmico de Larderello, Italia, cobrando mayor importancia hace apenas cuatro décadas. En los 70's, con el incremento en el costo de los combustibles fósiles, se le dio a la geotermia una importancia relevante, contribuyendo en parte a solucionar los requerimientos de energía de algunos países y es una solución al corto, mediano y largo plazo en países con este recurso (Kagel & Gawell, 2005).

1.2 OBJETIVO

Generar datos mineralógicos como aportación para la construcción de una base de información geológica del área de estudio, a través del análisis petrográfico de las muestras que presentan alteración hidrotermal.

1.3 CONCEPTOS GENERALES

1.3.1 GEOTERMIA

La palabra "*Geotermia*" viene del griego, que deriva de "Geos" que quiere decir tierra y de "Thermos" que significa calor: *El calor de la tierra*.

El término se utiliza indistintamente para designar tanto a la ciencia que estudia los fenómenos térmicos internos del planeta como al conjunto de para explotar ese calor.

La tierra se formó aproximadamente hace 4500 Ma mediante procesos de acreción. Una vez formado el planeta, sucedió un evento conocido como diferenciación gravitacional y provocó una reorganización de todos los elementos presentes en el planeta, los cuales se encontraban distribuidos al azar. Los más pesados se

hundieron y los más ligeros se concentraron a la superficie. Esta redistribución de los elementos se llevó a cabo con una gran liberación de energía, lo que provocó un aumento en la temperatura y la fusión de la mayor parte del material que formaba la Tierra. A partir de este proceso, la estructura de la Tierra sufrió una estratificación, formando una serie de capas concéntricas diferenciadas (Figura 1.1), las cuales han sido determinadas por medio de datos sismológicos que también han sido útiles para determinar sus características fisicoquímicas.

Las principales capas que conforman al planeta son tres:

- Corteza
- Manto
- Núcleo

En promedio sus espesores son de 30, 2900 y 3500 km respectivamente. A su vez las dos últimas se subdividen en:

- Manto superior e inferior
- Núcleo externo e interno

Debido al mecanismo de formación, en las capas externas tendremos mayor abundancia de minerales compuestos por sílice y aluminio, y a medida que aumenta la profundidad aumentará el contenido de hierro y magnesio, que son elementos más pesados, hasta llegar al núcleo que está formado por hierro y níquel.

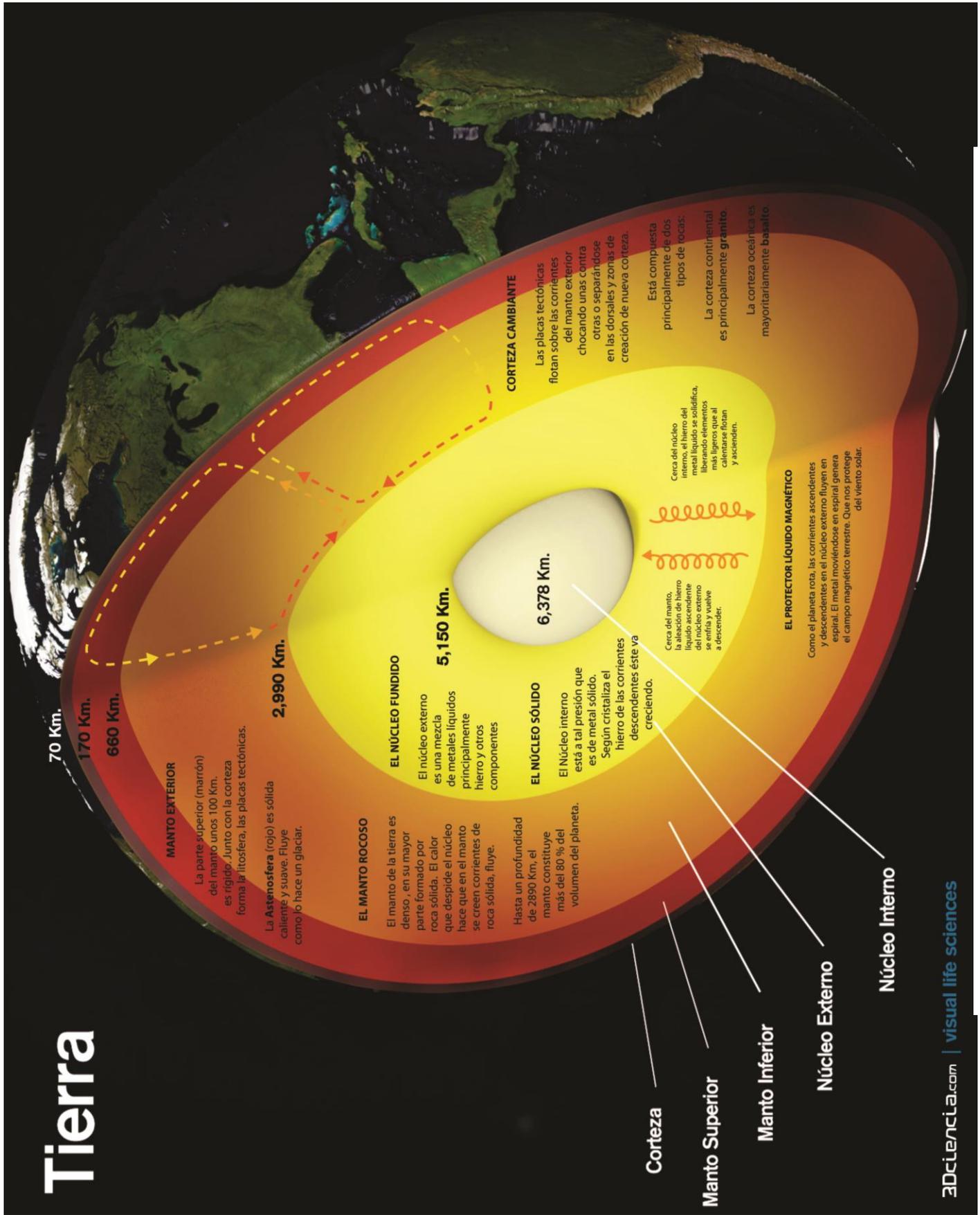


Figura 1.1.- Modelo esquemático de la estructura terrestre. Tomado de 3dciencia, 2012 (<http://3dciencia.tumblr.com/post/25082415240/la-asombrosa-estructura-interna-del-planeta-con>).

Antes de que existiera la tecnología para la perforación de pozos el hombre de manera empírica había notado que al adentrarse en grutas que descendían a profundidades considerables, la temperatura aumentaba.

Desde el siglo pasado se hicieron mediciones en pozos para determinar la variación de la temperatura con la profundidad y los resultados de las mediciones en diversos entornos geológicos indicaron que la temperatura aumenta a una razón de 30 °C por kilómetro en promedio. Esto indica que el interior del planeta actúa como una fuente de calor y éste se transporta hacia la superficie.

El calor natural existente en el interior de la tierra tiene su origen en cuatro fuentes, las cuales son:

- Calor remanente que se liberó durante la formación de la tierra.
- Decaimiento radioactivo de los isotopos de uranio, torio y potasio presentes principalmente en la corteza y manto.
- Movimientos diferenciales entre las capas que constituyen la tierra, principalmente entre el manto y núcleo.
- Cristalización del núcleo. El núcleo externo (liquido) está cristalizando continuamente, y en la zona de transición con el núcleo interno (solido) se libera calor.

El transporte del calor desde la interface núcleo-manto y su paso hacia la superficie terrestre se da por medio de tres mecanismos fundamentales, que son:

- Conducción
- Convección
- Advección
- Radiación

Cada uno de estos mecanismos actúa con diferente relevancia a medida que el calor es transportado a través de las diferentes capas que conforman la tierra. En la

corteza el principal medio es la conducción mientras que en el manto lo es la convección y radiación.

Como producto de este calor se encuentra en el interior terrestre al magma que es un fluido silicatado multifásico, el cual funciona como principal agente en el transporte calor-masa. La mayor parte del magma que produce la tierra no llega a la superficie, sino que tiende a acumularse a profundidades entre los 5 y 10 km, en donde suele calentar grandes regiones de roca y puede llegar a generar reservorios de fluidos confinados, los cuales reciben el nombre de fluidos geotérmicos y dan origen a la formación de “*Los sistemas Geotérmicos*” (Armstead, 1983) (Figura 1.2). Estos sistemas tienen expresiones superficiales como son los manantiales calientes, géiseres, fumarolas, lagos de lodo, alteración de rocas por la acción de los fluidos hidrotermales. Cabe mencionar que la fracción total de dichos fenómenos superficiales es muy pequeña en comparación al tamaño del sistema geotérmico y corresponde solo al 5% del total (Henley, 1985). Los sistemas geotérmicos activos están ubicados en zonas con actividad tectónica o volcánica reciente y la mayoría de estos campos están asociados a estructuras volcánicas, por ejemplo calderas. La asociación preferente de rocas en estos sistemas son dacitas, riolitas y andesitas. Un yacimiento típico se compone de una fuente de calor, un acuífero y la llamada capa sello. La fuente de calor puede ser una cámara magmática en proceso de enfriamiento con temperaturas todavía elevadas, de unos 500° C o más. El acuífero es cualquier formación litológica con la permeabilidad primaria o secundaria suficiente para alojar agua, que puede ser de origen meteórico, que penetra desde la zona de recarga. La capa sello es otra formación rocosa, o parte de ella, con una permeabilidad menor que la del acuífero y cuya función es impedir que los fluidos geotérmicos se disipen totalmente en la superficie. Si se tiene el cuidado de extraer una masa de fluidos equivalente a la que se recarga en el yacimiento, sea por medios naturales o artificiales, el recurso es renovable para todo efecto práctico, ya que aunque la cámara magmática terminará por enfriarse, el proceso le tomará probablemente algunos miles de años (RDU, 2007).

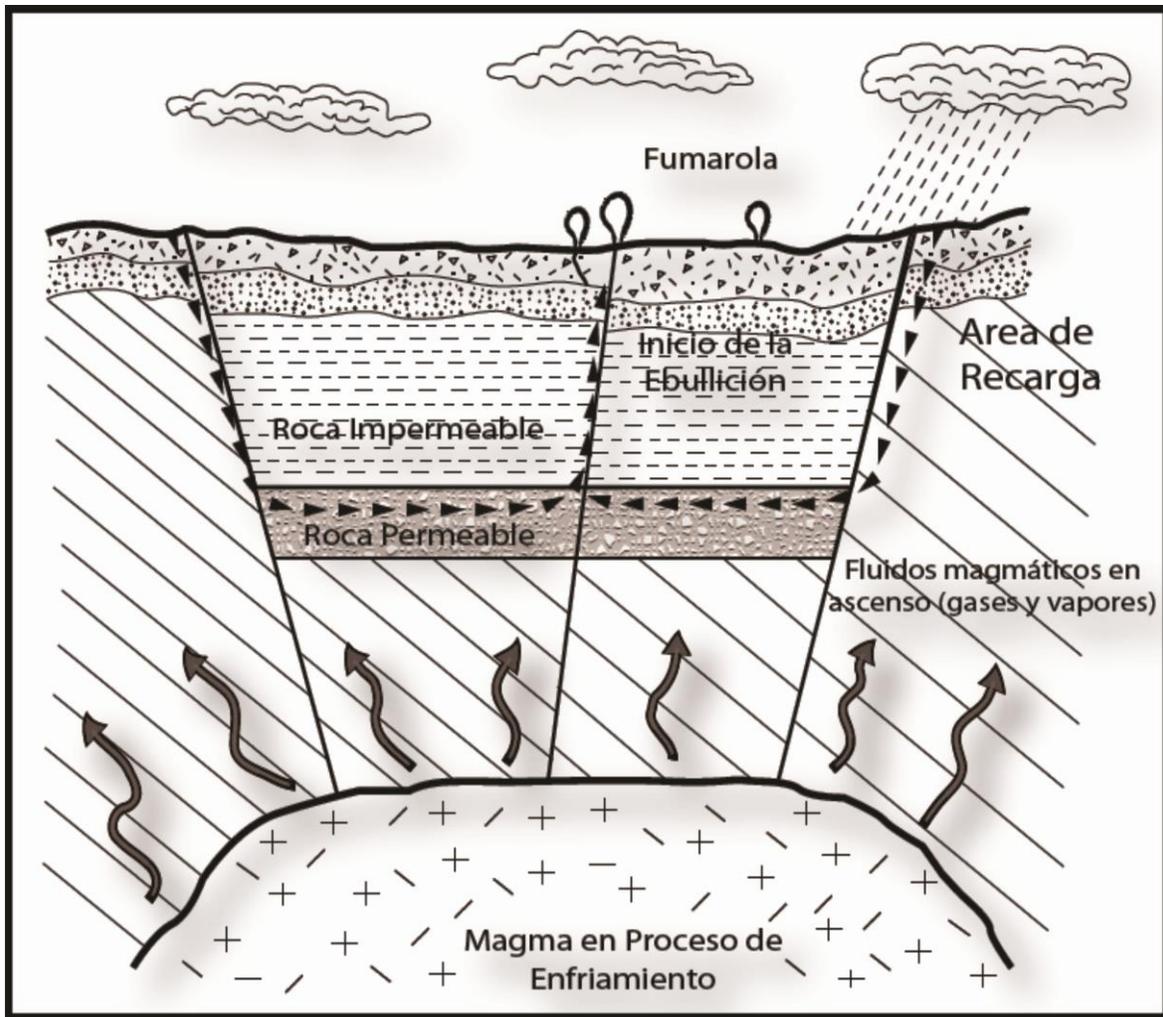


Figura 1.2.- Modelo esquemático de un sistema geotérmico. Tomado de Rocha, 2013.

Para generar un sistema geotérmico, es necesario tener algunos elementos "básicos" tales como:

- a) Una fuente de calor.
- b) Un cuerpo de rocas porosas, fracturadas, fisuradas y permeables.
- c) Un cuerpo rocoso superpuesto al anterior, que funcione como "sello" para que no permita la pérdida global de calor hacia la atmósfera.
- d) Zonas de permeabilidad primaria y/o secundaria que permitan la recarga de los fluidos (Chite, 1955).

El elemento clave de un yacimiento es la fuente de calor, la cual está a profundidad y solo puede identificarse a través de la exploración geofísica. Una evidencia puede ser la presencia de volcanes jóvenes (~1 Ma), puesto que algunos de ellos, particularmente los de composición félsica, están asociados a cámaras magmáticas emplazadas someramente por lo cual actúan como fuentes de calor. (Henley, 1985; RDU, 2007).

En zonas geotérmicas, el gradiente geotérmico suele llegar a ser varias veces mayor que el promedio. Por ello, en estas zonas es posible encontrar temperaturas entre 200 °C y 350 °C, a profundidades promedio de ~3 km. No obstante, existen actualmente algunos sitios, como en el campo geotérmico de Kakkonda en Japón en donde se han registrado temperaturas hasta de 500 °C (Muraoka et al., 1998).

La energía se puede extraer por medio de pozos profundos, a través de los cuales ascienden los fluidos que principalmente son una mezcla de agua con sales disueltas, salmuera y vapor de agua. Ya en superficie, el vapor puede ser separado de esa mezcla y transportado hacia las instalaciones de turbo generación. La salmuera se conduce a lagunas de evaporación o es reinyectada mediante pozos para recargar y prevenir cualquier contaminación de los acuíferos someros (Figura 1.3) y evitar el agotamiento del campo. Existen casos en donde los yacimientos están compuestos únicamente por vapor de agua.

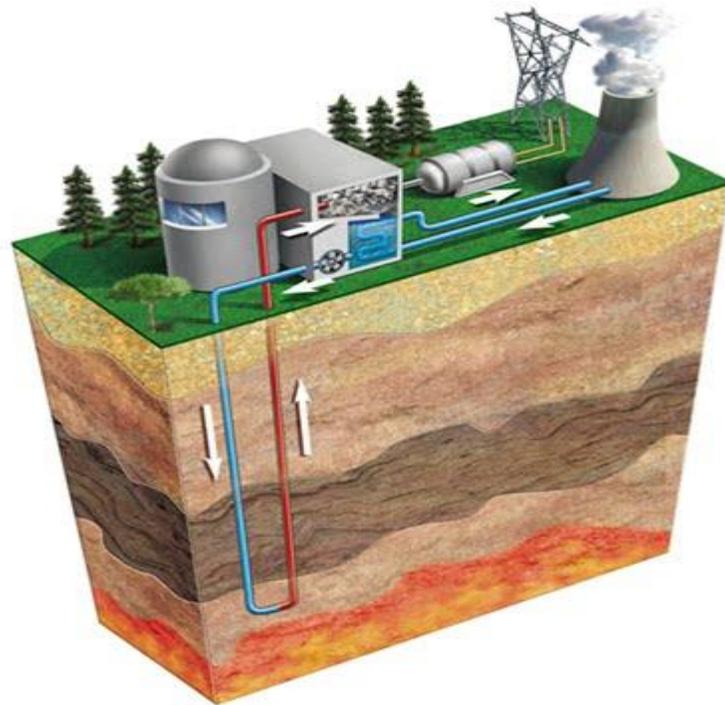


Figura 1.3.- Modelo esquemático de una planta geotérmica. Tomado de Canaltic, 2014 (http://canaltic.com/blog/html/exe/energias/energa_geotrmica.html).

Los sistemas geotérmicos que presentan fluidos con temperaturas superiores a los 200 °C normalmente son los más apropiados para la generación geotermoeléctrica con la tecnología actual (RDU, 2010).

Existen diferentes clasificaciones para estos sistemas con base en su génesis, geología, tipos de fluidos, génesis de los fluidos y temperatura, por nombrar algunas, siendo esta última la más común y que se menciona a continuación (Llopis & Rodrigo, 2008).

- Muy baja temperatura: Menor a 30 °C.
- Baja temperatura: Entre 30 y 90 °C.
- Media temperatura: Entre 90 y 150 °C.
- Alta temperatura: Mayor a 150 °C.

1.3.2 PROCESOS Y ALTERACIONES HIDROTERMALES

En un sistema geotérmico, la reacción de la rocas del yacimiento con el fluido (incluye agua líquida y gases) ascendente origina un proceso de alteración hidrotermal; estas soluciones pueden lixiviar o transformar los minerales preexistentes o bien depositar nuevos minerales más estables bajo las condiciones hidrotermales. Estos productos (como es el caso de minerales arcillosos) son un reflejo de las condiciones físico-químicas presentes en zonas con actividad, hidrotermal (Meyer & Hemley, 1967).

Los factores que determinan la identidad, abundancia y estabilidad de los minerales autigénicos, producto de la interacción entre el fluido geotérmico y la roca son:

- Temperatura de la roca encajonante y del fluido.
- Permeabilidad de la roca.
- Composición mineralógica de la roca primaria.
- pH del fluido geotérmico.
- Condiciones Redox

- Presión total.
- Tiempo (interacción fluido-roca).
- Profundidad de ebullición y fracturamiento hidráulico, principalmente.

Los factores mencionados condicionan la presencia de asociaciones minerales características en el yacimiento (Elders, 1977; Steiner, 1977).

La temperatura es uno de los factores de mayor importancia en la formación de minerales autigénicos en sistemas geotérmicos activos. Los intervalos de temperatura en el subsuelo pueden ser identificados mediante la presencia de ciertos minerales altamente sensibles a los cambios de esta, como aquellos que contienen en su estructura OH, tal es el caso de los minerales arcillosos y algunos otros, como zeolitas, anfíboles y epidota (Browne & Ellis, 1970).

Una amplia gama de minerales hidrotermales ha sido reconocida en los fluidos geotérmicos activos, algunos son poco frecuentes, otros, por ejemplo, egirina y lepidolita son menos frecuentes en entornos geotérmicos. Los más comunes son:

- Carbonatos: Calcita, Aragonita, Siderita.
- Sulfatos: Anhidrita, Alunita, Barita.
- Sulfuros: Pirita, Pirrotita, Marcasita, Esfalerita, Galena, Calcopirita.
- Óxidos: Hematita, Magnetita, Diáspora.
- Fosfatos: Apatita.
- Halogenuros: Fluorita.
- Neso-Subneso y Sorosilicatos: Titanita, Granate, Calcopirita.
- Inosilicatos: Tremolita-Actinolita.
- Filosilicatos: Illita, Biotita, Clorita, Grupo del Caolín, Montmorillonita.
- Tectosilicatos: Adularia, Albita, Cuarzo, Cristobalita, Wairakita.

La permeabilidad controla de manera directa el volumen de agua que pasa por las rocas y, por tanto, es un factor importante en la formación de los minerales hidrotermales (Browne & Ellis, 1970).

El proceso de alteración y la química de la roca encajonante fijan las características de los minerales que se forman así como la composición de la salmuera.

Otro factor que influye sobre la roca para la formación de arcillas es la estabilidad de los minerales. Generalmente reaccionan de acuerdo con el ambiente que los rodea. Son estables en las condiciones en que se formaron, pero se hacen inestables si cambia este ambiente; de manera general se ha observado que la mayor parte de los formados bajo condiciones de temperaturas y presiones altas se hacen inestables bajo condiciones atmosféricas.

La composición del fluido, especialmente su pH, tiene una gran influencia en la mineralogía de alteración de cualquier campo geotérmico. La mineralogía secundaria refleja la composición y evolución espacial del fluido. Así mismo, la relación paragénesis-fluido hidrotermal se puede analizar a través de diagramas de estabilidad los cuales evidencian las condiciones fisicoquímicas del fluido a distintos niveles de profundidad y, en consecuencia, a distintas temperaturas en función de la paragénesis encontrada.

La presión del fluido hidrotermal en las áreas geotérmicas del líquido dominante es generalmente hidrostática y en raras ocasiones excede los 200 bares. El efecto principal de la presión en un sistema hidrotermal es controlar la profundidad a la cual la ebullición ocurre.

La ebullición se presenta cuando la presión o temperatura disminuyen bruscamente en una zona con actividad hidrotermal y esto da lugar a la liberación de vapor y gas. Las soluciones hidrotermales transportan los componentes de los minerales y se les

considera el factor de mayor importancia en la formación de depósitos minerales epigenéticos.

La susceptibilidad a la alteración es variable en los minerales primarios de las rocas. El más reactivo es el vidrio volcánico, que puede ser alterado a ópalo, esmética, calcita o zeolita.

La alteración hidrotermal produce un amplio rango de mineralogía, abundancia mineral y texturas en distintas rocas y se han propuesto clasificaciones con base a grupos de minerales.

Se requiere una observación detallada de los minerales y sus texturas para identificar la asociación de minerales correcta. Por otra parte, existe una variedad de términos para designar tipos de alteración basados en este criterio que han usado diferentes autores, por ejemplo: alteración argílica intermedia y avanzada, propilítica, biotita-ortoclasa. La clasificación más utilizada es la propuesta por Meyer & Hemley (1967) quienes clasificaron la alteración hidrotermal en los tipos: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericítica y potásica.

Propilítica: Presencia de epidota y/o clorita y ausencia de un apreciable metasomatismo catiónico o lixiviación de álcalis o tierras alcalinas; H₂O, CO₂ y S pueden agregarse a la roca y comúnmente se presentan también albita, adularia, calcita y piritita. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

Argílica: Importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, esmética, principalmente reemplazando a plagioclasas. Hay una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas. La alteración argílica representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica.

Sericítica o cuarzo-sericítica: Ambos feldespatos (plagioclasas y feldespato potásico) transformados a sericita y cuarzo. Normalmente los minerales máficos también están completamente destruidos en este tipo de alteración.

Argílica avanzada: gran parte de los minerales de las rocas son transformados a dickita, caolinita, pirofilita, diáspora, alunita y cuarzo. Este tipo de alteración representa un ataque extremo de las rocas en que incluso se rompen los fuertes enlaces del aluminio en los silicatos originando sulfato de Al (alunita) y óxidos de Al (diásporo). En casos extremos la roca puede ser transformada a una masa de sílice oquerosa residual (“vuggy silica” en inglés).

Potásica: Alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y/o biotita. Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico (cambio de base) con la adición de K a las rocas. A diferencia de las anteriores este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el rango 350°-550°C. Por esta razón, frecuentemente se refiere a la alteración potásica como tardimagmática y se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos.

Corbett y Leach (1998) publicaron un diagrama de clasificación de tipo de alteración hidrotermal en que se incluyen los principales tipos de alteración ordenados en función del pH del fluido y de la temperatura (Figura 1.4).

Estos autores separaron además grupos caracterizados por ciertos minerales a saber:

Grupo de la Sílice

Estos son los únicos minerales estables en forma significativa en fluidos de pH bajo (<pH 2)

- Sílice opalina, cristobalita y tridimita ocurren en ambiente superficial de un sistema hidrotermal. Típicamente a $T^{\circ} < 100^{\circ}\text{C}$.
- Cuarzo es el mineral principal a mayores temperaturas.
A pH más altos se forma sílice amorfa a $T^{\circ} < 100^{\circ}\text{C}$.
- Calcedonia generalmente se forma en el rango $100^{\circ}\text{-}200^{\circ}\text{C}$

Grupo del caolín

Estos minerales derivan de la acción de fluidos de pH moderadamente bajo (aprox. pH 4) y coexisten con alunita en un rango de pH de 3-4. La halloysita (arcilla del grupo del caolín) se presenta principalmente como producto de alteración supergénica, aunque hay evidencias que se forma en condiciones hidrotermales de muy baja T° . En los sistemas geotermales filipinos se ha identificado una zonación de caolín hidrotermal. La caolinita se forma a profundidades someras en condiciones de baja T° (<150-200 $^{\circ}\text{C}$), y pirofilita se forma a profundidades mayores y a mayor temperatura. En un rango intermedio entre ambos se forma dickita. Localmente se encuentra diásporo con alunita y/o minerales del grupo del caolín, comúnmente en zonas de intensa silicificación, donde este se forma a expensas de pirofilita por la reacción:



Grupo de la Illita

En fluidos con un pH 4-6 dominan los minerales del grupo de la illita y coexisten con el grupo del caolín en pH del fluido 4-5, dependiendo de la

temperatura y salinidad del fluido. Las relaciones profundidad/T° del grupo de la illita están bien documentadas tanto de cuencas sedimentarias como de campos geotermales activos. A baja T° se presenta esméctica (<100-150°), illita-esméctica interlaminada a alrededor de 100-200°C, illita a aprox. 200-250°C, y muscovita >250°C. La sericita es una muscovita de grano fino que puede contener alguna illita y es transicional entre la illita y muscovita bien cristalizada.

El contenido de esméctica dentro de las arcillas interlaminadas de illita-smectita decrece progresivamente al aumentar la temperatura sobre el rango 100-200°C. La cristalinidad de la illita y sericita aumentan con el aumento de la t° y pueden monitorearse con análisis de XRD. Los cambios de cristalinidad de la muscovita también pueden ser monitoreados con XRD; al aumentar la t° hay un cambio progresivo desde una mica 1M desordenada a una muscovita bien cristalizada 2M.

En algunos sistemas se presenta paragonita (cuando la plagioclasa es albita). La mica de vanadio roscoelita y la mica de cromo fuchsita se presentan cuando los fluidos han migrado a través de rocas máficas.

Grupo de la Clorita

En condiciones levemente ácidas a neutras de pH los minerales clorita-carbonatos son dominantes, coexistiendo con el grupo de la illita en ambientes cuyo pH es 5-6. Clorita-illita interlaminada ocurre a baja t° gradando a clorita a mayor T°.

Grupo de los Calco-silicatos

Estos minerales se forman en condiciones de pH neutro a levemente alcalino. En condiciones de temperatura por debajo pero cercanas a los 200 °C se forman algunas zeolitas (wairakita) -clorita-carbonato y la epidota seguida de anfíboles (principalmente Actinolita y Tremolita) se desarrollan

progresivamente a mayores temperaturas. Las zeolitas son particularmente sensibles a la temperatura. Zeolitas (natrolita, chabazita, mesolita, mordenita, stilbita, heulandita) predominan en condiciones de menor temperatura (150-200°C), mientras que las menos hidratadas como la laumontita (150-200°C) y wairakita (200-300°C) se presentan progresivamente en niveles más profundos y calientes del sistema hidrotermal. En algunos sistemas se encuentra prehnita y/o pumpellita a temperaturas de 250-300°C, asociadas a veces con epidota.

La epidota se presenta como granos incipientes pobremente cristalinos alrededor de 150-200°C y como fases bien cristalizadas a temperaturas mayores (>200-250°C). La actinolita es estable en sistemas hidrotermales a temperaturas >280-300°C.

Los feldespatos

Están asociados tanto con clorita como con minerales calco-silicatados. Los feldespatos secundarios son generalmente estables en condiciones de pH neutro o alcalino. La albita se presenta cuando los fluidos tienen una alta relación a_{Na^+}/a_{K^+} y el feldespato potásico a bajas relaciones a_{Na^+}/a_{K^+} .

Adularia se presenta como especie de feldespato secundario de menores temperaturas en sistemas epitermales, mientras la ortoclasa en alta T° dentro de ambiente de tipo pórfido (>350 a 550°C). La adularia se presenta en condiciones permeables de una alta relación fluido/roca y la albita en permeabilidades bajas.

Los sulfatos

Se encuentran en amplios rangos de T° y regímenes de pH en sistemas hidrotermales. Mientras la alunita (sulfato de aluminio) se forma en condiciones de bajo pH (<3-4), la anhidrita (sulfato de calcio) se forma a pH menos bajo y T° >100-150°C, y el yeso en ambientes de menor temperatura.

La jarosita es común como mineral supergénico, pero también se presenta en ambientes ácidos someros en sistemas geotérmicos activos.

Existen, además, varias fases minerales conteniendo elementos halógenos (Ej. Boro en turmalina y flúor, cloro y fósforo en apatitos), los cuales indican que los fluidos tuvieron una importante componente magmática volátil. Estos minerales comúnmente se asocian con sericita/mica formada a alta temperatura y con un pH moderadamente bajo (Maksaev, 2002).

1.3.3 AMBIENTES DE ALTA Y BAJA SULFURACIÓN

La denominación de alta o baja sulfuración se basa en su estado de oxidación-reducción (o sulfuración) del azufre (S) en los fluidos de sistemas geotérmicos actuales y fósiles.

Los sistemas de alta sulfuración se originan de fluidos de carácter oxidado y ácido (el azufre en estado de oxidación +6 ó +4, en forma de SO_4^{2-} o SO_2), usualmente cercanos a fuentes volcánicas.

Las descargas ácidas-sulfatadas son generalmente bajas en cloruros y tienen bajo pH debido a la oxidación de H_2S a H_2SO_4 . Otros componentes están presentes CO_2 , NH_3 , B, Hg, Bi, As, Au, Sb, W, Tl y Sn. Las aguas termales ácidas-sulfatadas son generadas por condensación de vapor de agua y H_2S a través de fracturas a temperaturas menores a los 400 °C. Estos manantiales se presentan adyacentes a volcanes y cráteres que en calderas.

Los sistemas de baja sulfuración presentan fluidos reducidos y de pH aproximadamente neutro (el azufre se presenta con estado de oxidación -2, como H_2S) como de los sistemas geotérmicos actuales o más menos distales de la fuente de calor.

Las aguas termales cloruradas neutras o alcalinas están caracterizadas por la presencia de Na, cloruros, K, sílice, bicarbonatos, fluoruros, amonio, As, Li, Rb, Ca y B, el pH de estas soluciones varía de 5 a 9. Los sinters silícicos están generalmente bien desarrollados en aguas cloruradas debido a la precipitación de sílice amorfa (ópalo-A) y su posterior diagénesis a cuarzo. La coloración del sinter es debida a la presencia de óxidos de Fe y Mn, y carpetas de algas. Algunas veces los sinter contienen valores importantes de Au, Ag, W, Sb, As, Hg, Tl (Ellis & Mahon, 1977).

CAPÍTULO II: GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA

2.1 GEOGRAFÍA

2.1.1 LOCALIZACIÓN Y ACCESO

El área de interés en este trabajo se encuentra localizada en la porción noroccidental del país en la península de Baja California, en su delimitación estatal Norte (Figura 2.1). Esta entidad se encuentra entre los paralelos $28^{\circ} 00'$ y $32^{\circ} 43'$ y los meridianos $112^{\circ} 48'$ y $117^{\circ} 07'$; limita al norte con los Estados Unidos de América mediante 233 km de frontera con California y 32 km con Arizona, al sur con el estado de Baja California Sur por medio del paralelo $28^{\circ} N$, al este con el Golfo de California

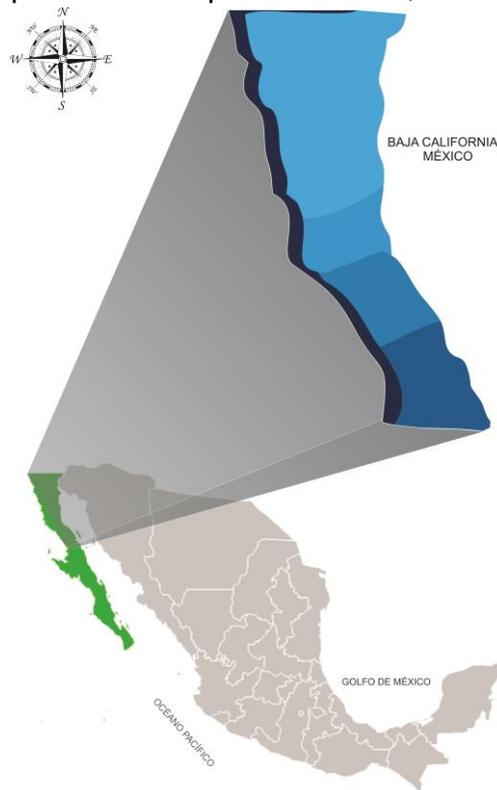


Figura 2.1.- Mapa de México señalando la ubicación del estado de Baja California. y el río Colorado, el cual es el límite con el estado de Sonora, y al oeste el océano Pacífico.

El estado está integrado por cinco municipios (Figura 2.2), que llevan el mismo

nombre que sus cabeceras correspondientes y son: Ensenada, Mexicali, Tecate, Tijuana y Playas Rosarito.

La ciudad de Mexicali es la capital del estado (Arellano, 2005).

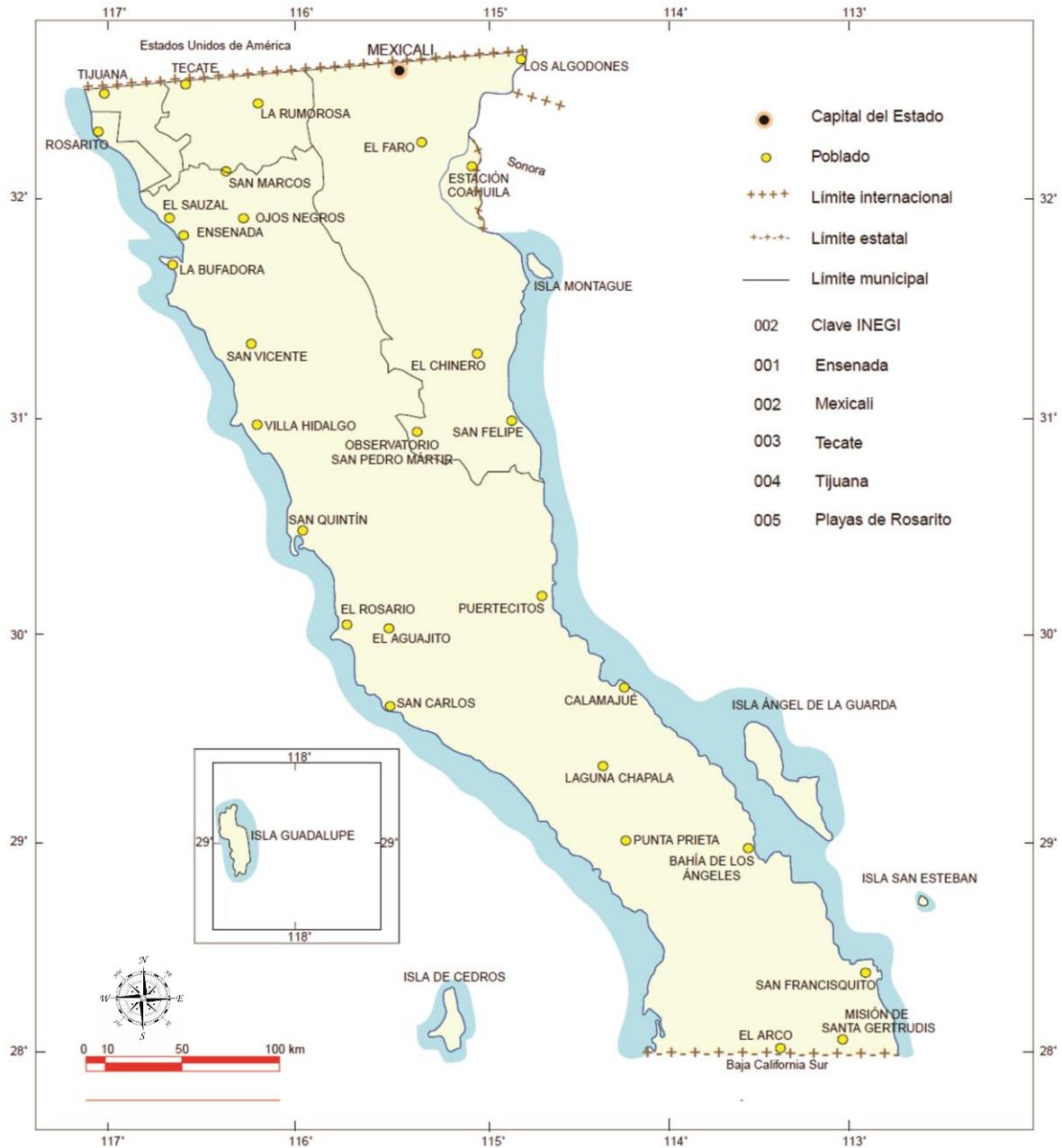


Figura 2.2.- Mapa que indica la división municipal. Tomado de Arellano, 2005.

Particularmente la zona de estudio se encuentra en el poblado de Puertecitos (Figura 2.3), en las coordenadas en las coordenadas $30^{\circ}20'56.38''N$ y $114^{\circ}38'11.78''O$. Pertenece a la cabecera municipal de Ensenada y se encuentra a 280 km de Mexicali en dirección Sureste, está delimitada al norte por el poblado de San Felipe, al sur por Playa La Costilla, al este por el golfo de California y al oeste por la Sierra San Pedro Mártir.

El acceso es por vía terrestre a través de la carretera federal número 5 en su trayecto San Felipe-Chapala y un camino de terracería.

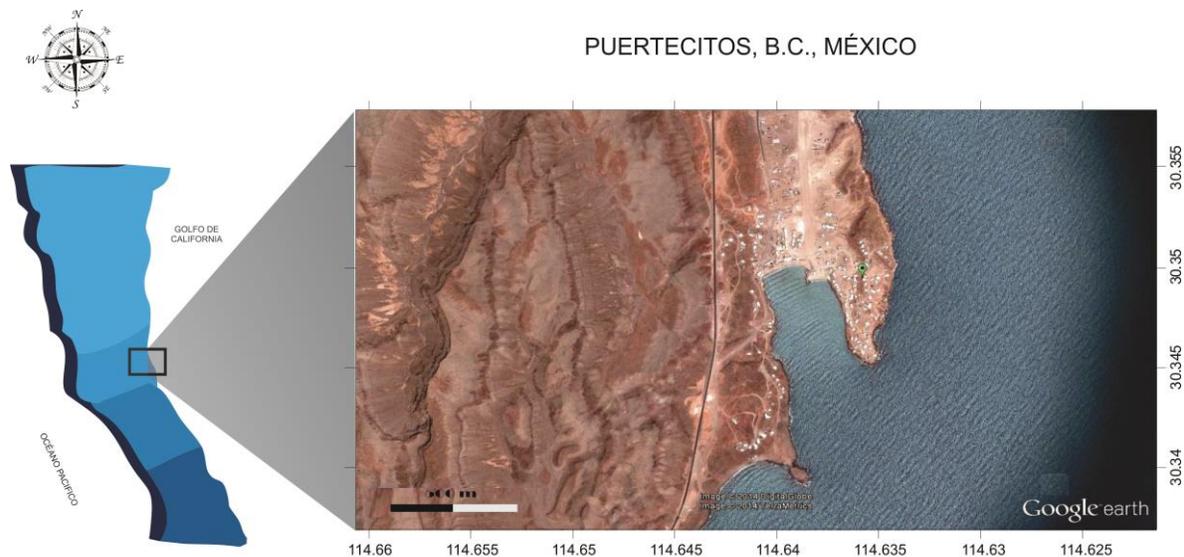


Figura 2.3.- Mapa que muestra la ubicación de la localidad de Puertecitos. Imagen satelital tomada de Google Earth.

2.1.2 CLIMA

La mayor parte del estado de Baja California, se caracteriza por su clima desértico y por sus escasas lluvias. En general, es caliente y seco, pero por estar al norte del Trópico de Cáncer su estación fría está bien definida. Predomina el clima Muy seco (69%), aunque también se encuentra el Seco (24 %). Las sierras de Juárez y San Pedro Mártir presentan un clima Templado subhúmedo y semifrío (7%).

La temperatura media anual es de 18 a 19 °C. Las temperaturas más altas, mayores de 30°C, se presentan en los meses de mayo a septiembre y la más bajas, alrededor de 5°C, en el mes de enero. En la ciudad de Mexicali se han registrado temperaturas máximas extremas de hasta 45°C entre los meses de julio y agosto.

Las lluvias son muy escasas, alrededor de 200 mm de precipitación total anual. En la región noroeste del estado se encuentran los climas templado y seco con lluvias de invierno, condición muy particular, ya que en el resto del país las lluvias son en verano.

El municipio de Mexicali tiene uno de los registros de precipitación total anual más baja de todo el país, pues es menor a los 50 mm.

El clima está bien definido en sus diferentes regiones (Figura 2.4); La clasificación de sus climas es la siguiente:

Clima semifrío subhúmedo: Característico de zonas elevadas con lluvias en invierno. Éste se presenta en las sierras de Juárez y San Pedro Mártir, entre otras. Su precipitación anual es del orden de 400 mm y tiene una temperatura media de 8° a 10° C.

Clima templado subhúmedo: Con lluvias en invierno, se localiza en las estribaciones de las sierras de Juárez, San Pedro Mártir, etc. Su temperatura media es de 10° a 12° C, con una precipitación anual de 300 mm.

Clima seco mediterráneo templado: Se presenta en la porción noroccidental del Estado y se caracteriza por su temperatura moderadamente calurosa en verano, que llega a alcanzar los 25° C, y moderadamente fría, que baja hasta 10° C, sin oscilaciones bruscas. Su precipitación anual oscila entre 100 y 300 mm.

Clima muy seco templado: Se tiene en la parte centromeridional de la costa del Pacífico y en la porción central del Estado, su temperatura media anual es de 16° a 18° C y la precipitación anual es del orden de 100 mm.

Clima muy seco y cálido a muy cálido: Se encuentra en la porción central de la costa del golfo de California, su temperatura media anual es de 22° C y tiene una precipitación anual inferior a 100 mm.

Clima muy seco y semicálido: Abarca la mayor parte del Estado, principalmente al noreste, así como algunas franjas del centro y el sur de la entidad; su temperatura media, oscila entre 16° y 20° C y la precipitación anual es inferior a 100 mm.

Clima seco templado: Sólo una pequeña porción del territorio del Estado tiene clima seco templado y se localiza en su porción centromeridional, correspondiendo al cerro de la Sandía, con una temperatura media de 16° C y una precipitación anual del orden de 200 mm (INEGI,1981a; INEGI, 1981c).

De manera particular, Puertecitos presenta un clima muy seco y cálido a muy cálido.

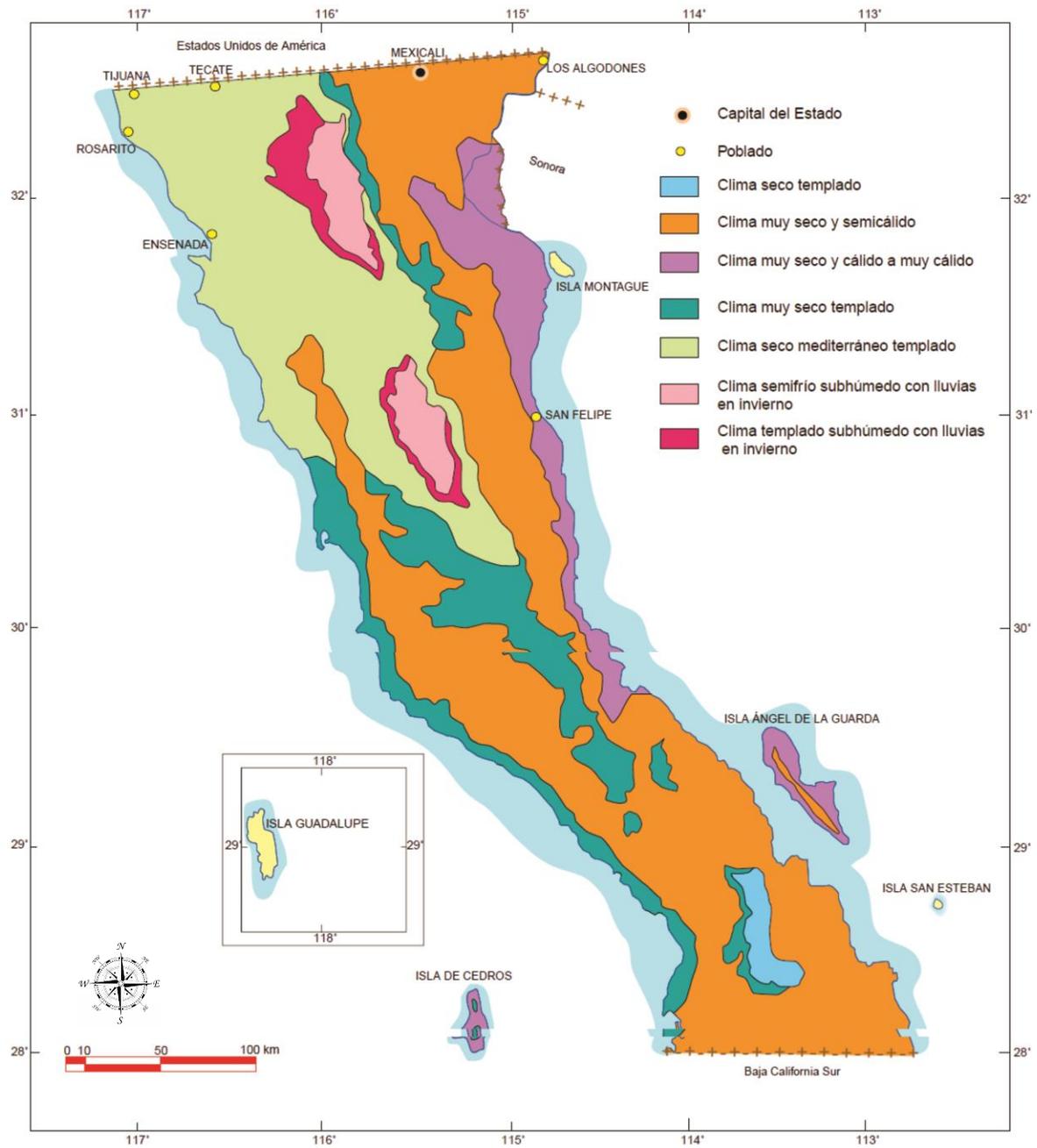


Figura 2.4.- Mapa que indica la distribución de climas. Tomado de Arellano. 2005.

2.1.3 FISIOGRAFÍA

El estado queda comprendido dentro de dos provincias fisiográficas: La provincia Península de Baja California, que abarca la mayor parte de la superficie de la entidad, y la provincia de Sierras Sepultadas, en su extremo noreste.

La provincia Península de Baja California, se divide a su vez, en dos subprovincias denominadas Sierras de Baja California Norte, que cubre casi toda la entidad, y Sierra de la Giganta, en la porción suroriental del Estado; además, comprende la discontinuidad fisiográfica denominada Desierto de San Sebastián Vizcaíno, al SSW del Estado. La provincia fisiográfica de Sierras Sepultadas, contiene la subprovincia Desierto de Sonora, ubicada en el noreste del Estado (Figura 2.5).

La subprovincia de Sierras de Baja California cubre aproximadamente el 80% del territorio estatal y es la continuidad al sur de la Sierra Nevada de Estados Unidos de América. Consiste esencialmente en bloques de rocas intrusivas mesozoicas y, en menor proporción, rocas sedimentarias plegadas, rocas metamórficas y volcánicas, estando expuestos sus mayores afloramientos en las sierras de Juárez y San Pedro Mártir. Esta última, presenta la elevación más alta de la península con una cota de 3,078 m s.n.m. en el Pico del Diablo. Algunos bloques constituyen montañas independientes como son las sierras de San Felipe, La Asamblea y La Libertad, entre otras.

La subprovincia de la Sierra de la Giganta cubre el 15% de la superficie del Estado; se localiza en la porción sudoriental del mismo y en el extremo septentrional de esta subprovincia. Está constituida por sierras con mesetas, valles con lomeríos y abanicos localizados en las estribaciones de las montañas. La discontinuidad fisiográfica del Desierto de San Sebastián Vizcaíno cubre el 4.3 % del territorio de Baja California y se localiza en sus partes sudoccidental y meridional. La constituyen principalmente llanuras con valles aluviales y campos de dunas con cañadas, lomeríos tendidos

ramificados y escarpados, mesetas basálticas, sierras bajas, sierras altas complejas y pendientes con cañadas.

La provincia de Sierras Sepultadas de Baja California, abarca a las islas Ángel de la Guarda, Guadalupe y San Lorenzo, mientras que, las islas de Cedros y San Benito pertenecen a la discontinuidad del Desierto de San Sebastián Vizcaíno.

La subprovincia Desierto de Sonora cubre aproximadamente el 14.3 % del estado de Baja California, se localiza en la parte nororiental del Estado y está constituida principalmente por llanuras o planicies de acumulación aluvial del Río Colorado. Estas llanuras o planicies de acumulación aluvial son principalmente salinas e inundables, aunque en la parte donde se localiza la Laguna Salada es intermontaña. También, presenta campos de dunas y cuando las llanuras se encuentran cerca de las montañas se tienen pendientes de piamonte (Raisz, 1964; INEGI, 1991).

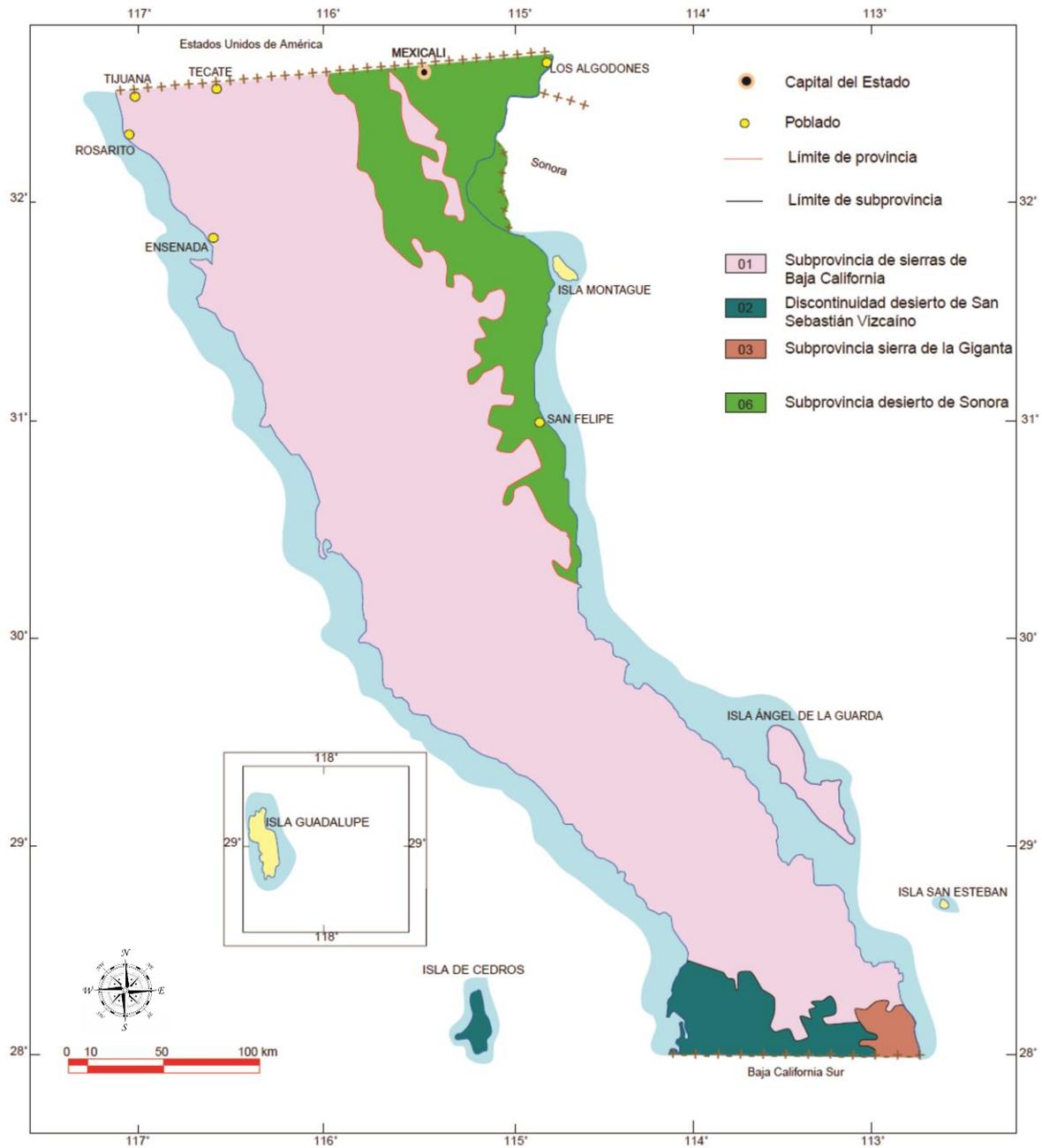


Figura 2.5.- Mapa que indica la distribución de fisiográfica. Tomado de Arellano, 2005.

2.1.4 HIDROGRAFÍA

La red hidrográfica (Figura 2.6), según la clasificación de las cuencas hidrológicas hecha por la antigua Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, en el estado de Baja California se localizan cinco regiones hidrológicas, las cuales son: RH1-Baja California noroccidental (Ensenada), RH2, Baja California centroccidental (Vizcaíno), RH4-Baja California nororiental (Laguna Salada), RH5-Baja California centroriental (Santa Rosalía), RH7-Río Colorado.

Región hidrológica Baja California noroccidental (RH1).- Comprende tres cuencas: La Cuenca A, cuyas principales corrientes son los arroyos San Simón, El Rosario (Arroyo Grande) y San Fernando (El Potrero-San Juan de Dios), los cuales sólo fluyen en época de lluvia. La Cuenca B, drenada por los arroyos Santo Domingo, Campo del Oso, San Rafael, San Telmo, San Isidro, Santo Tomás y Pino, todos de corriente intermitente, existiendo algunos manantiales a lo largo del curso de los mismos; y la Cuenca C, que comprende los ríos Tijuana (Las Palmas-Calabaza), Guadalupe y Ensenada-El Barón. En el río Tijuana se localizan las presas Abelardo L. Rodríguez; la del Carrizo, en el arroyo del mismo nombre, y la presa Emilio López Zamora en el arroyo Ensenada-El Barón. Los ríos y arroyos desembocan en el océano Pacífico.

Región hidrológica Baja California centroccidental (RH2).- Está integrada por dos cuencas: la Cuenca B, drenada por los ríos Compostela, Paraíso, San Luis y Purificación; y la Cuenca C, drenada por los arroyos La Bocana, Rosarito, Codornices y Santa Catarina, todos desembocando en el océano Pacífico.

Región hidrológica Baja California nororiental (RH4).- Está constituida por dos cuencas: la Cuenca A, formada por los arroyos Zamora, El Canelo, Santa Clara y Taraíso-Huatamote, los cuales desembocan en el golfo de California, y la Cuenca B, drenada por los arroyos El Palomar, Grande y La Laguna Salada.

Región hidrológica Baja California centroriental (RH5).- Está compuesta por dos cuencas: la Cuenca B, drenada por el arroyo San Pedro y otros, y la Cuenca C, drenada por el arroyo Calamajué y otros de menor importancia, todos ellos desembocando en el golfo de California.

Región hidrológica Río Colorado (RH7).- Cuenta con una Cuenca B, cuyo principal flujo de agua es el Río Colorado, el cual sirve de límite entre los estados de Baja California y Sonora, así como con el estado norteamericano de Arizona.

Las características topográficas del estado de Baja California, están definidas por zonas abruptas, como las sierras de Juárez, San Pedro Mártir, Libertad, etc., donde el clima es templado y subhúmedo, que contrastan con las áreas cercanas a la costa donde el clima es cálido y árido, lo que ocasiona que el drenaje tenga variaciones importantes. En las serranías, el drenaje es más abundante que en la planicie, debido principalmente a la evaporación o infiltración y sólo unos cuantos ríos y arroyos alcanzan a desembocar en el mar.

En esta región del país, los únicos materiales capaces de constituir acuíferos son los depósitos clásticos, ya que las rocas ígneas, metamórficas y demás sedimentarias, en general no presentan buena permeabilidad, impidiendo que lleguen a almacenar agua en volúmenes explotables. Por estas características, el potencial hidráulico del subsuelo es de gran importancia, ya que por medio de ese recurso se sostienen e impulsan las actividades agroindustriales y poblados de las zonas. En el Estado, se tienen 23 zonas de explotación de acuíferos, de los cuales nueve están en equilibrio, 12 sobreexplotadas y dos subexplotadas. Los pozos que están en explotación son 848, extrayéndose 1'100,000 m³ de agua anualmente (INEGI, 1995b).

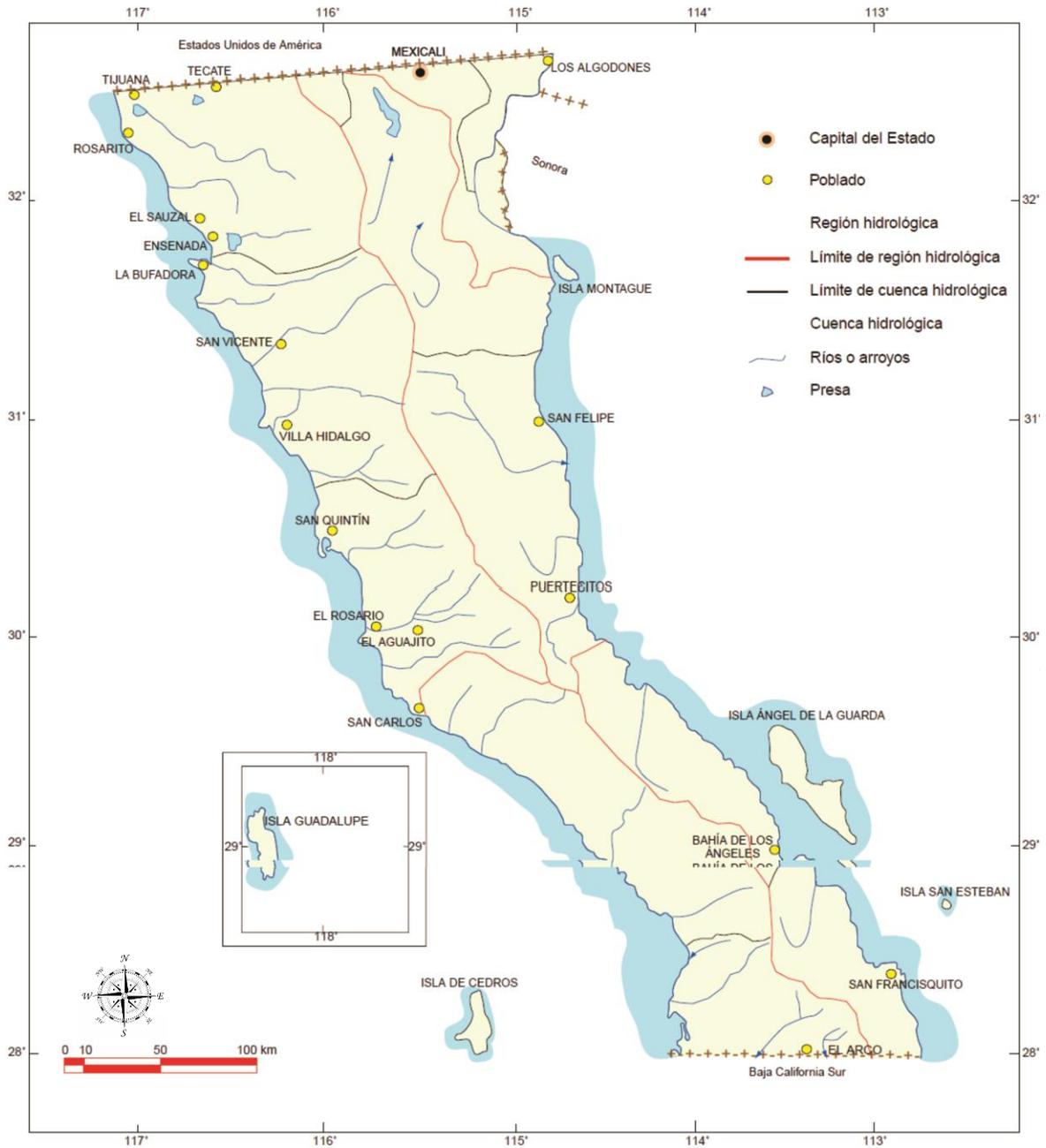


Figura 2.6.- Mapa que indica la distribución hidrográfica. Tomado de Arellano, 2005.

2.2 GEOLOGÍA

2.2.1 TECTÓNICA

La evolución geológica de América del Norte en su límite occidental está fuertemente influenciada por procesos tectónicos y magmáticos vinculados a procesos de subducción y extensionales resultado de los cambios cinemáticos ocurridos entre la placa Norte Americana y las placas oceánicas adyacentes (Farallón, Guadalupe, Magdalena, Cocos y Rivera).

La subducción de una placa oceánica al Oeste de California domino la tectónica desde el Mesozoico hasta el Mioceno Medio. Por su parte la actividad magmática fue continua desde el Jurásico hasta el Mioceno Tardío y se asoció a la subducción de diferentes fragmentos de la placa Farallón-Kula (Atwater, 1970). La subducción de esta placa tuvo una dirección Este, metiéndose por debajo de América dando como resultado una subducción continua desde Canadá hasta el sur de México (Atwer, 1989).

Hace 42 Ma, la placa Pacífico se movió hacia el NW con respecto a la Norteamericana y el rápido esparcimiento entre las placas Pacífico y Farallón permitió que la dorsal se aproximara al continente hace unos 29 Ma, (Bohannon & Parsons, 1995; Lonsdale, 1991).

Durante el Oligoceno, un fragmento de la Dorsal del Pacífico Oriental llega a la trinchera de subducción, dando como resultado la formación de microplacas y la aparición de un punto triple, que durante el Mioceno, migro hacia al Sur. (Atwater, 1970). El mapa de isócronas magnéticas del Pacífico (Lonsdale, 1991) muestra convincentemente que al Sur de la zona de fractura Guadalupe varios segmentos de la Dorsal Pacífico Oriental cesaron su actividad al acercarse al continente, convirtiéndose en dorsales fósiles. Las consecuencias de esta serie de fenómenos fueron la captura del margen de la Placa Norteamericana, el cese de la subducción por el movimiento al NW de la placa Pacífico y el rifting en el interior de la placa

continental como resultado de la dinámica global, más que debido a anomalías a nivel de la convección en el manto (Bohannon & Parsons, 1995).

Durante el Cenozoico ocurrieron dos eventos volcánicos constructivos importantes que corresponden en un primer caso a la provincia de la Sierra Madre Occidental en el Paleoceno-Oligoceno y Mioceno, en donde predominan los depósitos de ignimbritas asociados a la subducción de Farallón (McDowell & Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Cameron et al., 1980; Cochemé, 1985; Albrecht, 1990; Ferrari et al., 2005). El segundo fenómeno ocurrió en el Mioceno como resultado de un cambio en la geometría del régimen de subducción, cuando el volcanismo migro al Oeste formando un arco magmático (Comondú) a lo largo de lo que hoy es la costa de Sonora y Baja California (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991; Stock y Lee, 1994; Barajas et al., 1995; Barajas et al., 2000).

Antes del Mioceno Tardío el arco magmático del occidente de México era continuo a lo largo del Golfo de California actual y, a partir de esa época, se observa actividad volcánica en ambos márgenes de la península (Gastil et al., 1979; Sawlan, 1991), el volcanismo Post-Mioceno Medio en la región del Golfo de California es principalmente caldinalino salvo algunas excepciones (Sawlan, 1991).

La migración al Oeste del arco magmático durante el periodo de 23 a 12 Ma, es contemporánea con una fase de extensión cortical generalizada en la porción Oeste y Suroeste de la Placa de Norteamérica, conocida como Provincia de Cuencas y Sierras (McDowell et al., 1997; Aranda-Gómez et al., 2000). Además, en el Mioceno Medio, la deformación fue restringida a una región extensa del Noroeste de México conocida como la Provincia Extensional del Golfo, comprendida en la región Oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California (Karig & Jansky, 1972; Moore, 1973; Stock & Hodges, 1989) (Figura 2.7).

Después del Mioceno Medio, la aproximación de las dorsales de esparcimiento oceánico del Pacífico-Farallón a la zona de subducción del margen oriental de la península de Baja California cambió las características de evolución geodinámica del margen occidental de la placa de Norte América (Dickinson & Snyder, 1979). Esto se debió a la interacción entre la dorsal del Pacífico-Farallón y el margen de la Placa de Norte América resultando en que el esparcimiento oceánico y la subducción de la placa oceánica cesaron dando lugar al movimiento transformante entre las placas Pacífico y Norte América (Figura 2.8)

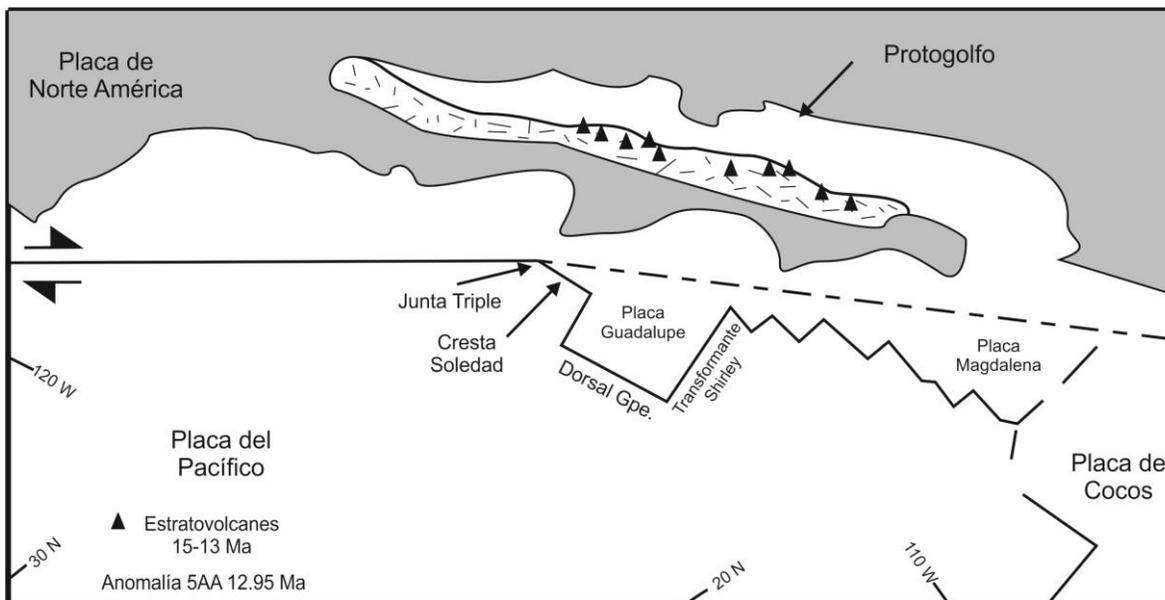


Figura 2.7. Marco tectónico del margen occidental de la península en el Mioceno Medio (modificado de Stock y Lee, 1994). La posición de la península corresponde a la reconstrucción previa a la apertura del Golfo.

La geometría de varios segmentos de dorsal extintos en el sector oceánico al Oeste del margen continental de la península son el resultado de que la Placa de Farallón se segmentó antes de que la dorsal del Pacífico-Farallón llegara a la zona de subducción (Figura 2.8 A). La Placa de Farallón se rompió en las Placas de Guadalupe y Magdalena y los remanentes de estas placas quedaron frente a la península debido a la iniciación del movimiento transcurrente entre las Placas Pacífico y Norte América (Michaud et al., 2006; Atwater & Stock, 1998). A los 12 Ma, a medida que los segmentos de la dorsal oceánica se acercaron a la fosa de

subducción de Norte a Sur, el aumento de acoplamiento entre la subducción de las placas oceánicas y las placas cabalgantes causaron que la parte superior joven de la placa de Magdalena se desprendiera de la vieja y fría, Placa de Farallón y continuara subduciéndose (Figura 2.8 B).

El inicio de la distensión en la margen oriental de la península es posterior al inicio de la distensión en Sonora y conchagua, además, con la terminación del volcanismo de arco y la subducción de la Placa de Guadalupe hacia los 12 Ma.

Posterior a los 12 Ma, el abandono de los centros de esparcimiento del Pacífico y Magdalena fue más gradual que el cese del esparcimiento entre las Placas del Pacífico y Guadalupe, al Norte de la zona de fractura de Shirley, donde el esparcimiento oceánico se desaceleró poco a poco y se detuvo después del cron magnético 5b (Ionnsdale, 1991) (Figura 2.8 B).

La fuerza boyante inducida por la flotabilidad del material caliente y joven de la placa remanente impidió su subducción, y en consecuencia las Placas Pacífico y Magdalena desaceleraron sus movimientos. Desde que la Placa Guadalupe se fusiona con la Placa Pacífico el acoplamiento entre las Placas Magdalena y Norte América se incrementó. En consecuencia la Placa Magdalena tiende a seducirse de manera oblicua y gradualmente cesa su subducción contra el margen de la península (Figura 2.8 C).

Cuando cese de la subducción de la Placa Magdalena debajo de la Placa Norte América finalmente ocurriera en la sección de la península alrededor de los 10 Ma, y al formar parte de la Placa Pacífico, el margen continental actuó como frontera transformante entre las Placas Pacífico y Norte América (Figura 2.8 C). La zona de falla Tosco-Abreojos localizada a lo largo de dicho margen es interpretada como la estructura para acomodar este movimiento transcurrente (Michaud et al., 2006) (Figura 2.8 D). Desde los 8 Ma, la zona de falla Tosco-Abreojos actuó como una falla transformante con desplazamiento dextral, entre los puntos triples de

Mendocino y de Rivera que han migrado al Norte y Sur respectivamente (Figura 2.8 D).

Durante el Mioceno Tardío – Plioceno Temprano, la deformación localizada en el lado Oeste de la Provincia Extensional del Golfo definió el rift del Golfo de California y promovió una incursión marina generalizada que formó el Golfo de California (Stock & Lee, 1994; Lee et al., 1996; Lonsdale, 1989; Holt et al., 2000; Oskin & Stock, 2003).

La extensión en el Golfo de California parece haber ocurrido en dos etapas (Martín-Barajas et al., 2001). Durante la primera etapa, o etapa del Proto-Golfo (~12-6 Ma), la Península de Baja California actuó como una microplaca confinada entre las placas de Norteamérica y Pacífico, de tal forma que la apertura temprana del Golfo se suma al movimiento total entre estas dos placas. Esta etapa temprana del rift debió tener un movimiento más ortogonal con el desplazamiento de rumbo ubicado fuera del Proto-Golfo y posiblemente a lo largo del borde continental del Pacífico. En esta etapa dentro del dominio central de la península de Baja California se formaron múltiples depocentros alineados al Noroeste: Santa Rosalía, seguida al sur por Bahía Concepción y al sureste San Nicolás (Ledesma-Vázquez, 2002). Durante la segunda fase, la Península de Baja California debió estar esencialmente adherida a la Placa Pacífico, de manera que el desplazamiento posterior a 6 Ma, durante la apertura del Golfo, tuvo lugar mediante el movimiento oblicuo Pacífico-Norteamérica.

El Golfo de California tuvo una etapa temprana de rifting ortogonal que fue sobreimpuesta por un límite de la placa divergente-oblicuo moderno (Karing y Jensky, 1972; Zanchi, 1994; Umhoefer et al., 2002). La etapa más reciente de extensión está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California, cuyo inicio se sitúa entre 6 y 4 Ma (Angelier et al., 1981; Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Lee et al., 1996).). Bajo este

esquema el movimiento transformante a lo largo del margen peninsular ha perdurado con la abertura del Golfo (Spencer & Normark, 1979, 1989).

Hace aproximadamente 5 Ma, la mayor parte del movimiento entre la placa Pacífica y el México continental fue transferido de la falla Tosco-Abreojos al protogolfo de California. La península fue separada de la placa Norteamericana y añadida a la placa Pacífica. Basaltos oceánicos comienzan a fluir de la zona expansiva del Golfo de California y un nuevo patrón de cuencas de expansión y fallas transformes orientales hacia el oeste fueron generadas a lo largo del Golfo de California (Mammerickx & Klitgord, 1982). El sistema de fallas transcurrentes a lo largo del margen de Baja California evidencian su continua actividad tectónica en los últimos 5 Ma (Miachaud et al., 2006) (Figura 2.8 E).

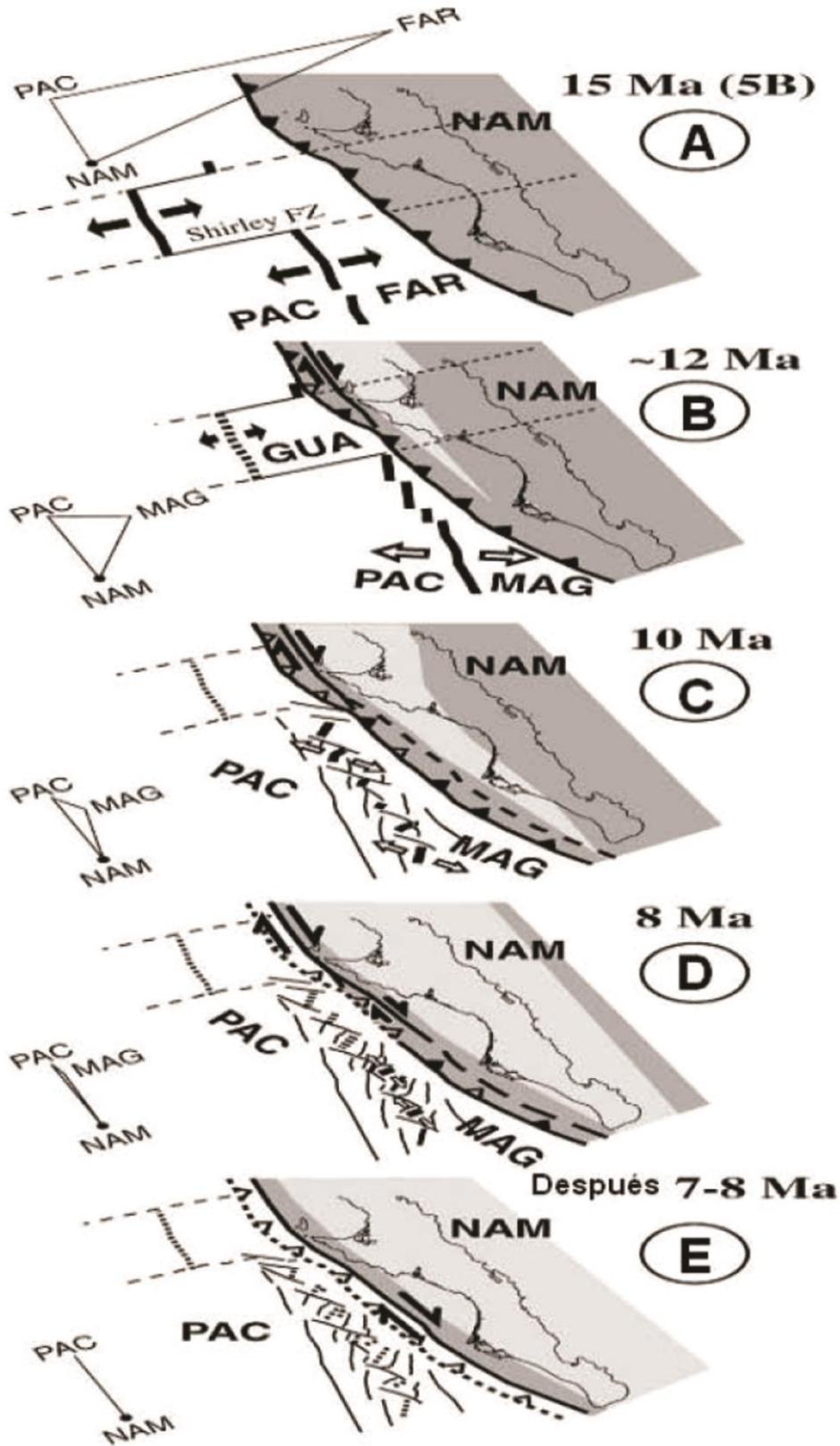


Figura 2.8. Esquema del modelo de evolución de los límites de las placas frente a la península de Baja California de los 15-7 Ma, asumiendo que la Placa Norte América (NAM) esta fija. Propagación de la ventana astenosférica (Burguiois & Michaud, 2002) es mostrada en gris claro. (A) A los 15 Ma, la subducción entre la placa Farallón (FAR) y NAM es casi perpendicular a la trinchera. (B) A los 12 Ma, la propagación de los segmentos de la dorsal se reorganizan perpendiculares a la dirección de movimiento del PAC-NAM. (D) A los 8 Ma, MAG_NAM y la propagación del fondo marino MAG-PAC progresivamente se paro de Norte a Sur. Después de 8-7 Ma, la propagación del fondo marino MAG-PAC y la subducción de MAG-NAM se detuvieron de forma progresiva. Modificado de Michaud, 2006.

2.2.2 GEOLÓGIA

La península presenta afloramientos en los cuales sus rocas varían en edad del Cámbrico al Holoceno, siendo las rocas más antiguas un set sedimentario clástico y marino carbonatado de plataforma somera del Paleozoico; secuencias tipo flysch de aguas profundas del Triásico y rocas volcánicas del Jurásico que sobreyacen respectivamente. La complejidad estructural, es resultado de procesos metamórficos a escala regional y eventos de deformación sobrepuestos ocasionados por emplazamientos de cuerpos intrusivos del Mesozoico., Dicho lo anterior es fácil entender la dificultad que existe para establecer una secuencia estratigráfica confiable.

El Cretácico Superior está bien representado por los plutones graníticos que intrusionan secuencias de rocas volcánicas y volcanoclásticas del arco Jurásico, así como también a rocas del Cretácico Medio. Estos plutones conforman El Batolito Peninsular, que es una parte de la cadena de batolitos circum-pacificos del margen Oeste de Norte América.

El Terciario y Cuaternario son representados por rocas sedimentarias marinas y no marinas, así como volcánicas que cubren el sur del Estado (Figura 2.9).

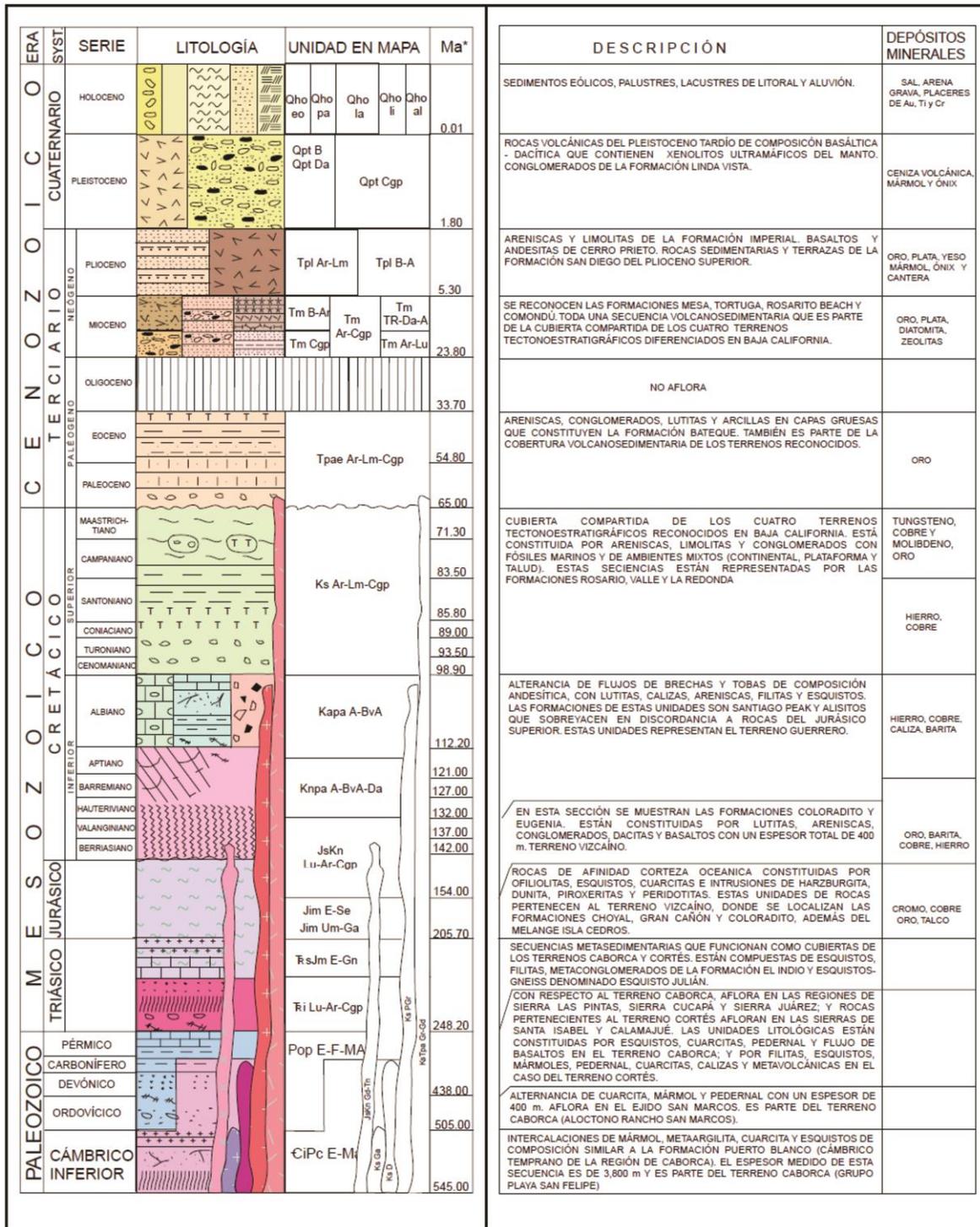


Figura 2.9.- Columna geológica general de Baja California. Tomado de Arellano, 2005.

Las rocas del batolito se encuentran bien estudiadas e identificadas, con base en esto y teniendo una visión amplia, se puede describir brevemente la geología con una serie de agrupaciones que son: rocas prebatolíticas, batolíticas (140-80 Ma) y postbatolíticas, identificándose cuatro franjas dentro de las prebatolíticas (Arellano, 2005) (Figura 2.10).

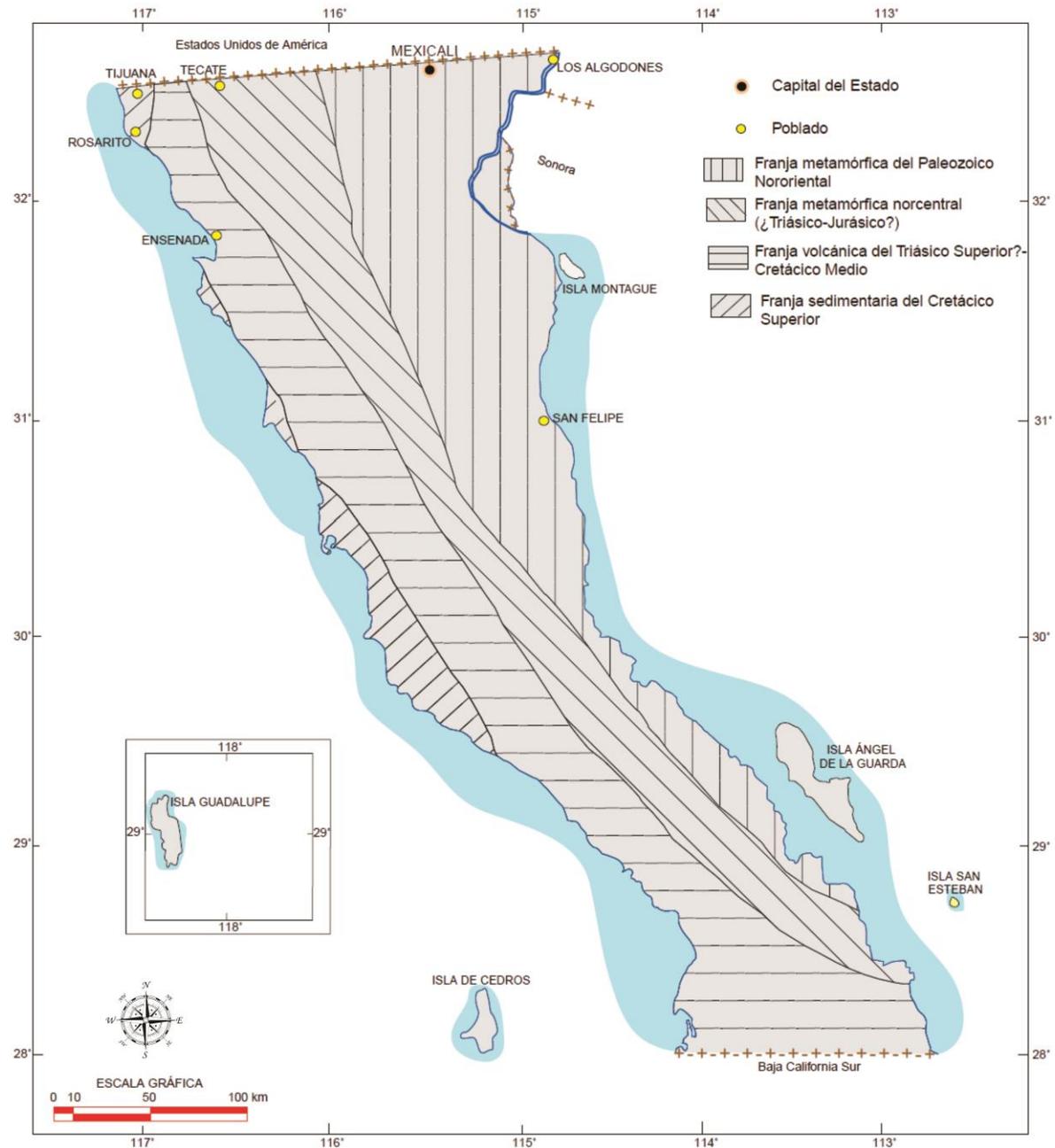


Figura 2.10.- Mapa que indica la distribución prebatolíticas. Tomado de Arellano, 2005.

Rocas Prebatolíticas

Estas rocas abarcan desde el Precámbrico Tardío hasta en Cretácico Medio (Gastil, 1993). Su distribución está representada por cuatro grandes franjas cubiertas parcial y discordantemente por rocas volcánicas y depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario.

Franja metamórfica del Paleozoico Noroeste

Una porción del basamento cristalino aflora en la región de San Felipe, es un complejo metamórfico constituido por mármol masivo de grano fino, meta-argilita, ortocuarcita masiva, cuarcita arcósica con mica, filitas, mármol con calcosilicatos, esquisto de biotita y gneises que corresponden al Cámbrico Inferior (Gastil, 1993). Esta litología es similar a la Formación similar al de la Formación Puerto Blanco (Cámbrico Inferior) de Caborca, Sonora.

Al Noroeste de la entidad se encuentran rocas pertenecientes al Paleozoico con edades del Carbonífero (Figura 2.11). Estas rocas presentan metamorfismo regional de bajo a mediano grado, en donde se observan facies de esquisto verde hasta anfibolitas, cuyo protolito es una secuencia antigua volcanosedimentarias compuesta por caliza, lutita, arenisca conglomerado, rocas volcánicas y pedernal intercalado (Gastil et al., 1975).

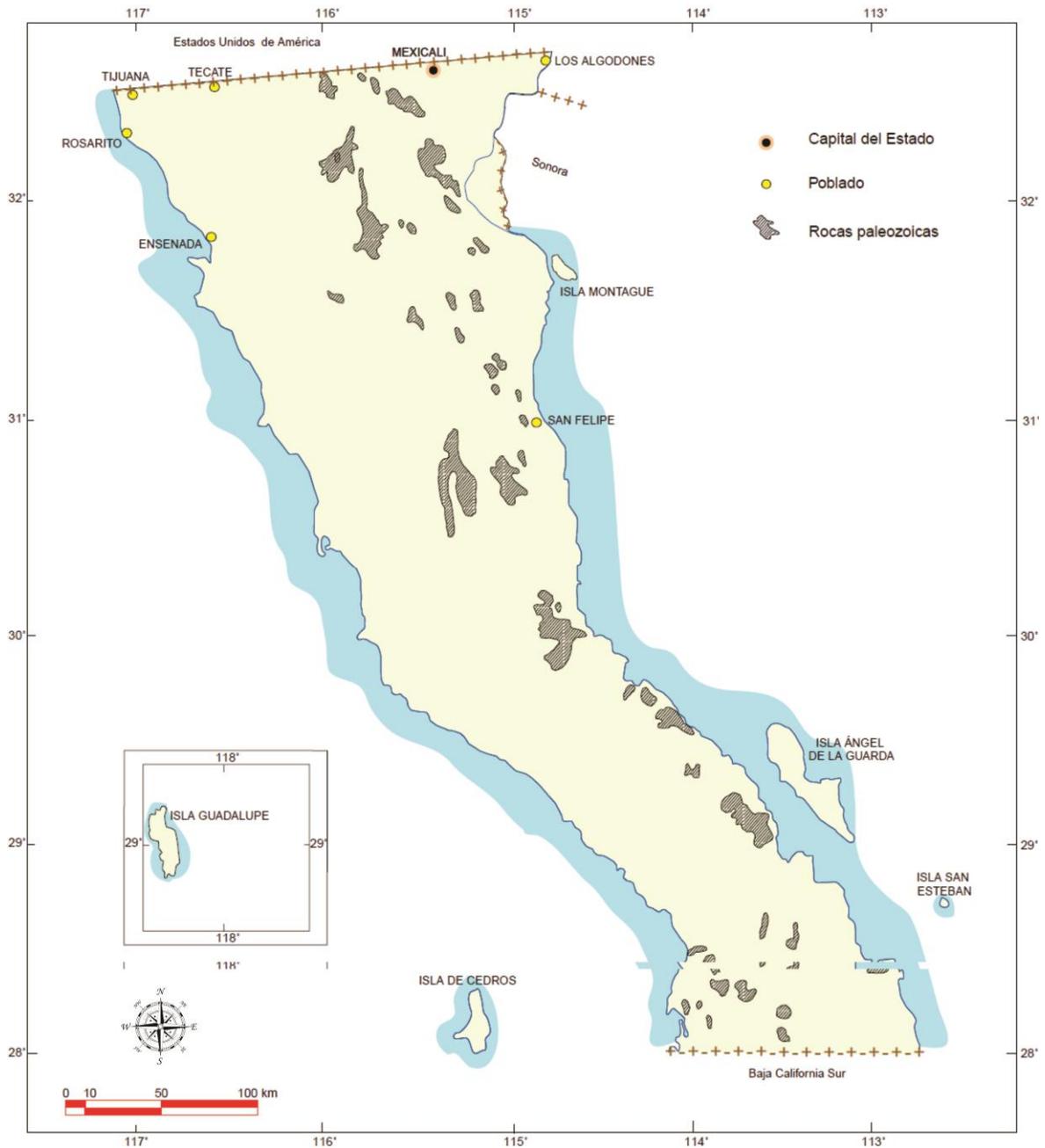


Figura 2.11.- Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas del Paleozoico. Tomado de Arellano, 2005.

Franja metamórfica norcentral (Triásico-Jurásico)

Estas rocas corresponden a una secuencia sedimentaria (Figura 2.12) conformada por lutitas, areniscas y rocas carbonatadas, las cuales presentan metamorfismo regional de grado intermedio a alto. Se encuentran afloramientos en la porción central del estado en localidades de las sierras de Juárez y San Pedro Mártir. En cuanto a su edad, con base en analogías litológicas y de deformación con relación a una secuencia que aflora en el Norte, se sugiere que pertenecen al Triásico-Jurásico. La secuencia sedimentaria original se depositó en una cuenca marginal (Gastil & Miller, 1981).

Triásico Inferior

Al Oriente de El Mármol, aflora la formación Indio que pertenece al Triásico Temprano y sobreyace discordantemente a las rocas paleozoicas (Gastil & Miller, 1983). Dicha formación está constituida por conglomerados y cuarzoarenitas, que gradúan a areniscas calcáreas, calizas arenosas y, en la parte superior, a calizas con fósiles de conodontes y amonoides.

Triásico Superior Ofiolítico

La Formación Cedros está constituida por una secuencia de grauvaca, pizarra, conglomerado, caliza, pedernal, roca verde y un complejo metamórfico que incluye esquisto de glaucofano, clorita y actinolita. Esta secuencia presenta intrusiones de peridotita y serpentina. Su probable edad es Triásica.

Pre-Jurásico Medio

La Formación Santa Eulalia es una secuencia metamórfica cuya localidad tipo es la sierra Santa Eulalia y La Ciénega de Santa Rosa. Está constituida por gneis granítico, filita, esquisto cuarzofeldespático, pizarra silicificada, con fósiles mal conservados y

diques pegmatíticos. De acuerdo a sus características, se infiere que el origen de esta formación es mixto (continental y marino) y que fue depositada en una gran depresión existente anteriormente al Cretácico (Woodford & Harris, 1938; Lozano, 1975).

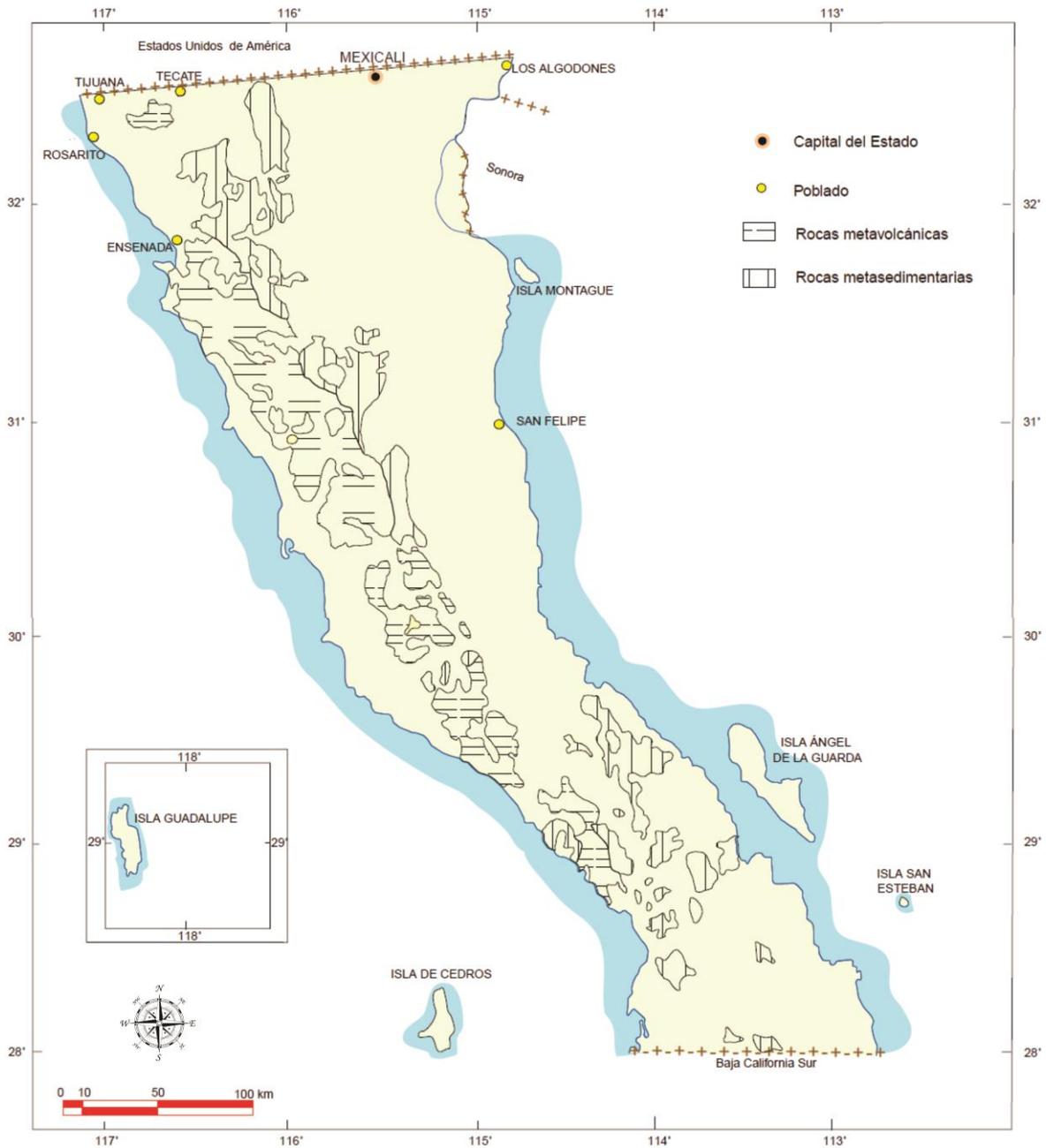


Figura 2.12.- Mapa que indica la distribución de rocas metamórficas que corresponden al Mesozoico. Tomado de Arellano, 2005.

Franja volcánica del Triásico Superior-Cretácico Medio

La sección occidental del estado se caracteriza por la presencia de un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias interestratificadas, y en menor proporción, rocas metamórficas de bajo grado en las porciones basales de la secuencia, las cuales constituyen lo que se conoce como terreno Alisitos. (Campa & Coney, 1983). Hacia la porción Oeste del batolito peninsular y al norte de la falla Agua Blanca, los estratos volcanoclásticos, volcánicos y sedimentarios presentan metamorfismo incipiente de facies de esquisto verde y han sido correlacionados con la Formación Santiago Peak (Larsen, 1948; Ortega, 1997), mientras que la secuencia volcanosedimentaria ubicada al Sur de la falla Agua Blanca es denominada Formación Alisitos (Santillán & Barrera, 1930; Allison, 1974).

El terreno Alisitos presenta dos secuencias que caracterizan la franja, una de posible edad Triásico-Jurásica y otra del Cretácico Inferior.

La primera está constituida por rocas piroclásticas, brechas volcánicas que en composición varían de andesita a riolita, rocas pelíticas con pedernal y rocas calcáreas interestratificadas. Esta afectada por un metamorfismo regional de facies de esquisto verde y en su parte superior presenta una discordancia con la Formación Alisitos de edad Aptiano-Albiano. Los afloramientos se reconocen sólo en pequeñas ventanas y por lo general se encuentran como techos colgantes en los intrusivos del batolito peninsular del Cretácico Superior.

La segunda se conoce como la Formación Alisitos y aflora más extensamente. Esta ampliamente distribuida y constituida por rocas piroclásticas, volcanoclásticas, derrames de lava y estratos de caliza intercalados, siendo el volcanismo de afinidad magmática calcoalcalina (Almazán, 1988). Los fósiles de la Formación Alisitos dan una edad

Aptiano-Albiano. Con base en la litología y fauna, la Formación Alisitos constituye una secuencia típica de un ambiente de arco insular, el cual bordeaba por el occidente al Cratón Norteamericano y se deforma como resultado de la subducción de la paleoplaca de Farallón (Atwater, 1970; Demant & Robin, 1975).

Formación San Telmo

Su localidad tipo se encuentra en el arroyo San Telmo al Oeste de la Joya y al Noroeste del rancho San José, a 45 km al Este del poblado San Telmo (Woodford & Harris, 1938). Está constituida por una amplia gama litológica: sedimentos marinos, gneis, esquisto de textura gruesa, pizarra, micaesquisto, cuarcita, caliza recristalizada y rocas metavolcánicas. Su espesor estimado es de 300m y tiene una edad del Cretácico Inferior (Aptiano-Neocomiano) con base en fósiles. Esta formación puede presentar una facies con mayor grado de metamorfismo que la Alisitos (San Fernando) ya que podría corresponder a una zona de transición de la secuencia metasedimentaria de la Formación Alisitos y las facies más metamorfizadas de la Formación migmatítica Santa Eulalia.

Formación Alisitos

Su localidad tipo se encuentra en el rancho Alisitos en el valle de Santo Tomás y al Noroeste del rancho San Fernando. Está constituida por: pizarra, conglomerado, cuarcita, caliza ligeramente metamorfizada, rocas volcánicas andesíticas y dique-estratos emplazados en grauvacas, limolitas y lutitas. No se conoce con precisión su espesor, pero en su localidad tipo tiene 7,500 m (Allison, 1974; Allen et al., 1995).

Su edad pertenece al Cretácico Inferior-Cretácico Medio (Aptiano-Albiano) (Allison, 1974; Gastil, 1975). Existen 9 miembros en esta

formación; a saber, dos miembros inferiores constituidos por derrames dacíticos, aglomerados tobáceos, brechas volcánicas, e ignimbritas; tres miembros intermedios formados por intercalaciones de arenisca de origen volcánico, limolita, conglomerado con derrames de andesita y capas delgadas de caliza; y cuatro miembros superiores que consisten en aglomerados, brechas volcánicas, tobas e intercalaciones de derrames basálticos, andesíticos y dacíticos (Allison, 1974; Lozano, 1975).

Franja sedimentaria del Cretácico Superior

Se encuentra en la parte Occidental del estado y está constituida por sedimentos marinos y continentales del Cretácico Superior, poco consolidados y sin deformación. Esta secuencia se conoce como Formación Rosario (Beal, 1948) y consiste en estratos de arenisca, limolita y conglomerado con presencia de fósiles marinos y huesos de saurios, que se traduce en una variación de ambiente continental, de plataforma y talud con líneas de costa fluctuantes, con una orientación prácticamente paralela a la franja volcánica del Triásico Superior-Cretácico Inferior. Las rocas de esta franja fueron la fuente de aporte de los sedimentos. La Formación Rosario se ubica en el Campaniano y Maastrichtiano (Gastil et al., 1975).

Grupo Rosario

Su localidad tipo se encuentra al Noroeste del poblado Rosario. Agrupa a las formaciones Rosario, Redonde, Lechos Rojos, El Gallo, Punta Baja y Boca Roja. Está constituido por: conglomerado compacto, arenisca marina de color pardo, arcilla negra, limolita, lutita, lentes gruesos de conglomerado y arenisca arcillosa. Aflora a lo largo de la costa del Pacífico. Tiene una edad del final del Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano) (Figura 2.13) (Lozano, 1979) y esta subdividido en tres horizontes:

Inferior: Areniscas compactas de grano fino, interestratificadas con capas delgadas y medianas de arenisca arcillosas sin fósiles.

Intermedio: Areniscas intercaladas con lutitas y estratos delgados de pizarra gris oscuro y fósiles mal conservados.

Superior: Areniscas de grano fino de color amarillo y pardo verdoso con lentes de conglomerado.

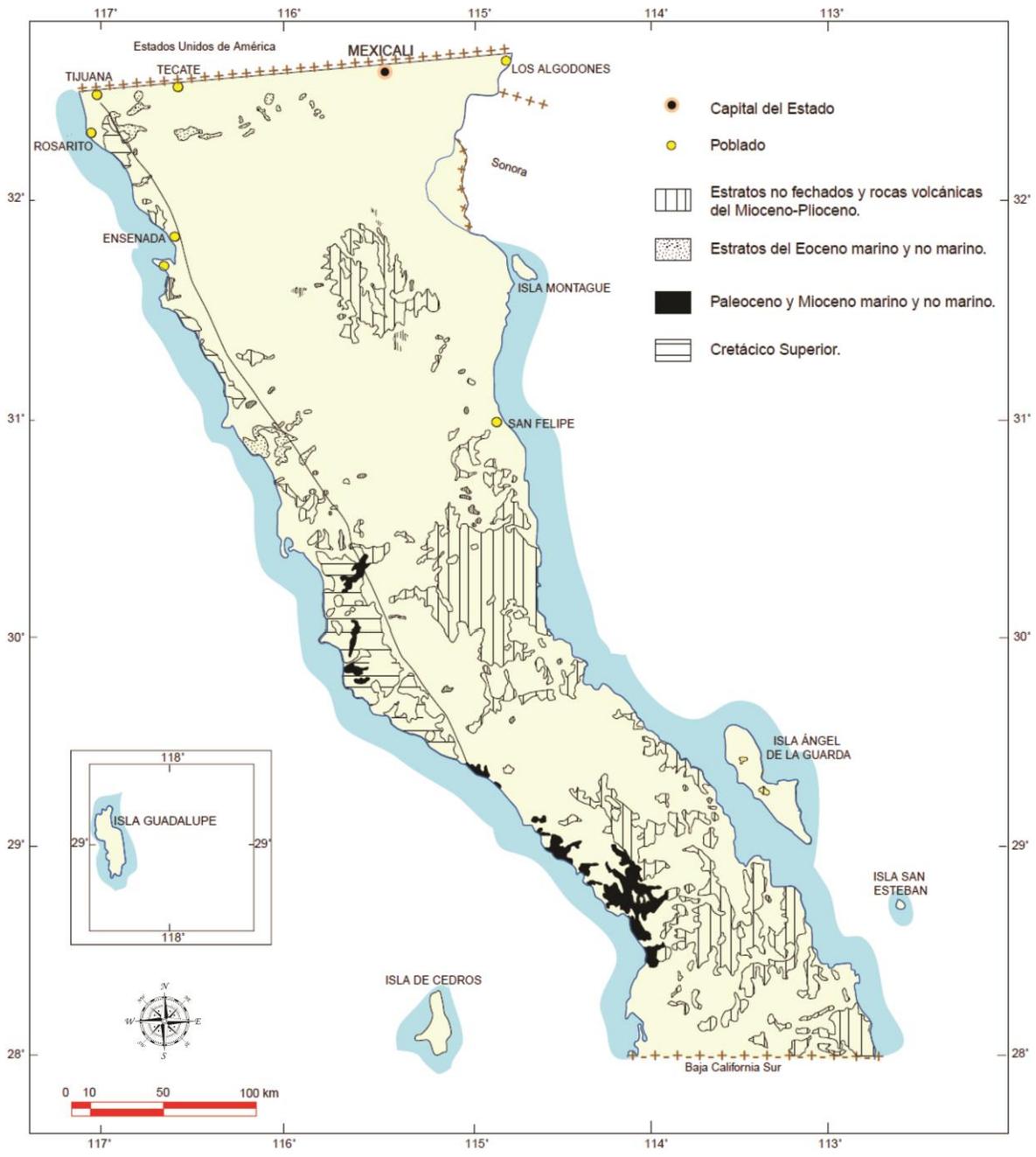


Figura 2.13.- Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas sedimentarias que corresponden al Cenozoico y Cretácico Superior. Tomado de Arellano, 2005.

Rocas Batolíticas

Corresponden a un evento plutónico a escala continental denominado Batolito Peninsular. Estas rocas plutónicas cubren una superficie aproximada de 28,000 km² (Figura 2.14). Estos cuerpos se encuentran principalmente en las sierras de Juárez y San Pedro Mártir. Presentan una composición que varía de tonalita (47%) a granodiorita (35%) principalmente, aunque también se pueden encontrar granitos (2%) así como dioritas y gabros (14%) (Gastil et al., 1975).

Estos cuerpos presentan una estructura composicionalmente zoneada y se ha observado una variación de edad de Occidente a Oriente así como composicional de básico a ácido, donde la roca más antigua reportada es de 154 Ma y la más joven es de +/- 80 Ma respectivamente.

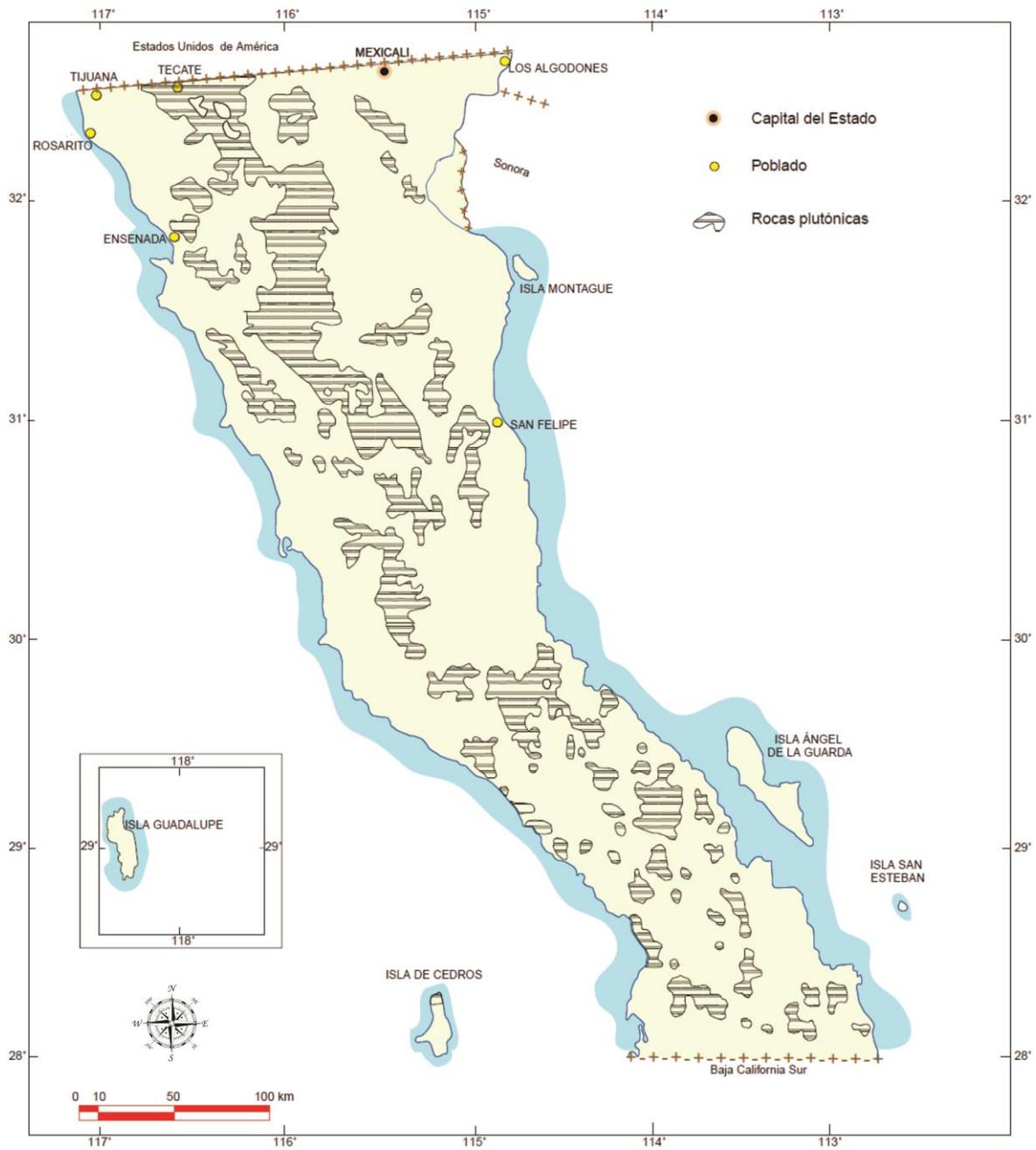


Figura 2.14.- Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas plutónicas. Tomado de Arellano, 2005.

Estas edades varían del Jurásico Superior al Cretácico Superior. Las diferencias petrográficas están relacionadas con la fuente magmática, ya que las rocas Occidentales son derivadas del manto, por su parte las Orientales se encuentran contaminadas por materiales sedimentarios de las franjas del Triásico-Jurásico y Paleozoico (Gastil et al., 1975).

Rocas Postbatolíticas

Rocas sedimentarias del Cretácico

Se representan en la formación Valle, la cual está constituida por material clástico de edad Campaniano-Maastrichtiano. Su límite es un lineamiento estructural denominado “Línea Santillán-Barrera”, que separa a esta formación de la Formación Alisitos, de la cual se derivaron los sedimentos. Se divide en dos miembros:

Inferior: Presenta las rocas más antiguas de estas secuencias y está formado por areniscas, lutitas y conglomerados. La edad de este miembro corresponde al Albiano-Turoniano (Kilmer, 1977; Patterson, 1979). El miembro inferior estuvo envuelto en un evento compresivo que lo emplazo tectónicamente sobre los terrenos metamórficos, los complejos volcánico-plutónicos y las rocas ofiolíticas del área Vizcaíno-Cedros, resultado del proceso de colisión entre la placa Norteamericana en el Este u Un arco insular en el Oeste (Rangin, 1978).

Superior: Esta constituido por capas de arenisca, conglomerado y lutita que corresponden a depósitos de tipo molasse que pertenece al Turoniano y el Maastrichtiano, depositado una vez que termino el proceso compresivo (Rangin, 1978).

Cenozoico

Paleógeno-Neógeno

Rocas sedimentarias del Cenozoico

Las rocas precenozoicas continentales predominan en el Estado mientras que los sedimentos marinos se encuentran solo en algunas partes (Figura 2.15). La sedimentación que inicio en el Cretácico en el Noroeste continuo durante el Paleoceno y el Eoceno, acumulándose sobre la Formación Rosario del Cretácico Superior, depósitos deltaicos y costeros que gradúan a depósitos de agua dulce y salobre (Gastil et al., 1975).

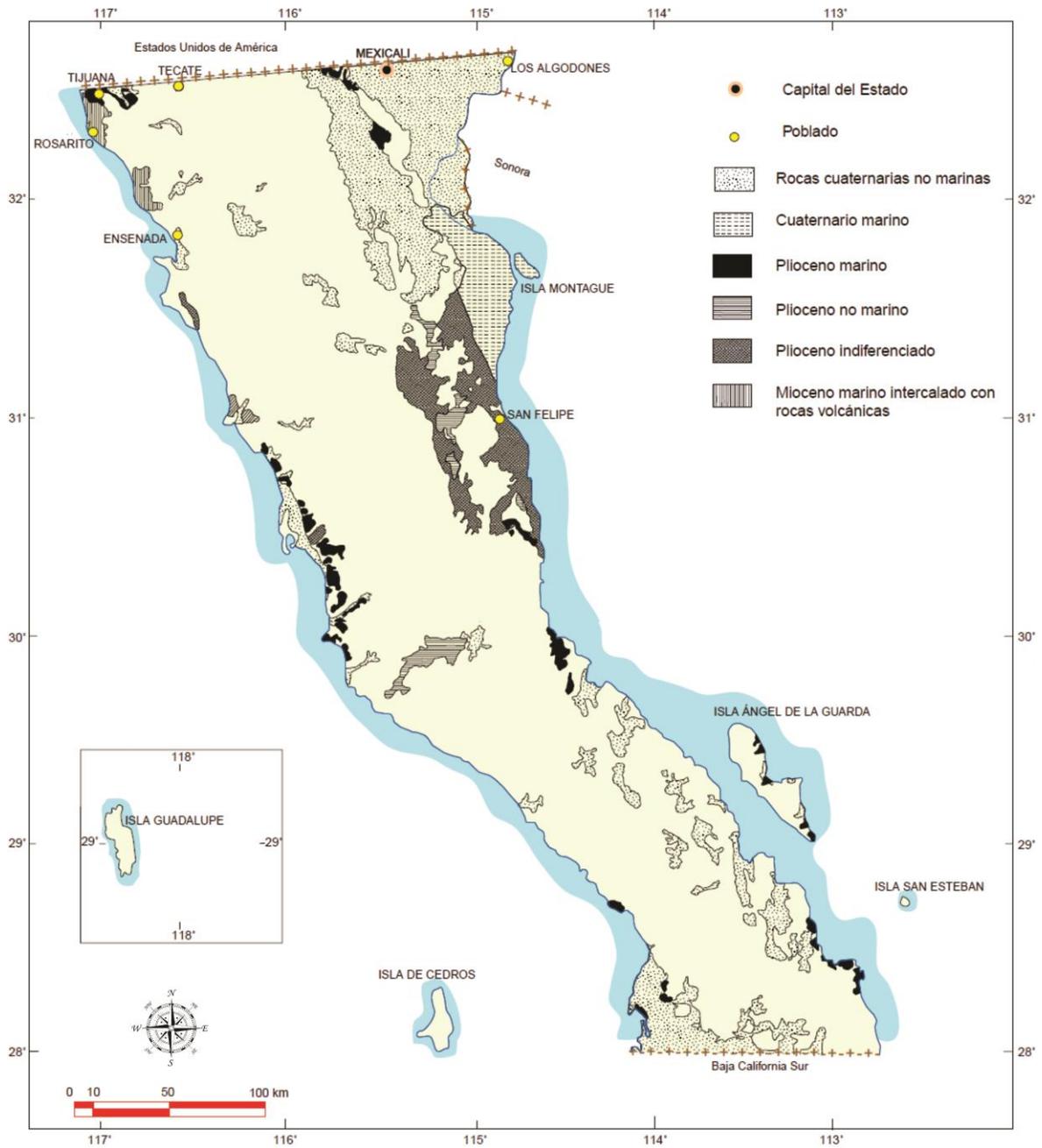


Figura 2.15.- Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas sedimentarias del Cenozoico. Tomado de Arellano, 2005.

Formación Tepetate (o Formación Sepultura)

Está constituida por arenisca de color amarillo, lutita de color gris y verde grisáceo, así como conglomerado, arcilla en capas gruesas y lenticulares, lutita muy arenosa y lutita calcáreo-arenosa finamente interestratificados. Pertenece al Paleoceno-Eoceno y sobreyace con una ligera discordancia angular a la Formación Rosario. Tiene una longitud de 100 km, un ancho promedio de 20 km y un espesor máximo conocido de 700 m (Heim, 1922; Santillan & Barrera, 1930).

Formación Cantil Costero

Son rocas sedimentarias marinas representadas por areniscas y conglomerados, los cuales son derivados del basamento y de rocas sedimentarias de la parte oriental de la entidad. Su edad pertenece al intervalo del Plioceno Medio al Superior.

Formación San Diego

Está representada por rocas sedimentarias y terrazas, se le ubica en el Plioceno Superior. Sus principales afloramientos están en Playas de Rosarito y Punta Banda así como se extienden a las playas de Tijuana.

Volcanismo Cenozoico

Se observan dos fases de volcanismo en el Cenozoico, resultado de la tectónica que domino durante esta Era.

La primera fase se identifica como un volcanismo de afinidad calcoalcalina, cuya mayor actividad fue en el Oligoceno-Mioceno, producto de un régimen tectónico compresivo.

La segunda fase está representada por derrames de basalto alcalino, producto de la tectónica distensiva Plio-Cuaternaria (Figura 2.16).

El volcanismo de la primera fase se puede describir en tres zonas:

Zona 1: Se ubica al Sur de la Sierra de Juárez, en la Sierra Tinaja y la Sierra Pinta (31° 30' y 31° 50' de latitud norte aproximadamente), en donde predominan las rocas félsicas. La Sierra de Juárez y el Norte de la Sierra Tinaja se componen por areniscas y conglomerados volcánicos que cubren discordantemente a los plutones mesozoicos y, están a su vez, sobreyacidas por tobas y brechas andesíticas, ignimbritas riolíticas y derrames discontinuos de basalto. Las edades varían de entre 10 Ma y 20 Ma (Gastil et al., 1979).

El norte de la Sierra Pinta está representada por una secuencia volcánica que sobreyace a rocas metamórficas paleozoicas y tiene un espesor aproximado de 4,000 m. La constituyen dacitas, ignimbritas y derrames andesíticos y riolíticos, con edades de 9 Ma. (McEldowney, 1970).

Zona 2: Se localiza a la altura del paralelo 30°, en el litoral del Golfo y predominan las rocas piroclásticas de composición félsica. Está constituida por tobas riolíticas, riodacíticas e ignimbritas escasas, como las que afloran en la sierra Santa Isabel. Particularmente la localidad de Puertecitos se ubica en dicha zona y son estas rocas las que afloran principalmente. Barajas y colaboradores (1995) las describen como una secuencia de Ignimbritas riolíticas conformada por la toba Los Heme, la toba Curbina y la toba Mesa El Tábano las cuales son secuencias de flujos piroclásticas que se presentan en estratos.

Zona 3: Está constituida por los afloramientos de la isla Ángel de la Guarda y áreas al sur de ella, entre los paralelos 28°y 29°. Los basaltos alcalinos representan las rocas más antiguas con edad de 50 Ma (Gastil et al., 1975). El promedio de rocas en esta zona tiene una edad entre los 10-14 Ma y corresponden a riolitas y dacitas (Gastil et al., 1979).

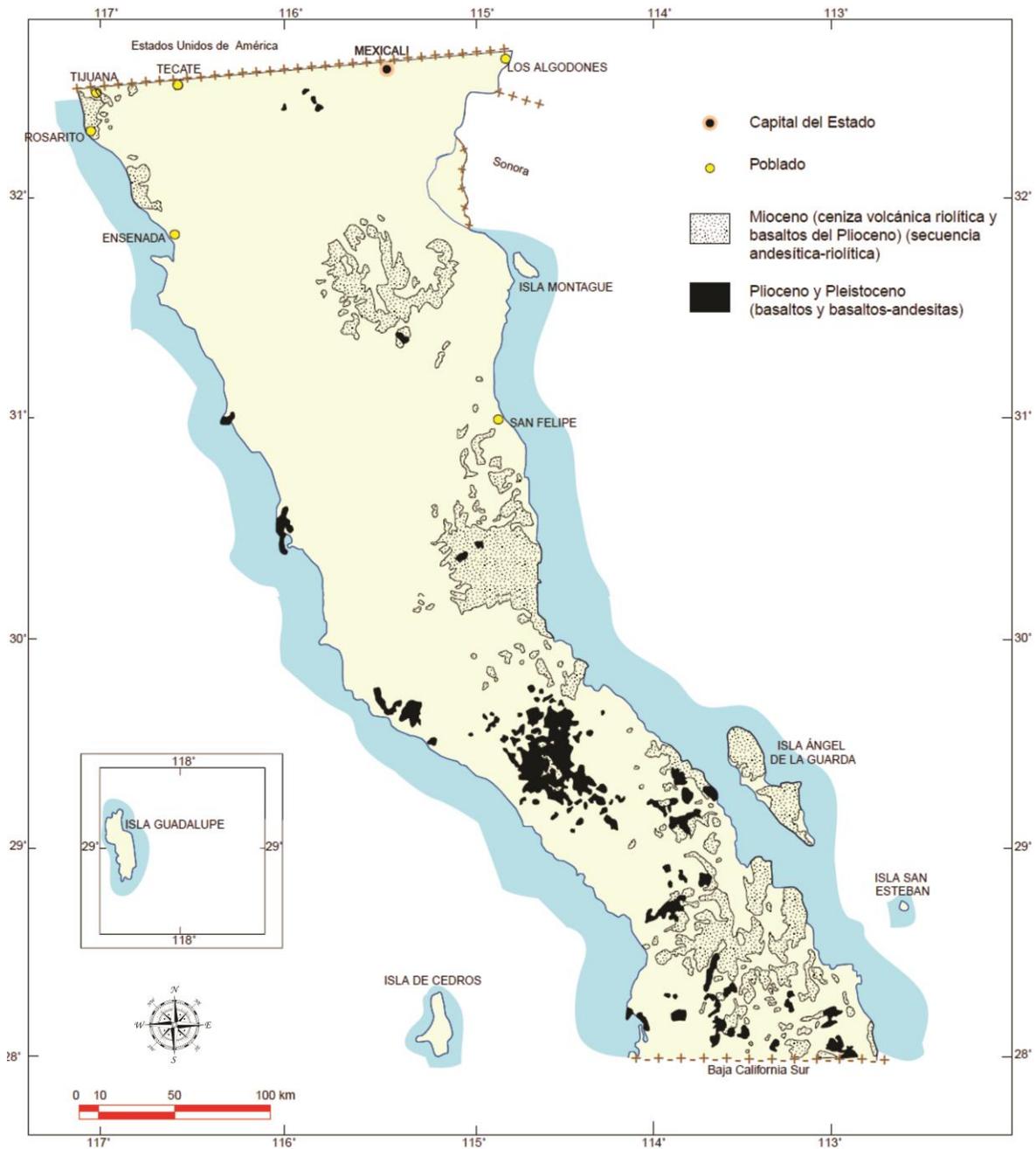


Figura 2.16.- Mapa que indica la distribución de afloramientos de rocas volcánicas del Cenozoico. Tomado de Arellano, 2005.

Formación Comondú

Son todos los depósitos volcánicos y volcanoclásticos asociados al arco volcánico del Mioceno Temprano y Medio. Se distribuye de manera amplia por la península; aflora en la porción Norte y Sur de Ensenada, El Gallo, Cañón de San Carlos, Mesa del Veladero y cubre las dos terceras partes de Baja California Sur. Se le ha asignado una edad del Mioceno Superior y tiene un espesor aproximado de 1,200 m. Las rocas que la conforman presentan una estratificación apenas marcada en capas delgadas, formando mesetas muy amplias. Sobreyace discordantemente a rocas del Cretácico (Dorsey & Burns, 1994).

Cuaternario

Pleistoceno

Existen gravas esparcidas que sobreyacen y esconden de manera parcial la litología de las unidades estratigráficas que subyacen, como la Formación Tepetate y la Formación Rosario. Las gravas que están compuestas por fragmentos redondeados y subredondeados de rocas ígneas y metamórficas se confunden con los conglomerados de estas unidades pues se entremezclan en muchas áreas. También contienen restos de conchas de organismos marinos por lo que su depósito pudo ser en las épocas de inmersiones continentales del Pleistoceno.

En el Pleistoceno Tardío o en el Holoceno Temprano, tuvo lugar una importante actividad volcánica, prueba de ello son los aparatos volcánicos del campo San Quintín, que consiste en una decena de conos volcánicos esparcidos en un área de 100 km² y de forma irregular, cuyo relieve apenas sobresale del mar, formando el límite Oeste-Noroeste de la bahía de San Quintín. Este campo es único en

Baja California por sus características petrológicas y geoquímicas y por su posible asociación a un punto caliente (hot spot) bajo la placa Pacífica. Los constituyentes predominantes son derrames de basalto alcalino, que tienen un espesor promedio de 10 a 15 m (Medina & Mora, 1994; Rogers et al., 1985).

Los basaltos de San Quintín contienen xenolitos ultramáficos (Iherzolita) de origen profundo (120 km) (Basu, 1977; Basu & Murphy, 1977). Los campos volcánicos de Jaraguay y San Borja forman parte de la llamada “serie alcalina de la Península” (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984, Sawlan, 1991) incluyen derrames andesíticos y basálticos con edades de 5 a < 1 Ma que sobreyacen a rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Mioceno (Gastil et al., 1975; Sawlan, 1991; Saunders et al., 1987).

Holoceno

La franja costera presenta una extensa acumulación de depósitos eólicos de dunas limitadas al Norte por Colonia Guerrero y al Sur por el rancho en Consuelo. La geomorfología y orientación de los barjanes permite inferir que la dirección preferencial de los vientos ha sido de Noroeste a Sureste. Estos depósitos presentan una composición mineralógica de cuarzo, feldespato, mica, minerales arcillosos y fragmentos pequeños de diferentes tipos de roca.

El aluvión se presenta en delgadas capas cubriendo a las depresiones intermontañas, acumulándose en bajos topográficos o formando el piso de valles que surgen intermitentemente a lo largo del curso de arroyos. Su composición es de limos, arenas y gravas que ocasionalmente se encuentran parcialmente cementados por arcillas.

En el Paleozoico ocurrieron una serie de movimientos oscilatorios verticales como resultado de los grandes cambios efectuados en esa Era en los litorales occidentales del margen continental norteamericano. Los movimientos epirogénicos de ese entonces, provocaron una serie de transgresiones y regresiones marinas que trajeron como consecuencia, unas veces, que la mayor parte de la península quedara sumergida, así como su separación completa del continente y quedara unida a éste por fajas de tierra estrecha, entre las cuales se formaban amplios golfos. Durante el Mesozoico, en el Triásico y Jurásico, una gran invasión del mar hizo desaparecer la mayor parte de las tierras emergidas (Flores, 1931). Los afloramientos de secuencias metasedimentarias ricas en carbonatos, localizados al Oriente de la sierra de San Pedro Mártir y al Noroeste de EL Mármol, representadas por arcosas, cuarcitas, calizas, lutitas y margas con evidencias de metamorfismo, pertenecen al Carbonífero y se consideran como las rocas basales en algunas porciones al Noroeste de la península (Langenheim & Webster, 1970; Gastil et al., 1975).

La Formación Alisitos pertenece al Cretácico Inferior y está constituida por conglomerados, areniscas, arcillas y calizas. Estas rocas presentan indicios de sumersión. Posterior al depósito de dicha formación, se produjo el emplazamiento de plutones, los cuales atravesaron estos sedimentos produciendo metamorfismo y que, al no haber afectado a los sedimentos pertenecientes al Cretácico, ha permitido delimitar la edad intrusiva.

En el Cretácico Superior, se produjo una sumersión de la región El Rosario, en la que se dieron fluctuaciones en el nivel del mar originando depósitos de arcillas finas y conglomerados intraformacionales.

Cuando el Cretácico llegaba a su fin, se produjeron movimientos orogénicos provocando el plegamiento de las formaciones, dando lugar a la emersión hacia el sur a lo largo de la costa Occidental, resultando en el fin de los depósitos de la época. En el Paleoceno y Eoceno, tuvo lugar una nueva época de sumersiones,

pareciendo que la península formo parte del continente. Se formaron depósitos de limo de gran espesor, la sumersión fue intermitente con base en las rápidas alternancias de limos y areniscas, con gran espesor e irregularidad en los granos, que indica la existencia de fuertes corrientes costeras.

El Eoceno llegaba a su fin y tuvo lugar una sumersión que marco el principio del movimiento a lo largo de la zona actual de fallas, dando lugar a la elevación hacia el Sur de las partes bajas de los ríos.

Posterior al Eoceno se dio una deformación y levantamiento manifestados en las fallas locales y por la acción erosiva que dio lugar a la discordancia entre estos depósitos y los del Mioceno.

Durante el Oligoceno la península es encontró emergida por lo que no se han identificado sedimentos, debido a que fueron arrastrados en su totalidad por agentes de erosión.

Al inicio del Mioceno existió un periodo de movimiento diferencia, manifestado en el sur. Los sedimentos Miocenicos fueron plegados localmente antes del depósito de sedimentos más modernos, dando lugar a la discordancia que se encuentra en estos últimos.

Al final del Mioceno Inferior, grandes invasiones marinas tuvieron lugar, dando como resultado la formación de capas arenosas conocidas como Formación San Isidro.

Para el Mioceno Tardío la intensa actividad volcánica genero grandes corrientes de lava, principalmente basálticas que fluían por pequeñas grietas. Contemporáneamente tuvo lugar una emersión que fue gradual y continuo todo el periodo a fines del cual, se produjeron intensos movimientos a lo largo de las costas, formándose las principales masas montañosas. Se han encontrado

conchas en zonas de las montañas que sugieren la sumersión durante el cuaternario.

Por último, el modelado actual, se debe a sismos y erosión moderna, cuya acción se extiende hasta nuestros días (Arellano, 2005).

2.2.3. ESTRATIGRAFÍA

La amplia variedad de ambientes geológicos registrados en las rocas que afloran en Baja California, en millones de años de historia, permiten el estudio de numerosos procesos geológicos. Uno de ellos es la formación de una “frontera tectónica”, considerando que ésta es la zona que divide bloques corticales o un terreno tectonoestratigráfico, término que apareció en nuestro país en los 80's para proponer una división geológica de México en dichos con distinta historia geológica o de deformación, y que se localiza a lo largo de una discontinuidad mayor. Se ha subdividido la superficie del Estado, tomando como base el estudio de Campa y Coney (1983), en cuatro terrenos tectonoestratigráficos con su cubierta volcanosedimentaria correspondiente, definiendo así, diferentes fronteras tectónicas. Considerando la subdivisión de terrenos de Campa y Coney (1983); y las propuestas de Sedlock y colaboradores (1993), quienes renombran a los terrenos Vizcaíno, Guerrero o Alisitos y Caborca como Cochimí, Yuma y Seri respectivamente, se utilizaron ambas subdivisiones de terrenos, considerando los nombres propuestos por Campa y Coney (1983), como los más representativos debido a la posición geográfica que guarda esta distribución que es más fácil de identificar. También se considera la división de Sedlock y colaboradores (1993) para algunos conceptos de descripción de los terrenos, incluyendo las modificaciones de la carta geológica estatal escala 1:500,000 elaborada por Terán y Maraver (2005), en donde reinterpretan la subdivisión de terrenos la zona en cuestión (Figura 2.17 A, 2.17 B y 2.17 C).

El concepto de terreno tectonoestratigráfico, se define como una unidad geológica generalmente correlacionada por una secuencia estratigráfica coherente, cuya continuidad de posicional puede ser establecida. Se compone de un basamento y una cubierta sedimentaria dando lugar a una secuencia litológica definida. Los terrenos están definidos y limitados por fallas y estos límites son discontinuidades mayores en la estratigrafía o litología (fallas a niveles corticales), y las fallas pueden

ser bien definidas o reconocidas. En Baja California se reconocen cuatro terrenos y son: Vizcaíno, Guerrero, Caborca y Cortés (Figura 2.17 A).

Terreno Vizcaíno

Aflora sólo en la islas de Cedros y San Benito (Figura 2.17 A), extendiéndose hacia la península de Vizcaíno y las islas Magdalena y Margarita en Baja California Sur. Sedlock y colaboradores (1993) dividieron este terreno en tres subterrenos: Choyal, Vizcaíno Norte y Vizcaíno Sur. Las islas pertenecen al subterreno Choyal, el cual engloba una compleja yuxtaposición de rocas de corteza oceánica localizadas en la costa occidental de la península de Baja California. En general, el terreno Vizcaíno está constituido por un complejo ofiolítico del Jurásico Medio desarrollado en un arco volcánico de la misma edad. El arco volcánico está definido por un melange y complejo de composición basáltico-dacítica cortado por diques y afectado por troncos de tonalita-granodiorita denominado ofiolita Isla Cedros (Shervais & Kimbrough, 1984); éstas unidades subyacen a una secuencia volcanoclástica denominada Formación Choyal y Formación Gran Cañón, y éstas a su vez, subyacen a secuencias sedimentarias de las formaciones Eugenia y Coloradito (Figura 2.17 B).

El complejo ofiolítico se considera generado en un contexto de intra-arco por presentar relaciones concordantes con las unidades volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Choyal. Esta secuencia se ha subdividido en tres unidades principales: la más profunda corresponde a harzburgita-dunita, dunita cumulítica, wehrlita y piroxenita. La parte media está formada por gabro, diorita, plagiogranito y diques máficos y la parte superior por rocas volcánicas basáltico-andesíticas. Esta secuencia se encuentra deformada por efecto de cabalgamiento de rocas similares a las del complejo Franciscan. La Formación Gran Cañón incluye facies marinas y facies volcánicas distales (Shervais & Kimbrough, 1984).

La Formación Choyal representa un posible potencial económico, ya que en sus unidades volcanosedimentarias y ultramáficas, podrían encontrarse yacimientos del tipo sulfuros masivos volcanogénicos y cromita podiforme, respectivamente, así como sulfuros de níquel o elementos del grupo del platino. Se han explotado en esta región, a pequeña escala, depósitos de magnesita relacionados a la alteración hidrotermal y meteórica del magnesio en las rocas ultramáficas.

Terreno Guerrero o Alisitos

Aflora a lo largo de la margen poniente del estado de Baja California (Figura 2.17 A). Puede considerarse como un producto de la evolución de una zona de convergencia altamente activa desde el Triásico Tardío al Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano), con desarrollo de arcos submarinos que parecen haber sido acrecionados al borde de la ruptura meridional del cratón Norteamericano durante el Mesozoico tardío, consolidándose dentro del continente americano durante la orogenia Larámide (Campa y Coney, 1983). En este terreno, aunque hay algunos afloramientos irregulares y escasos de rocas ultramáficas que constituyen la base del mismo, la gran masa está compuesta básicamente por dos grandes formaciones volcánicas y volcanosedimentarias denominadas Formación Santiago Peak y Formación Alisitos, respectivamente, de edad Cretácico Neocomiano-Barremiano y Aptiano-Albiano (Figura 2.17 B). En la porción noreste del Estado, aflora una secuencia constituida por flujos, brechas y tobas de composición andesítica-dacítica, que en partes muestran un metamorfismo de bajo grado, de la facies de esquisto verde. Esta secuencia es del Neocomiano-Barremiano y se correlaciona con la Formación Santiago Peak del sur de California (Tanaka et al 1984). En esta formación, aunque se ha identificado fauna del Jurásico tardío, se han obtenido edades radiométricas U-Pb del Cretácico temprano, siendo éstas unidades las más antiguas de las formaciones volcánicas. Por

otro lado, la Formación Alisitos presenta al menos dos tipos de depósitos, una fase volcánica hacia la base constituida por rocas de composición andesítica, y una intercalación hacia la cima, de lutitas, areniscas, y limolitas con lentes de calizas. Dataciones radiométricas arrojan edades entre 155 y 103 Ma (Sedlock et al., 1993). La secuencia volcánica basal presenta normalmente una leve alteración propilítica por doquier. En general, ambas formaciones se encuentran intrusionadas por el batolito peninsular, que aflora principalmente, a lo largo de la parte central del Estado. El batolito, en gran parte, se encuentra encajonado por las unidades del terreno Guerrero; por lo tanto queda comprendido dentro de este terreno. La edad del conjunto batolítico, varía entre 140 y 65 Ma haciéndose gradualmente más joven hacia el oriente. (Campa y Coney, 1983; Howell et al., 1985).

En cuanto a metalogenia se refiere, en ambas formaciones se encuentran yacimientos minerales del tipo pórfido cuprífero; El Arco y La Verde son un ejemplo (Salas, 1975). Los sulfuros masivos más importantes del país se localizan en ambientes volcanosedimentarios del terreno Guerrero; sin embargo, en Baja California, existen hasta el momento sólo evidencias de posibles depósitos de este tipo a profundidad, como el yacimiento de barita llamado Irene al NE de San Quintín. Comparativamente los yacimientos de hierro en el sur del país presentan mayor volumen que en Baja California.

Terreno Caborca

Se encuentra en la porción oriental del estado de Baja California y está definido burdamente en una gran franja con afloramientos segmentados, a manera de bloques, de rocas metasedimentarias de edad paleozoica constituidas por una secuencia de cuarcitas, mármol y esquistos básicamente. Su ubicación geográfica es mostrada en la figura 2.17 A. Howell y colaboradores (1985) lo definen como un terreno compuesto. En él se encuentran las rocas más antiguas del Estado, se considera un fragmento

del cratón de América del Norte, pues está formado por un basamento proterozoico, de edad 1,800 a 1,100 Ma (Sedlock y colaboradores, 1993). Las edades consignadas para este terreno son básicamente del noroeste de Sonora, y con localidades correlacionables cercanas a Mexicali y San Felipe (Gastil, 1993). A este basamento cristalino precámbrico que aflora en Sonora lo sobreyace en discordancia una cubierta de plataforma (miogeoclinal) del Proterozoico tardío al Ordovícico y de cuenca (eugeoclinal) del Devónico al Pérmico (Gastil, 1993). El contacto entre estas secuencias en Baja California no es muy claro, pero en la zona de Calamajué, al parecer, es de origen tectónico (Griffith y Hobbs, 1993) y en Sonora este contacto es claramente tectónico (Sedlock et al., 1993).

Durante el Cretácico se desarrolló un arco magmático continental y durante el Neógeno fue separado del macizo continental por extensión y posterior fallamiento lateral, evento que originó el actual Golfo de California. El rango de edad de las rocas de este terreno en Baja California va del Cámbrico inferior al Carbonífero, (Figura 2.17 C), agrupándose fundamentalmente en los períodos Cámbrico, Ordovícico y Devónico-Carbonífero.

Las unidades metasedimentarias del Cámbrico fueron denominadas por Anderson, P. V. (1993) (en Terán y Maraver, 2005), como Grupo Playa San Felipe, las cuales afloran en el poblado de San Felipe con una extensión de 50 Km hacia el norte. La secuencia de esta porción del terreno Caborca está constituida por mármoles con capas delgadas de cuarcitas, esquistos y pizarras masivas, con un espesor de 2,200 m aproximadamente.

La secuencia del Ordovícico fue mencionada por Krummenacher (1974)(en Gastil et al., 1974), consisten de una alternancia de cuarcitas, mármol, metargillita, esquistos pelíticos y pedernal con cierta deformación (Anderson, P. V., 1993). En la región del rancho San Marcos, sobre la mitad del camino entre Tecate y Ensenada, Lothringer (1993) (en Gastil y Miller, 1993), definió

la aloctonía de este bloque de rocas del Ordovícico, en la que hace una correlación de estas unidades con la Formación Valmy de la porción norte central de Nevada.

Las rocas asignadas al Devónico-Carbonífero del terreno Caborca son las más extensas de esta unidad paleozoica y afloran en las sierras de Cucapá, El Mayor, sierra de Juárez y sierra Las Pintas. En estas secuencias se definieron dos grandes Grupos denominados Grupo Sierra Las Pintas y Grupo Arroyo Grande, (Engelhardt, 1993) (en Gastil y Miller, 1993). El Grupo Sierra Las Pintas está conformado por seis unidades de una secuencia metasedimentaria constituida por esquisto, mármol, cuarcita, pedernal, metaconglomerados, y en menor proporción, flujos de basaltos y tobas. Por otro lado, el Grupo Arroyo Grande está conformado por cuatro unidades constituidas por esquistos, cuarcitas, pedernal, y en menor volumen, flujos de basaltos y lavas almohadilladas (Figura 2.17 B).

Terreno Cortés

En el terreno Cortés no hay unidades del Cámbrico, pero si del Pérmico. Las unidades que lo componen son del Ordovícico, Devónico-Carbonífero y el Pérmico. Este conjunto de rocas aflora en la porción sureste del Estado, desde el paralelo 28° al 31°, en el que se han agrupado varias unidades formales e informales como son el Grupo Canal de Ballenas, La Unidad El Mármol, Cerro El Volcán y la Unidad de Calamajué, así como la Formación Zamora y Formación El Indio. A pesar de que existen dificultades estratigráficas para armar las secuencias de rocas que componen este terreno, sobre todo por las relaciones tectónicas que tiene con el terreno Guerrero, las diferencias petrológicas notables con relación al terreno Caborca y su ubicación geográfica, permite agrupar dichas secuencias en esta unidad tectonoestratigráfica (Terán-Ortega y Maraver-Romero, 2005).

Los afloramientos principales se encuentran en las sierras de Santa Isabel, Calamajué, La Asamblea y sierra La Libertad. Las unidades más antiguas de este terreno (Grupo Canal de Ballenas) del Ordovícico-Devónico-Carbonífero, están compuestas de filitas, esquistos, mármoles, pedernal, cuarcitas y metavolcánicos (Cambell, 1985; Crocker, 1987) (en Terán-Ortega y Maraver Romero, 2005) (Figura 2.17 C).

Las unidades de las formaciones El Mármol y Zamora, son similares a rocas del miogeoclinal en el sur de la gran cuenca de California y Nevada. La Formación El Mármol (de aproximadamente 2,000 m de espesor) está constituida por arenisca calcárea, calizas y conglomerados, mientras que la Formación Zamora, que sobreyace concordantemente a la anterior, está compuesta básicamente por metargilita, metarenisca y conglomerados con un espesor de 500 m (Terán-Ortega y Maraver-Romero, 2005). Ambas unidades son consideradas del Pérmico temprano por su contenido faunístico (Figura 2.17 C).

La Formación Volcán, sobreyace concordantemente a la Formación Zamora y por su posición estratigráfica es de edad Pérmico superior. Presenta un espesor de 1,400 m y está constituida por argilitas, areniscas calcáreas y calizas arenosas débilmente metamorfoseadas; mientras que la Formación El Indio del Triásico inferior (Gastil y Miller, 1981), está constituida por esquistos, filitas, metaconglomerados, cuarcitas, pizarras y calizas recristalizadas, cubren en discordancia a las formaciones El Volcán y Zamora al oriente del depósito El Mármol. En el terreno Cortés, en general, se asocian depósitos de vetas de oro y plata con sulfuros de plomo y zinc, emplazados en rocas metasedimentarias del Paleozoico, y en rocas volcánicas del Mioceno (que constituyen la cubierta volcanosedimentaria de la región).

En lo particular la localidad de puertecitos se encuentra definida por el terreno Cortez que a su vez lo sobryace en esta zona la Cubierta Sedimentaria-Volcánica Mesozoico-Cenozoico (Figura 2.17 A).

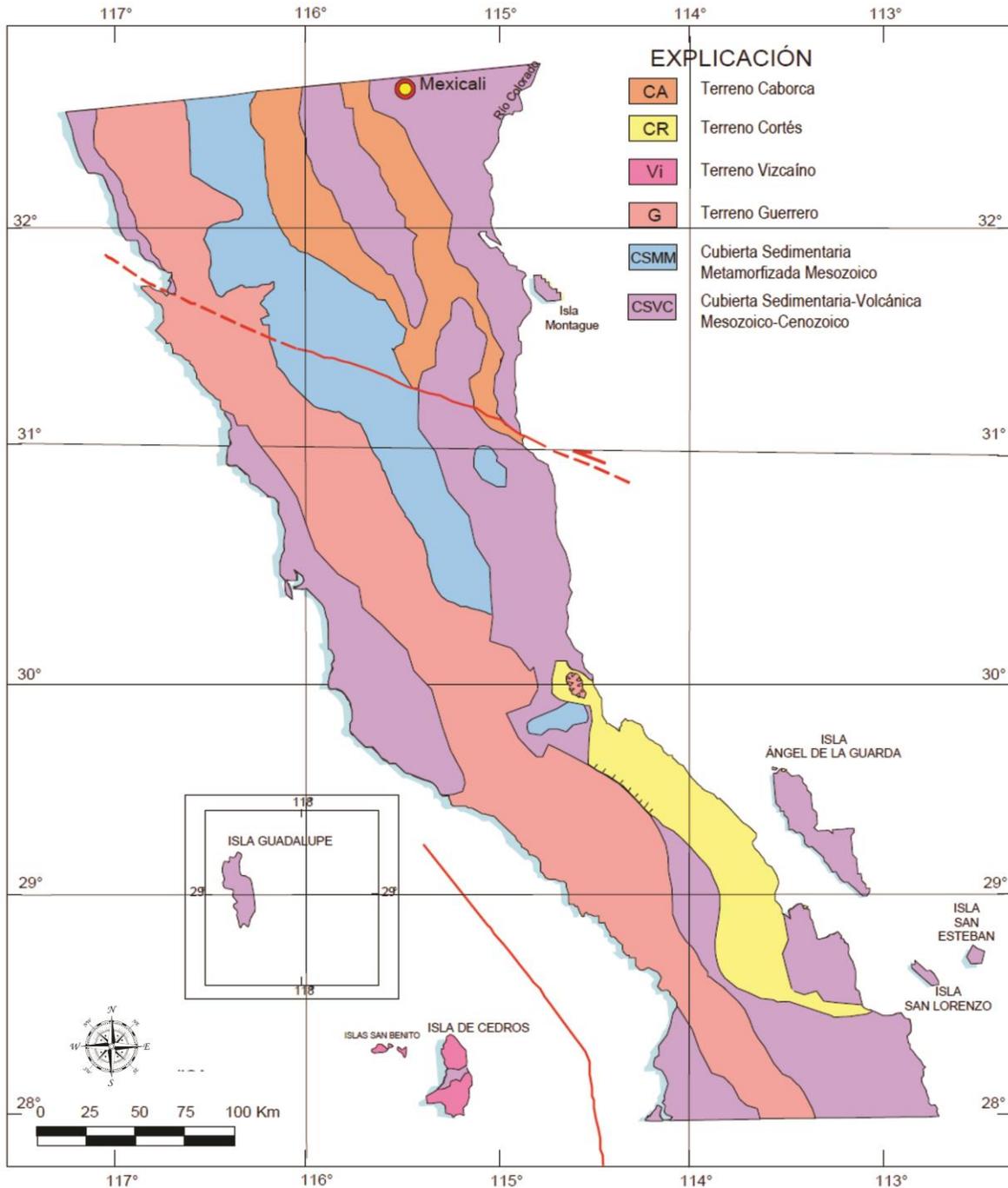


Figura 2.17 A.- Mapa que indica la distribución tectonoestratigráfica. Tomado de Arellano,

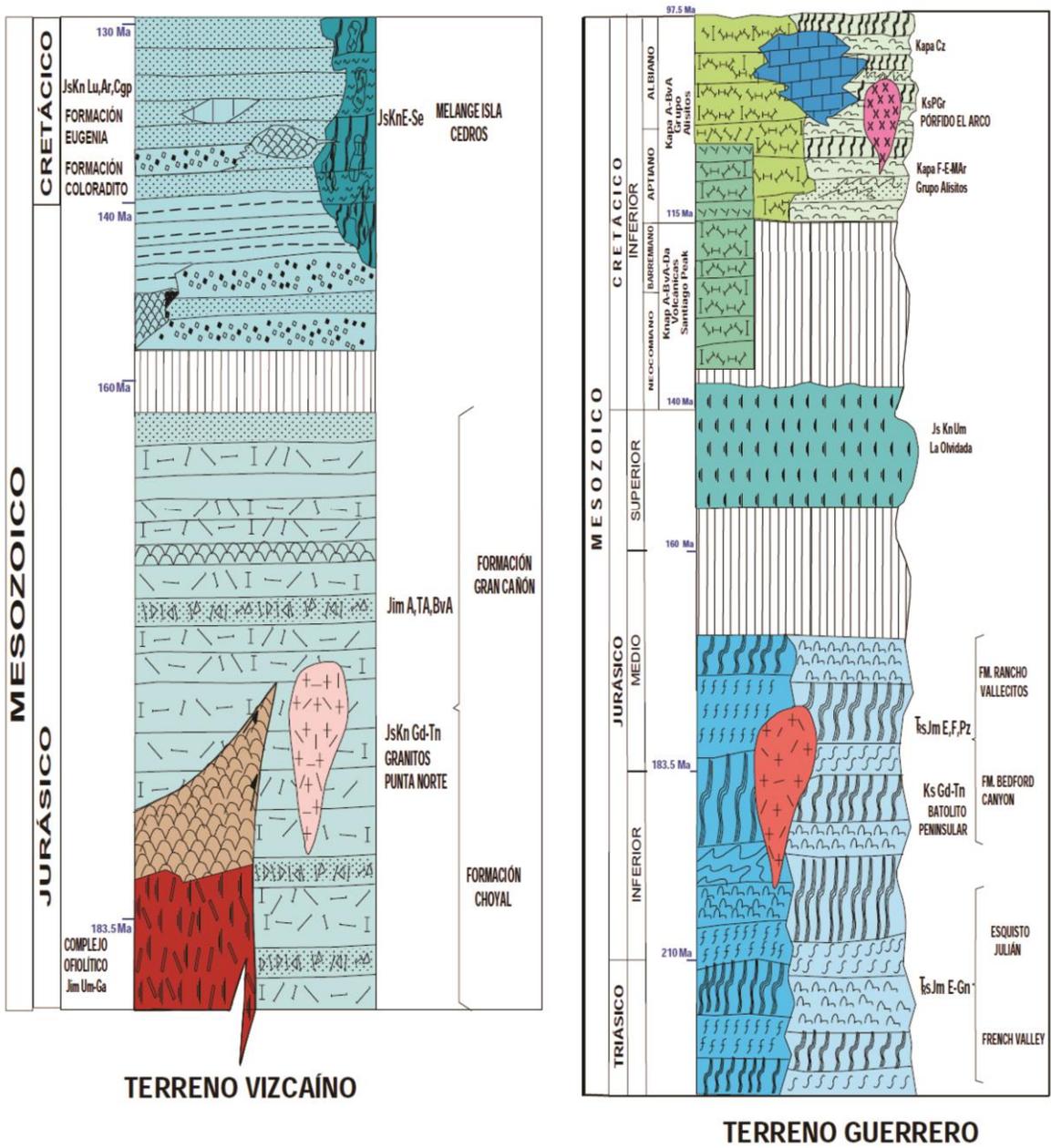


Figura 2.17 B.- Mapa que muestra la columna estratigráfica. Tomado de Arellano, 2005.

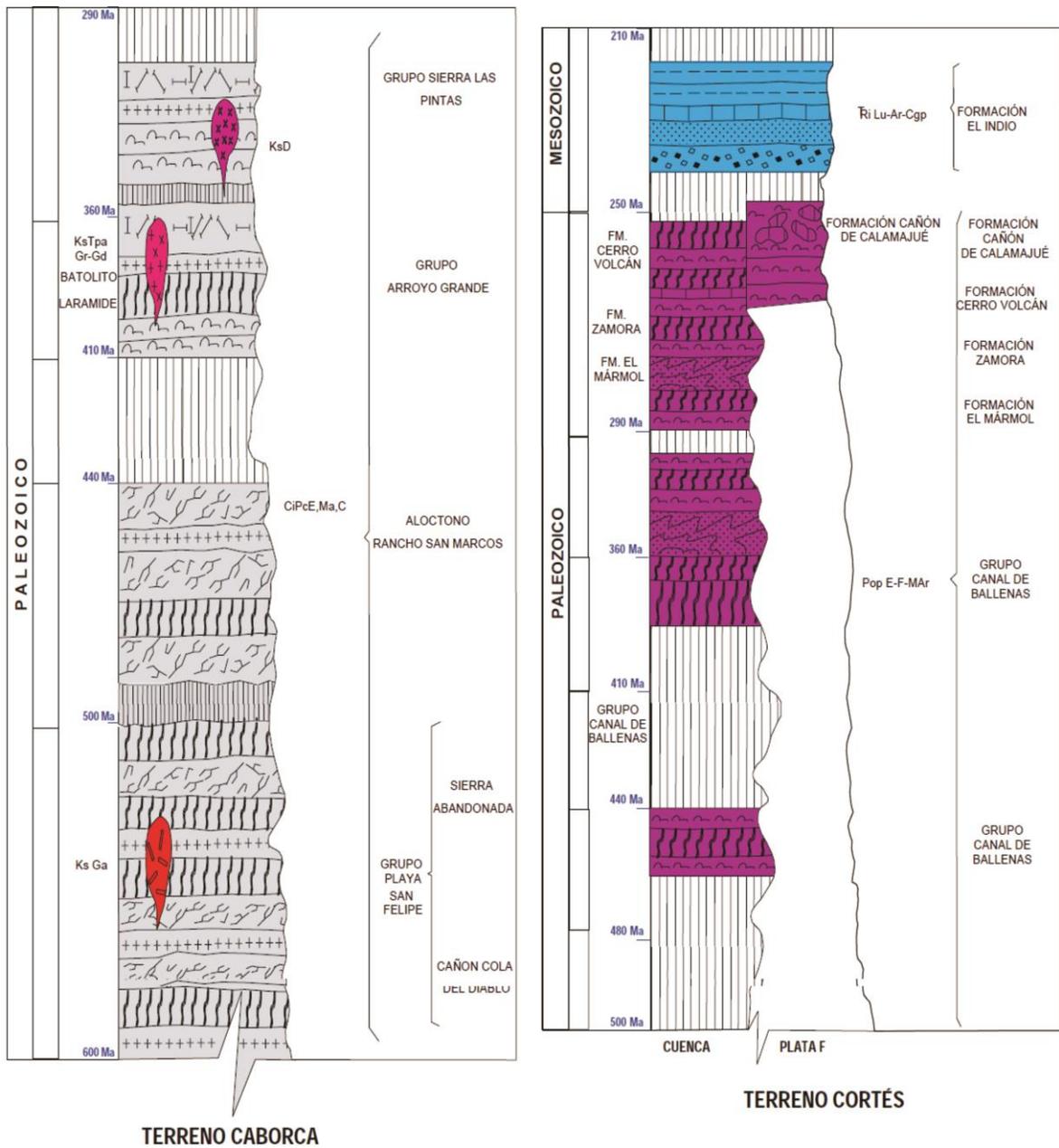


Figura 2.17 B.- Mapa que muestra la columna estratigráfica. Tomado de Arellano, 2005.

2.2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La península presenta una densidad de población muy amplia de rasgos estructurales (Figura 2.18). En la porción Norte de la península, la actividad volcánica más importante fue casi contemporánea a la deformación del *Basin and range* del Mioceno. La parte media de la península, desde la margen del Pacífico (sistema de fallas San Benito-Tosco-Abreojos) hasta la del Golfo de California, ha sido afectada por la tectónica transtensional posterior al cese de la subducción hace 14 Ma (Lonsdale, 1989).

El rift del Golfo de California tiene como característica la oblicuidad que presenta de 15 a 20° con respecto a la dirección del movimiento relativo de las placas Pacífico y Norteamérica. Este ángulo da como resultado una componente de extensión que es actualmente de suma importancia para la península entre el escarpe principal del Golfo y el sistema de fallas transformantes y centros de dispersión del Golfo (Stock et al., 1996; Axen & Fletcher, 1998; Umhoefer & Dorsey, 1997). El Golfo se inició como un rift en el cual la componente de extensión E-NE predominó de manera perpendicular a la orientación que presentaban los márgenes del rift. La deformación transpresiva estuvo primero en la zona de falla San Benito-Tosco-Abreojos y posteriormente en las fallas transformes del Golfo. (Stock & Hodges, 1989). Un cambio en la dirección del movimiento relativo de la placa Pacífico hacia el NW, ocasionó un ángulo de 20 a 30° entre la dirección de movimiento relativo y la orientación de rift (Atwater & Stock, 1998).

Una de las consecuencias del cese de la subducción fue la captura de la margen de la Placa Norteamérica por la Placa Pacífico y el desarrollo de sistemas de falla con movimiento absoluto regido por el desplazamiento hacia el NW de esta última. Los sistemas transcurrentes San Benito y Tosco-Abreojos se desarrollaron en la costa Pacífico de Baja California Sur. Posteriormente, el movimiento principal entre las placas se desarrolla en el sistema transforme San Andrés-Golfo de California. La

evolución a un rift oblicuo con la captura de la península por la placa del Pacífico hacia los 5 Ma conlleva una componente de extensión que se manifestó en la península con la subsidencia de cuencas marginales (Stock et al., 1996; Axen & Fletcher, 1998; Lonsdale, 1989). La componente extensional del sistema transforme San Andrés-Golfo de California es aún importante en la península de Baja California y controla la subsidencia de las cuencas adyacentes al escarpe de Sierra Juárez y Sierra San Pedro Martir (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Stock et al., 1996; Axen y Fletcher, 1998).

En Baja California Sur la componente de extensión de este rift oblicuo se manifiesta en la cuenca de Loreto de edad Plioceno (Umhoefer y Dorsey, 1997; Zanchi, 1994), y en la cuenca de San José de los Planes del Mio-Plioceno. La falla maestra en el borde occidental de esta cuenca corta al aluvión cuaternario y se considera aún activa (Fletcher et al., 1997).

Se ha propuesto que durante el periodo entre el Mioceno y el Plioceno, durante el cual el desplazamiento lateral dominante migró de la margen occidental a la oriental de la península, debieron formarse fallas regionales en el interior del bloque peninsular (Humphreys y Weldon, 1991; Lyle y Ness, 1991), similares a la falla activa Agua Blanca en el norte (Legg et al., 1991).

A una escala que solo se ocupe de la entidad, la tectónica de distensión provocó fallamiento normal dando origen a estructuras de tipo horst y graben. Existen una gran cantidad de rasgos estructurales representados por: estructuras circulares, semicirculares, curvilíneas, lineamientos, aisladas o agrupadas, relacionadas con intrusivos, domos, calderas, volcanes, colapsos, plegamientos, fallas y fracturas.

En la porción centro-sur se tiene el reflejo de la deformación por esfuerzos compresivos de la orogenia oregoniana (fines del Albiano), produciendo tres fases distintas de plegamiento del Grupo Alisitos; en la primera fase se tienen pliegues sinclinales cerrados y recostados de dimensiones locales, en la segunda fase se

tienen pliegues de fondo con gran radio de curvatura y extensión regional, en la última fase se tienen fallamientos regionales de desplazamiento lateral, con orientación NW-SE (Sierra San Pedro Mártir, falla Valle Chico y Sierra San Miguel).

Durante el Cretácico Superior las intrusiones afectaron a las rocas del Grupo Alisitos y constituyen parte del Batolito Peninsular, el cual presenta vasculamientos por fallamientos normales, con orientación preferencial norte-sur; posiblemente asociado con los movimientos que produjeron la apertura del Golfo de California. Bordeando las costa del Pacífico se tiene una secuencia sedimentaria del Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano), que no presenta deformación, su límite occidental es un lineamiento estructural denominado "Línea Santillán-Barrera", con orientación NW-SE, el cual separa a esta formación de las rocas del Grupo Alisitos; este lineamiento estructural corresponde a una gran discordancia angular. Con base en las características estructurales se puede definir tres etapas de deformación:

La primer etapa involucra a las rocas metamórficas del mesozoico y paleozoico, con foliación N20°-60°W, echados de 50°-60° al NE, con fallamientos normales y desplazamiento laterales.

La segunda etapa corresponde a una etapa de distensión, durante El Cretácico Superior, que refleja la discordancia entre las rocas sedimentarias de la formación Rosario y la secuencia de dominio de arco insular, esta última fue la responsable del plegamiento, del metamorfismo y de los principales emplazamientos batolíticos; en esta fase tubo un episodio que genero la "línea estructural" "Santillan y Barrera", provocando un gran levantamiento de la región.

La tercer etapa de deformación fue originada por esfuerzos de tensión durante el Terciario Superior y está relacionado con la apertura del golfo de

California y la traslación de la península hacia el Noroeste, esta etapa está reflejada en la dislocación de las unidades, en los valles tectónicos que género (Valle Chico, Llanos San Fermín, Llanos Huatamote y Valle El Roñoso) y en el vulcanismo alcalino reciente (campo volcánico San Quintín) (Corral et al., 2000).

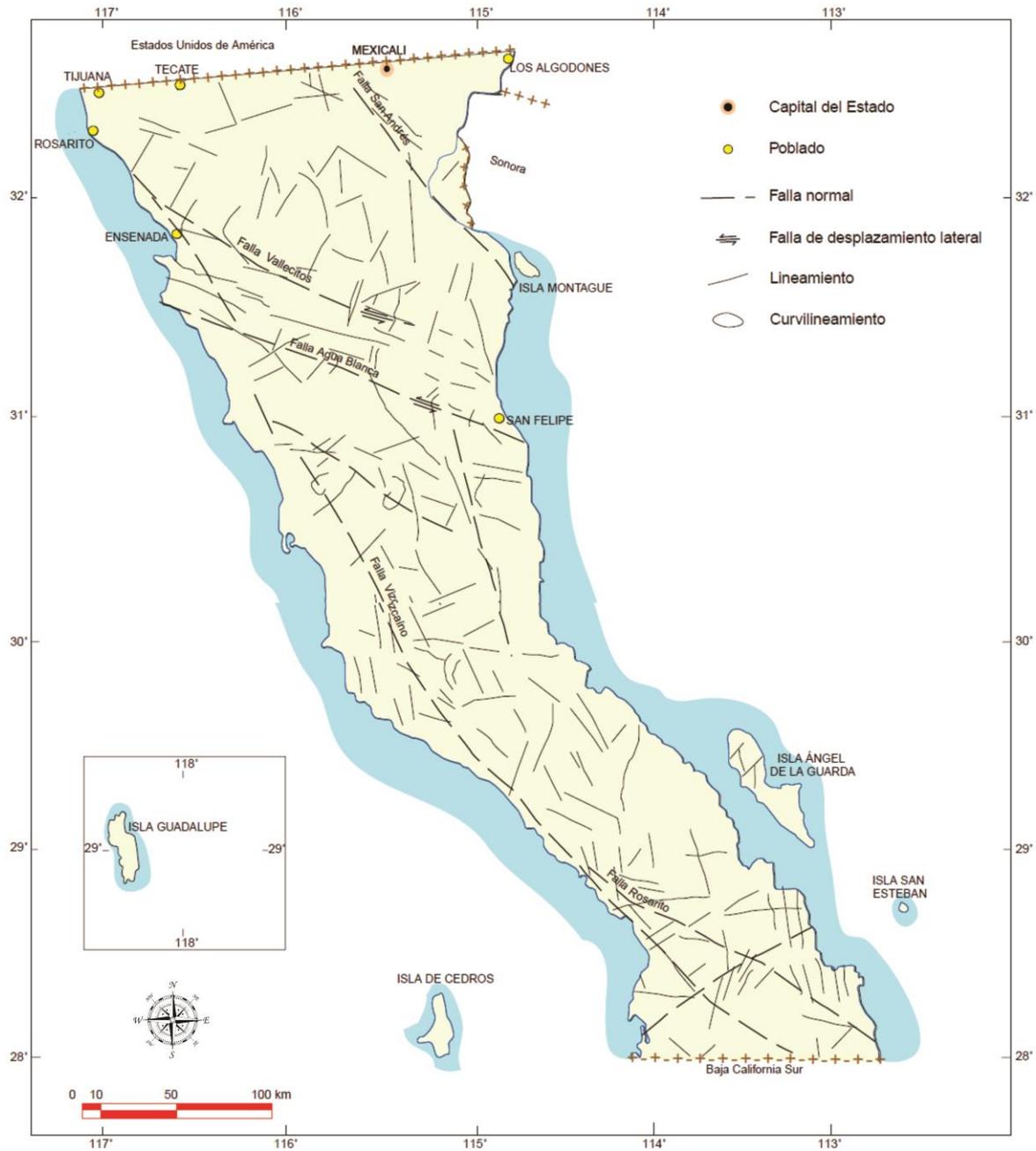


Figura 2.18.- Mapa estructural simplificado. Tomado de Arellano, 2005.

A una escala local, el área que ocupa Puertecitos se encuentran lineamientos con tres direcciones preferenciales que son NW-SE, N-S, NE-SW (Figura 2.19).

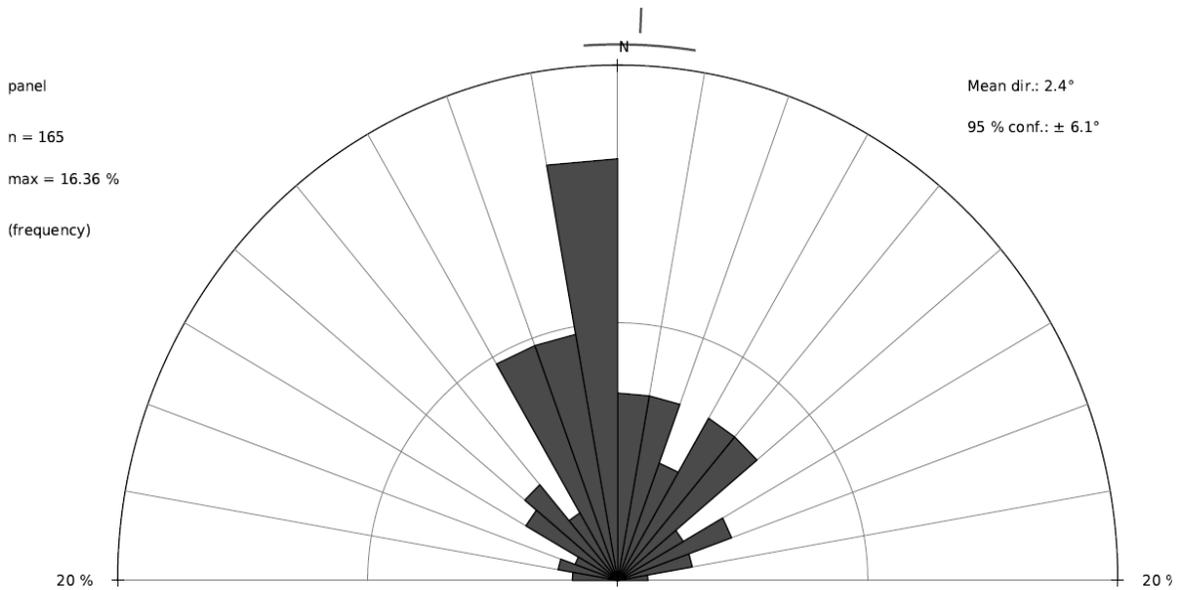


Figura 2.19.- Roseta que muestra las direcciones preferenciales de los lineamientos.

La distribución es trimodal pero se puede observar que el mayor número de datos se agrupan en la dirección N-S. El histograma presenta la agrupación de estos datos de manera más clara (Figura 2.20).

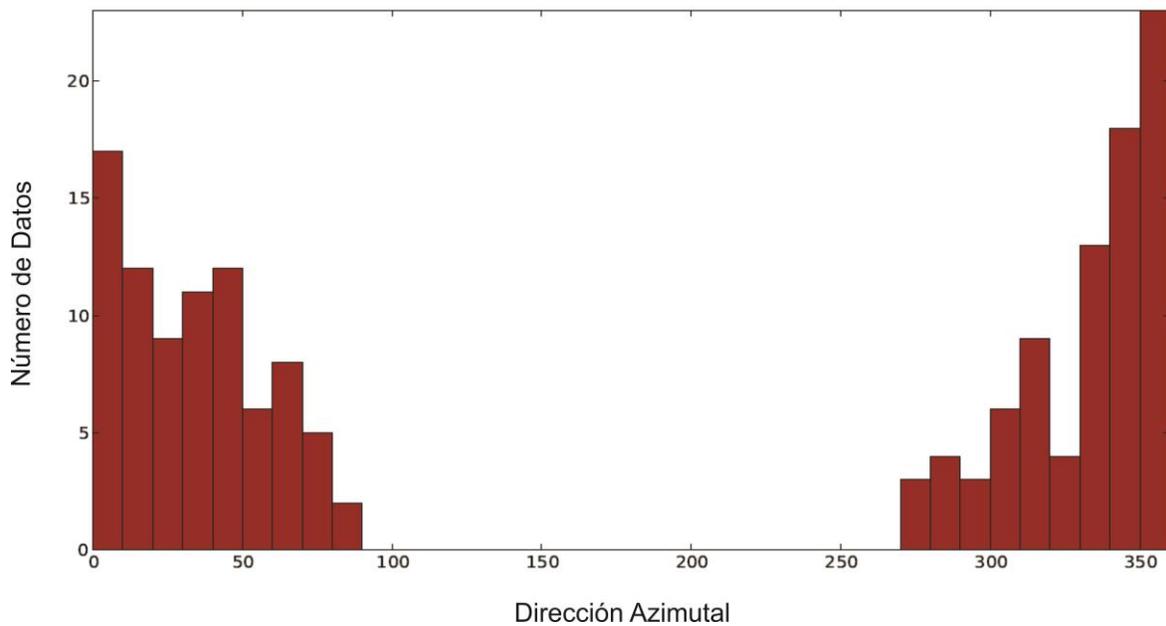


Figura 2.20.- Histograma que muestra la distribución de las direcciones de los lineamientos.

CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

3.1 RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Se realizó una recopilación bibliográfica de los trabajos previos sobre la geología regional de la península, la geología local de Puertecitos así como la geología histórica, tectónica y geografía. Para ello se consultaron cartas (topográficas y geológicas), libros, artículos, tesis, boletines especiales, informes técnicos e información de internet.

La redacción de este trabajo se realizó bajo la suite ofimática de Microsoft Office 2013® en su producto Word®.

Las técnicas usadas en la Mineralogía y Petrología, son herramientas muy útiles para la caracterización de minerales y rocas; sin embargo están limitadas para identificar minerales de grano muy fino o definir variaciones en la composición. Cuando estas técnicas se ven limitadas se puede recurrir a otras técnicas determinativas que nos dan información a una escala nanométrica.

Se trabajó con un total de nueve muestras provenientes del área de interés y las cuales presentan la distribución espacial mostrada en la figura 3.1.

Cabe mencionar que la mayoría de las muestras fueron tomadas de las pozas tanto alrededor como dentro de estas.

Se hicieron láminas delgadas a las muestras con una superficie pulida a espejo para poder utilizarlas tanto en el microscopio petrográfico como en el mineragráfico.

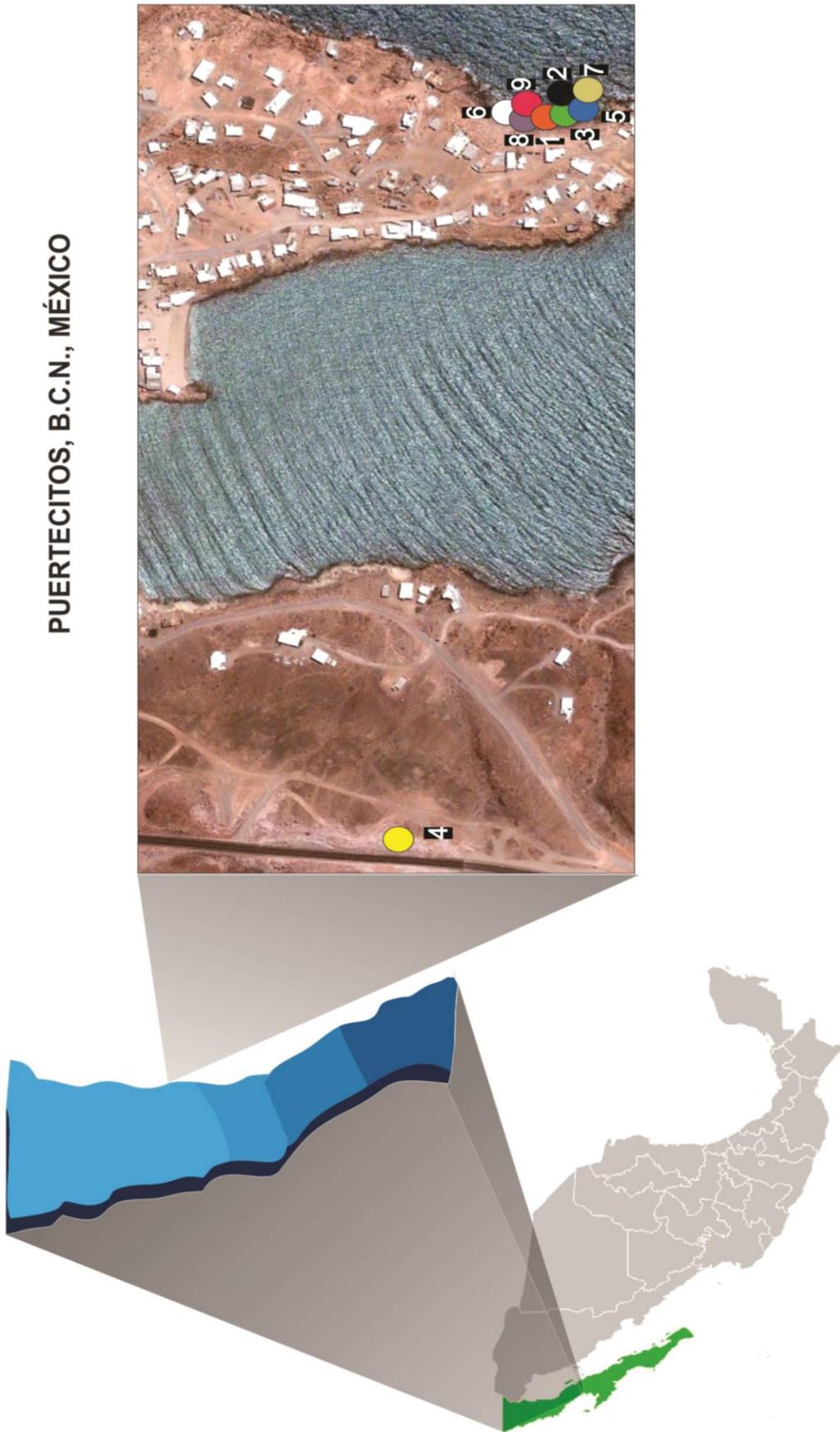


Figura 3.1.- Mapa que muestra la distribución espacial de las muestras tomadas del área de interés.

Las técnicas utilizadas para la caracterización de las muestras del área de Puertecitos son las siguientes:

Petrografía y Minerografía:

La identificación mineralógica y textural se realizó a través de microscopía óptica de luz reflejada y transmitida. También se utilizó la espectroscopia de reflectancia de infrarrojo de onda corta (SWIR).

La caracterización se realizó analizando muestras de mano y láminas delgadas.

- Muestras de mano: Se efectuó a través de lupa (Figura 3.1) con aumento de 10x y un microscopio estereográfico binocular (Figura 3.1) Olympus SZX9 con un aumento de 6.5x a 50x.
- Lámina Delgada: Se realizó mediante luz reflejada y luz transmitida, con un microscopio (Figura 3.1) Carl Zeiss Axioplan 2 Imaging con objetivos de 2.5x, 10x, 20x, 40x y 50x.



Lupa



Olympus SZX9



Axioplan 2 Imaging

Figura 3.2.- Equipos utilizados para la caracterización.

La descripción macroscópica (muestra de mano) de los ejemplares y microscópica (laminas delgadas) consistió en la identificación de litología, textura, mineralogía (esenciales, accesorios y alteraciones) y se clasificó.

Las fotomicrografías se tomaron mediante una cámara acoplada a los microscopios Euromex CMEX DC1300 (Figura 3.2) y con el software de captura Image Focus 3.0® (Figura 3.2).

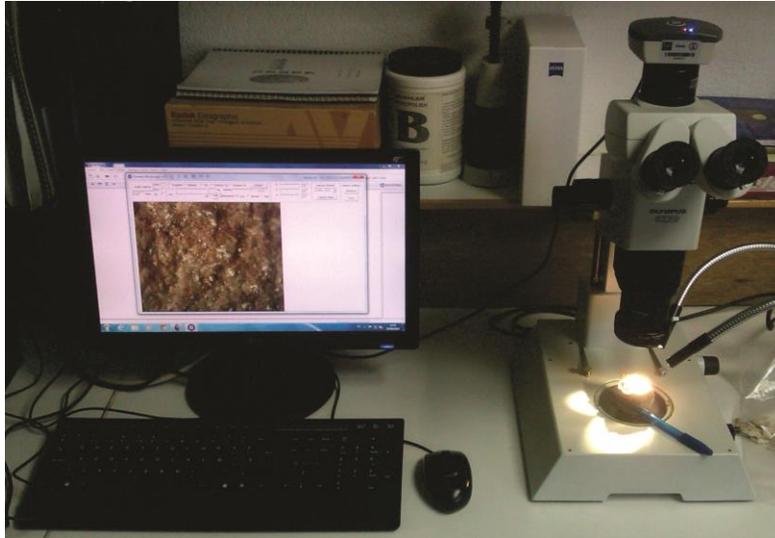


Figura 3.3.- Se muestra el software y dispositivo de captura.

Lo anterior se realizó en el laboratorio ubicado en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.

Espectroscopia de Reflectancia de Infrarrojo de Onda Corta (SWIR):

Se define como la técnica que utiliza la energía en el rango de longitud del infrarrojo de onda corta (1.0-2.5 μm), para analizar minerales. Este método tiene varias ventajas pues es relativamente rápido, no hay destrucción de muestra, es simple, no necesita químicos y puede analizar muchos componentes (Batten y Robson, 1998; Stark et al., 1986).

Se utilizó el equipo ASD-Lab Spec Pro (Figura 3.3) para el análisis de muestras y se procesaron con el software Indico Pro® que está configurado para trabajar con dicho equipo y analizar, imprimir y guardar los resultados.



Figura 3.4.- Se muestra el equipo SWIR.

Existen bases de datos con las cuales podemos trabajar., es decir con los resultados que arroja el equipo podemos comparar los rasgos característicos en los picos de absorción de cada lectura y comprarlos con las bases de datos, de tal forma que podemos identificar el mineral en cuestión (Figura 3.5).

Las gráficas fueron obtenidas a través de tablas de datos importadas de los resultados del Spec Pro y procesadas en la suite ofimática de Microsoft Office 2013® en su producto Excel®.

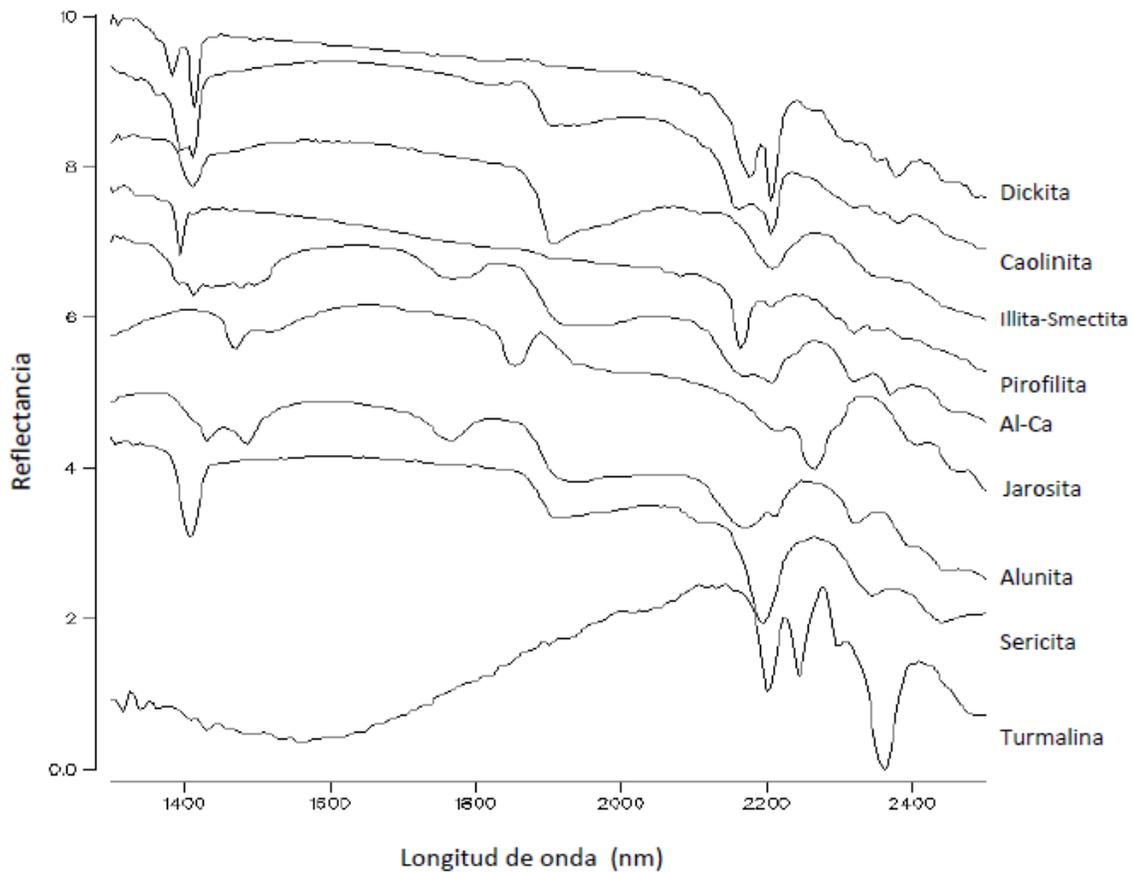


Figura 3.5.- Ejemplo de una serie de espectros que corresponden a minerales diferentes, observe las diferentes formas de los rasgos de absorción y su posición respecto al eje X (Longitud de onda nm), además de la forma general del envolvente. Tomado de la base de datos de SpecMin, SII.

Difracción de Rayos X (DRX)

La teoría y aplicaciones de la difracción de rayos X (DRX) están descritas en numerosos textos, por ejemplo Zussman (1977), Wilson (1987), etc.

Esta técnica permite la identificación de fases cristalinas presentes a partir de las difracciones que produce la red de cada fase al ser irradiadas mediante un haz de rayos X.

La identificación de dichas fases cristalinas tiene como base el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de rayos X característico.

El método más preciso y utilizado en DRX es el método de polvo, porque se pueden identificar las fases cristalinas presentes y la proporción de cada fase (Carretero-León y Pozos-Rodríguez, 2007).

Los difractogramas se obtuvieron en un Difractometro Shimadzu XRD-6000 (Figura 3.4) equipado con filtro de Ni, tubo de cobre y monocromador.



Figura 3.6.- Se muestra el Difractometro.

Las muestras previamente molturadas, se analizaron en fracción no orientada y utilizando un portamuestras de aluminio en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° y velocidades de $1^\circ/\text{minuto}$.

El análisis se realizó en el laboratorio de DRX del Departamento de Geoquímica perteneciente al Instituto de Geología a cargo de la Dra. Teresa Pi i Puig, misma que entrego los resultados del análisis.

Por su parte para llevar a cabo el procesamiento de datos estructurales descritos en el capítulo II, cabe mencionar que se utilizó software libre para el caso de la roseta y el histograma presentados al final del capítulo anterior., Esto se logró a través del software OpenStereo en la versión 0.1.2.

Todas las imágenes se editaron en el software de Adobe en su producto Corel Draw X6®.

CAPÍTULO IV: RESULTADOS, DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

4.1 RESULTADOS Y DISCUSIONES

Los resultados del análisis que se les realizo a las muestras son los siguientes:

Pue-1

La muestra se encontraba en un afloramiento de forma masiva, presentando un color rosado al fresco que muestra variaciones a tonos rojizos más oscuros en las zonas de mayor intemperismo. La roca está parcialmente soldada con una matriz afanítica predominante respecto a sus otros componentes. Presenta fragmentos de líticos angulosos y mal clasificados así como rasgos de fluidez (fiames de pómez). Cabe mencionar que la parte de mayor oxidación se encuentra silicificada. Se observa texturalmente una orientación hacia la dirección de flujo y oquedades con una geometría rectangular rellenas de cuarzo y óxidos de hierro., También hay presencia de vesículas, amígdalas, cristales de cuarzo, cristales aislados de feldespatos así como hematita-goethita e illita: absorción en 1434, 1920, 2206 μm .

Pue-2

La muestra se encontraba en un afloramiento forma masiva, presentando un color gris claro al fresco con variaciones a tonos más oscuros tales como pardos, marrones y rojizos en las zonas más intemperizadas. La roca está parcialmente soldada con una matriz de ceniza afanítica predominante respecto a sus otros componentes y se observan zonas oxidadas las cuales están usualmente silicificadas así como presencia de vesículas, vetillas y fragmentos líticos. Presenta cristales de cuarzo angulosos, vetas de óxidos de hematita-goethita, mica oscura, piritas en cristales muy pequeños con una geometría definida por cuadriláteros así como diseminada y cubierta por una arcilla, feldespatos k (sanidina), alunita e illita-esmectita: absorción en 1420, 1920, 2215 μm .

Pue-3

La muestra se encontraba aflorando en bloques, presentando un color blanquecino al fresco que muestra una variación a tonos rojizos más oscuros en las zonas de mayor intemperismo. La roca está parcialmente soldada con una matriz afanítica, se observan zonas silicificadas, vesículas y algunos líticos. Presenta vitroclastos ramificados y pumicita vesicular., También se observan fragmentos de líticos, cristales de cuarzo, pirita, barita, alunita, feldespato k (sanidina), hematita-goethita e illita-esmectita: absorción en 1450, 1920 y 2200 μm ..

Pue-4

La muestra se encontraba en un afloramiento de forma masiva, presentando un color gris claro al fresco con variaciones a tonos más oscuros, rojizos y rosados principalmente así como a verdes y ocres. La roca está parcialmente soldada con una matriz afanítica predominante respecto a sus otros componentes y fragmentos de líticos. Se observan rasgos de fluidez (fiames de pómez), texturalmente presenta una orientación hacia la dirección de flujo. Presenta cristales de cuarzo, cristobalita, tridimita, feldespato k (sanidina), mica blanca, pirita, zeolitas (Heulandita-clinoptinolita), halita, vidrio, hematita-goethita, trazas de alunita e illita: absorción en 1418, 1922, 2230 μm ., ópalo: absorción en 1450, 1900, 2300, 2380 μm .

Pue-5

La muestra se encontraba en un afloramiento de forma masiva, presentando un color rojo resultado de intemperismo y se encuentra silicificada. La roca está parcialmente soldada con una matriz afanítica, se observan vesículas. Presenta vidrio, cristales de cuarzo, alunita, feldespato k (sanidina), hematita-goethita e illita-esmectita: absorción en 1420, 1920, 2190 μm .

Pue-6

La muestra se encontraba en un afloramiento de forma masiva, presentando un color blanquecino al fresco con variación a tonos ocres y verdosos en las zonas más intemperizadas. La roca esta soldada con un matriz afanítica y fragmentos de líticos.

Se observan rasgos de fluidez (fiames de pumicita), texturalmente presenta una orientación hacia la dirección de flujo y vesículas. Presenta vidrio, cristales de cuarzo, barita, pirita, alunita, halita, feldespato k (sanidina), caolinita, pseudomorfos con una geometría de cuadriláteros así como hexagonal de hematita-goethita e illita-esmectita: absorción en 1430, 1930, 2200 μm .

Pue-7

La muestra se encontraba en un afloramiento de forma masiva, presentando un color blanquecino al fresco con variaciones a tonos marrón, pardo y rojizo en las zonas más intemperizadas. La roca muestra núcleos de origen volcánico que presentan una costra en la cual se observan ondulaciones con paralelismo., También se encuentra silicificada gran parte de la muestra. Presenta cristales cuarzo, restos de organismos marinos, mica oscura y verde, feldespato k (sanidina), alunita, calcita formando una costra e illita-esmectita: absorción en 1420, 1920, 2200 μm .

Pue-8

La muestra se encontraba en un afloramiento de forma masiva, presentando un color al blanquecino al fresco con variación a tonos marrones y ocre así como rojizos y rosados en las zonas más intemperizadas. La roca está parcialmente soldada con una matriz afanítica, fragmentos de líticos y vesículas. Presenta vidrio, cristales de cuarzo, barita, pirita, hematita-goethita y caolinita: absorción en 1410, 1470, 1920, 2162, 2206 μm .

Pue-9

Sedimentos recolectados dentro de la Poza Sur., Estos presentan una variación de colores como grises claros, rojizos y ocre. Presentan fragmentos líticos y minerales. El tamaño varía desde arena media hasta canto y predomina una forma tabular, en menor proporción discoidal. La esfericidad y redondez predominante son .7 y .1 respectivamente, estos materiales están pobremente seleccionados. La madurez se encuentra en Submadura-Madura. Se encuentran fragmentos de

crisales de cuarzo, feldespato, mica oscura, líticos de origen volcánico. Corbett & Leach (1998) realizaron una clasificación de rocas alteradas en grupos (Figura 4.1) con base en asociaciones minerales, las cuales reflejan condiciones de

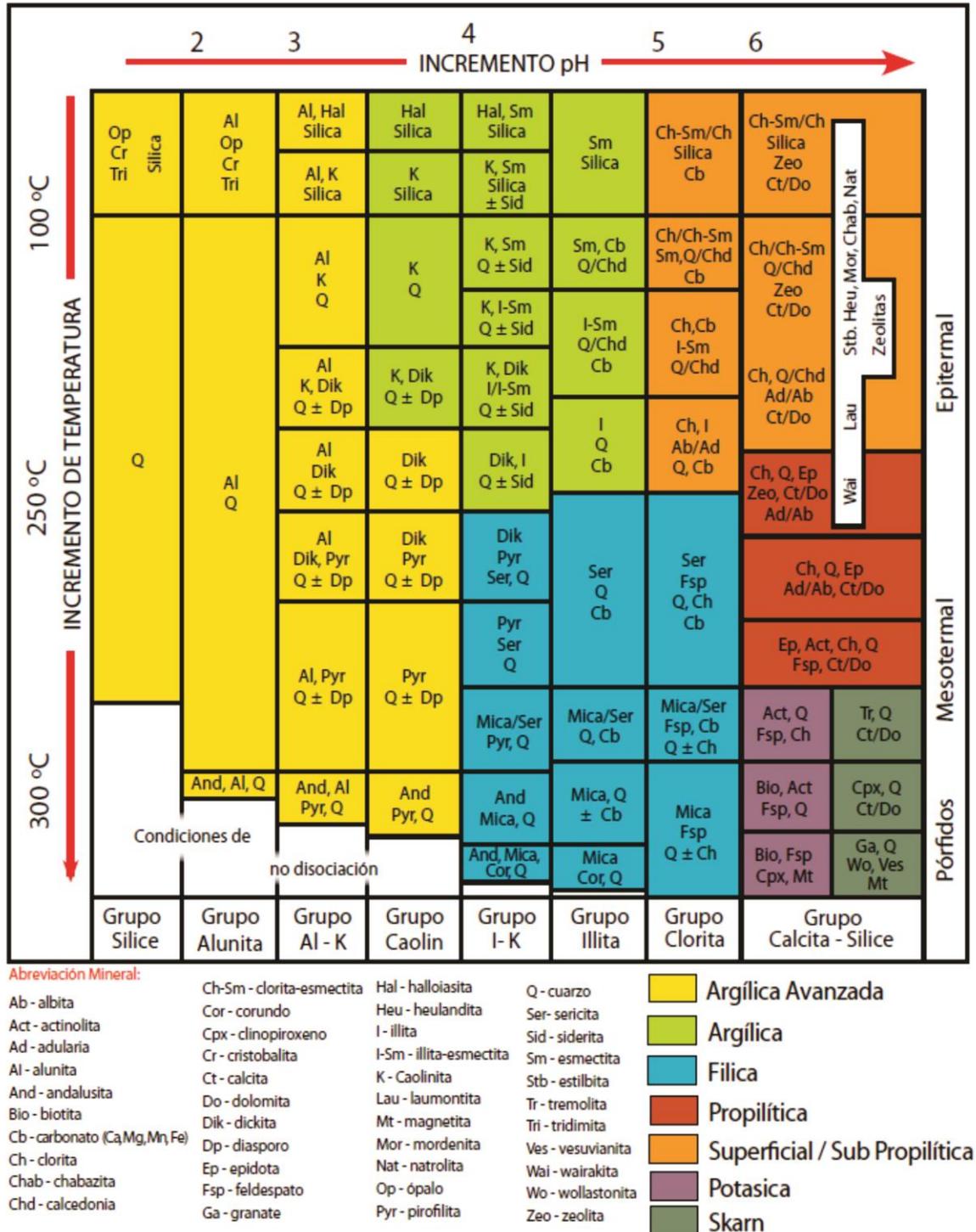


Figura 4.1.-Tipos de alteraciones, asociaciones mineras y condiciones de T y pH. Tomado de Corbett & Leach, 1998.

temperatura, presión, composición química, por nombrar algunas. Podemos observar que las muestras Pue-3, Pue-6 y Pue-8 presentan en su mineralogía dos componentes en común, que son: pirita (FeS_2) y barita (BaSO_4). El primero es un sulfuro y el segundo un sulfato. Es importante hacer énfasis en que estos minerales se forman en condiciones de óxido-reducción diferentes, lo cual sugiere un cambio en el régimen de reductor a oxidante y viceversa. Este régimen se mantuvo fluctuante pues tenemos cristales de pirita con un núcleo bien formado y un sobrecrecimiento, así como pseudomorfismo de hematita-goethita que se encuentra dentro de cristales de barita; Es decir que durante la formación de la pirita hubo una permutación en el régimen, volviéndose más oxidante por lo cual ya no permitió la formación de pirita. El régimen volvió a cambiar y regreso a condiciones reductoras permitiendo la formación de nueva cuenta de la pirita, la cual existiendo núcleos ya formados, permitió el sobrecrecimiento (Figura 4.2). El régimen volvió a sufrir un cambio en las condiciones permitiéndose ser de nuevo más oxidante y con el tiempo suficiente para oxidar a los cristales de pirita y como resultado obtener pseudomorfismo de hematita-goethita., A su vez el régimen oxidante se extendió lo suficiente para permitir la formación de cristales de barita que crecieron sobre dichos pseudomorfos (Figura 4.3).

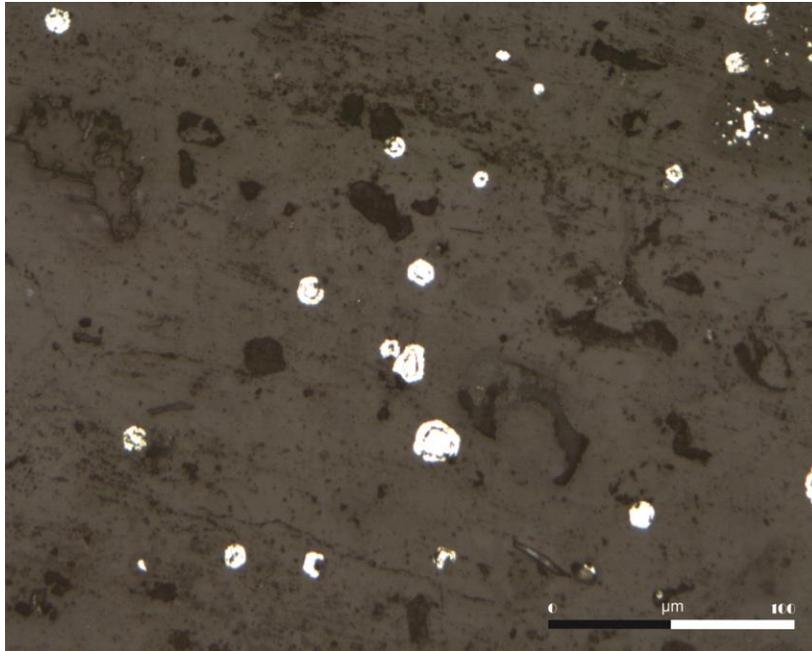


Figura 4.2.- Microfotografía de lámina delgada, donde se observan cristales de nirita. Luz reflejada a 10x.



Figura 4.3.- Microfotografía de laminada delgada, donde se observan pseudomorfos de hematita-goethita dentro de un cristal de barita. Luz reflejada a 10x y con nicoles cruzados.

Las muestras con las claves Pue-2, Pue-3, Pue-5 y Pue-7, con base en Corbett & Leach (1998), pertenecen a la clasificación de argílica avanzada, en un rango de pH de 2-3 y un rango de temperatura 100-250 °C.

La muestra con la clave Pue-4 cae en la misma clasificación de las anteriores, solo que en este caso sus condiciones de temperatura varían siendo menores a 100°C.

La muestra con la clave Pue-6 pertenece a la misma clasificación solo que en este caso la temperatura está restringida a un rango de 100-150 °C.

La muestra con la clave Pue-8 está definida por la alteración argílica con un rango de pH de 3.5-4 y un rango de temperatura de 100-150°C.

4.2 CONCLUSIONES

El análisis petrográfico demostró ser una herramienta fundamental como primer estudio a realizar para poder tener un acercamiento a la mineralogía presente en las muestras. Los minerales identificados por esta técnica fueron: cuarzo, feldespato, pirita, óxidos: hematita-goethita, calcita, micas y barita.

El análisis de espectroscopia de infrarrojo demostró ser una herramienta de suma importancia para un análisis más específico e identificar minerales arcillosos correspondientes a las alteraciones. Los componentes identificados por esta técnica fueron: illita, caolinita, esmectita y ópalo.

El análisis de difracción de rayos x demostró ser un análisis de identificación a detalle. Los minerales identificados con esta técnica fueron: Tridimita, ópalo, zeolitas: Heulandita-clinoptinolita, alunita, halita, feldespato k: sanidina.

La alunita tiene una génesis supergena y se desarrolla a partir de la producción de ácido sulfúrico por oxidación de sulfuros. Esta exhibe un hábito pseudo-acicular

pobrementemente cristalino (generalmente se asocia a otros minerales supergenos como hematita y jarosita).

El ambiente estuvo cambiando en sus condiciones oxido-reductoras, esta fluctuación pudo identificarse y plantearse de la siguiente manera: Parte de una condición reductora y cambia a oxidante para posteriormente volver a condiciones reductoras y finalmente de nueva cuenta, a oxidante.

La alteración presente en las muestras se clasifica en argílica y argílica avanzada, epidermal de baja sulfuración.

- Argílica: Temperatura en un rango 100-150 °C y un pH de 3.5-4
- Argílica avanzada: Temperatura en un rango de >100-250°C y pH de 2-3.

Con base en los datos estructurales se observa una dirección preferencial N-S en todos los lineamientos, lo cual podría favorecer el flujo subterráneo de fluidos hidrotermales en dicha dirección y por lo tanto sería importante buscar y averiguar si existe relación con la distribución de las alteraciones, lo cual es muy probable.

BILBIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- Albrecht, A., 1990, The geochemistry of the Mid-Tertiary volcanic rocks of the Northern Sierra Madre Occidental (Chihuahua, Mexico). Tesis de Doctorado, The University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, E.U.A. 134 p.
- Allen, C. R., Allison, E. C., Roberts, E. R., & Silver, L. T., 1995, Middle Cretaceous gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 29, p. 400-432.
- Allen, G. J., & Fletcher, M. J., 1998, Late Miocene-Pleistocene extensional faulting. northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California: *International Geology Review*, v. 40, p. 217-244.
- Allison, E. C., 1974, The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its bivalve fauna, in Gastil, R.G., & Morgan, G., editors, *The geology of Peninsular California: American Association of Petroleum Geologists; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Libro guía de excursiones*, p. 20-59.
- Alonso-Garrido, A., 2009, La energía como elemento esencial del desarrollo: Consecuencias de un modelo energético insostenible. *Revista digital*, www.crisisenergetica.org, 57 pp.
- Anderson, P. V., 1993, Prebatholithic stratigraphy of the San Felipe area, Baja California Norte, Mexico, in Gastil, R.G., & Miller, R., eds, *The Prebatholithic stratigraphy of Peninsular California: Geological Society of America, Special Paper 279*, p. 1-22.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., Rangin, C. 1981, Fault Tectonics of the Baja California Peninsula and the Opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*. 3, 4, pp. 347-357.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, pp. 59–71.
- Arellano-Morales, R., 2005, *Monografía geológico-minera del estado del estado de Baja California. Consejo de recursos minerales, México*, 183 p.
- Armstead, H., & Christopher, H., 1989, *Energía Geotérmica*. Limusa, Mexico, 504 p.
- Atwater, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America: *Geological Society of America Bulletin*. 81, pp. 3513-3536.
- Atwater, T. 1989, Plate tectonic history of the northeastern Pacific and western North America. En Winterer, E.L., Jussong, D.M., Decker, R.W. (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, pp. 21–72.
- Atwater, T., & stock, J., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update: *International Geology Review*, v. 40, p. 375-402. *Geofísica Internacional*, vol. 38, num. 3, pp. 127-136.

- Barajas, M., 2000, Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. LIII, pp. 72–83.
- Basu, A., 1977, Textures, microtextures and deformation of ultramafic xenoliths from Baja California: Tectonophysics, v. 43, p. 213-246.
- Basu, A., & Murthy, U., 1977, Ancient lithospheric Iherzolite xenoliths in alkali basalt from Baja California: Earth and Planetary Science Letters, v. 35, p. 239-346.
- Barnes, H. L., 1967, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Primera Edición, Hubert L. Barnes (editor), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication.
- Batten, S., & Robson, R., 1998, Interpenetrating nets: Ordered, periodic entanglement, Angewandte Chemie International Edition, v. 37; no. 11; pp. 1460-1494; doi: 10.1002/(SICI)1521-3773(19980619)37:11<1460::AID-ANIE1460>3.0.CO;2-Z
- Stark, E., Luchter, K., & Margoshes, M., 1986, Near-Infrared Analysis (NIRA): A technology for Quantitative and Qualitative Analysis. Applied Spectroscopy Reviews, 22(4), p.335.
- Bohannon, R. G., & Parsons, T., 1995, Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions, Geological Society of America Bulletin, v. 107-8, p.937-959.
- Browne, P. R. L., & Ellis, A. J., 1970, The ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand-mineralogy and related gechemistry: American journal of science, Vol. 269, p 97-131.
- Cameron, K., Cameron, M., Bagby, W., Moll, E., Drake, R., 1980, Petrologic characteristics of Mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. Geology. 8, pp. 87– 91.
- Campa, M. F., & Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1050.
- Carretero-León, M., Pozo-Rodríguez, M., 2007, Mineralogía Aplicada. Salud y Medio Ambiente. Thomson. 2007. ISBN 978-84-9732-487-8.
- Cochemé, J. J., 1981, Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, Série II, tome 293, pp. 989–992.
- Corbett, G. J., & Leach, T. M., 1998, Southwest paific rim gold-copper systems : structure, alteration, and mineralization. Society of economic geologist, Special publication number 6, 237 pp.
- Corral, G. R., Ruiz, R. T., & Hernández, R. P., 2000, Informe de la Carta Geológico-Minera Lázaro Cárdenas clave H11-5-6, escala 1:250,000, Estado de Baja California. Consejo de Recursos Minerales, 48 p.
- Demant, Alain, & Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México—una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología (Serie Divulgación), v. 1, núm. 1, p. 70-83.
- Dickinson, W. R., & Snyder, W. S., 1979, Geometry of triple junctions related to San Andreas transform. J. Geophys. Res. 84, pp. 561–572.

- Dickson, M. H., & Fanelli, M., 2005, *Geothermal Energy: Utilization and Technology*. Earthscan Publications, Ltd., 226 p.
- Dokka, R. K., & Merriam, R. H., 1979, Tectonic evolution of the main gulf escarpment between latitudes 31°N and 30° N, northeastern Baja California, México. En Abbott, P.; Gastil, R.G. (eds.). *Baja California Geology. Field Guide and Papers GSA Annual Meeting SDSU Geology Department Publications*, San Diego, pp. 139-147.
- Dokka, R. K., & Merriam, R. H., 1982, Late Cenozoic extension of northwestern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, n. 5, p. 371-378.
- Dorsey, J. R., & Burns, B., 1994, Regional stratigraphy, sedimentology, and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 88, p. 231-251.
- Elders, W. A., 1977, Petrology as principal tool in geothermal studies: Geothermal resource council 1977 annual meeting, Davis, Calif., Geothermal-state of the art, Geothermal resource council transaction, Vol. 1, p 85-87.
- Ellis, Albert J., & Mahon, W. A. J., 1977. *Chemistry and geothermal systems: Energy science and engineering. Asa research methods in social anthropology*. The university of Wisconsin, Madison. Academic Press, 392 p.
- Engelhardt, P. L., 1993, Middle Paleozoic strata of the Sierra Las Pintas, northeastern Baja California Norte, Mexico, in Gastil, R. G., and Miller, R. H., eds., *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 279*, p. 23-40.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII, 3, pp. 343-378.
- Fletcher, M. J., Munguía Orozco, L., Pérez-Venzor, J. A., Foster, D., & Aranda-Gomez, J., 1997, Transtensional Tectonics, Southern Gulf of California: EOS, Transactions, American Geophysical Union, v. 78, p. F822.
- Flores, T., 1931, Carta Geológica de la Baja California: Instituto Geológico de México, Cartas Geológicas y Mineras, núm. 1, mapa de escala 1:2'000,000 con texto explicativo de 22 p.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., & Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v 90, Parte 2, p. 839-857.
- Gastil, R. G., & Miller, R.H., 1981, Lower Paleozoic strata on the Pacific Plate of North America: *Nature*, v. 292, p. 828-830.
- Gastil, R. G., & Miller, R. H., 1983, Pre-batholithic terranes of southern and Peninsular California, United States of America and Mexico—Status report, in Stevens, C. H., editor, *Pre-Jurassic rocks of Western North America suspect terranes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, p.49-61.

- Gastil, R. G. & Miller, R.H., 1993, The prebatholithic stratigraphy of peninsular California: geological society of America, Special paper 279, 156p.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., & Allison, E., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geological Society of America Memoir 140, p.11–43.
- Goodstein, D., 2005, Out of Gas: The End of the Age of Oil. W. W. Norton & Company, USA, 148 p.
- Griffith, R., & Hobbs, J., 1993, Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico, in Gastil, R.G., Y Miller, R., editors, Prebatholithic stratigraphy of Peninsular California: Geological Society of America Special Paper 279, p. 43-60.
- Hausback, B. P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California, Mexico. En Frizzell, V.A. (ed.). Geology of the Baja California Peninsula: Bakersfield, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219–236.
- Heim, Arnold, 1922, Notes on the Tertiary of southern Lower California: Geological Magazine, v. 59, p. 529-547.
- Henley, R., 1985, The geothermal framework for epithermal deposits; Geology and geochemistry of epithermal systems: Society of economic geology. Reviews in economic geology. Berger and Bethke, Editors. p 1-24.
- Hemley, J. J., Montoya, J. W., Marinenko, J. W., and Luce, R.W., 1980, Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes: Econ. Geol. 75, 21 0-228.
- Holt, J.W., Holtt, W.E., Stock, J.M., 2000, An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico, Geological Society of America Bulletin. 112, pp. 540–549.
- Howell, D. G., Jones, D. L., & Schermer, E. R., 1985, Tectono-stratigraphic terranes of the circum-Pacific region, in Howell, D.G., editor, Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, núm. 1, p. 3-30.
- Humphreys, E. D., & Weldon III, R.J., 1991, Kinematic constraints on the rifting of Baja California, en J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editors, The Gulf and Peninsular Province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 217-230.
- INEGI, 1991, Anuario estadístico de Baja California: Aguascalientes, Ags., Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 253 p.
- INEGI, 1981a, Carta de climas, escala 1:1'000,000: Aguascalientes, Ags., Instituto Nacional de Estadística, Geografía e informática.
- INEGI, 1981c, Carta fisiográfica, escala 1:1'000,000: Aguascalientes, Ags., Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI, 1995b, Estudio hidrológico del estado de Baja California: Aguascalientes, Ags., Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 179 p.

- Kagel, A., Gawell, K., 2005, Promoting geothermal energy: Air emissions comparison and externality analysis. *The Electricity Journal*, Vol. 18, 90-99.
- Karig, D. E., & Jensky, W., 1972, The proto-Gulf of California, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 169-174.
- Kilmer, F. H., 1977, Reconnaissance geology of Cedros Island, Baja California, Mexico: *Southern California Academy of Sciences Bulletin*, v. 76, p. 91-98.
- Larsen, E., 1948, Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California: *New York, Geological Society of America Memoir* 29, p. 182.
- Ledesma-Vázquez, J., 2002, A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 19, 3, pp. 145-151.
- Lee, J., Miller, M. M., Crippen, R., Hacker, B., Ledesma-Vázquez, J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California—Evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin*. 108, pp. 505-525.
- Legg, M. R., Wong, V., & Suárez-V., F., 1991, Geologic structure and tectonics of the inner continental borderland of northern Baja California, en J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editors, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 47, p. 145-178.
- Llopis, G., & Rodrigo, V., 2008, *Guía de la Energía Geotérmica*. Dirección General de la Industria, Energía y Minas, Consejería de Economía y Consumo, Madrid, 185p.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, en E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker, editors, *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, *Geological Society of America, The Geology of North America*, v. N, p. 499-521.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, en J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editors, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 47, p. 87-125.
- Lozano-Romen, F., 1975, Evaluación petrolífera de la península de Baja California: *Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros*, v. 27, núm. 4-6, p. 106-303.
- Lyle, M., & Ness, G.E., 1991, The opening of the southern Gulf of California, in J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editors, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 47, p. 403-423.
- Maksaev, V., 2002, *Metalogenesis*, Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Departamento de geología. Consultado en 2014, recurso electrónico: <http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/metalogenesis.html>.
- Mammerickx, J., & Klitgord, K. M., 1982, Northern East Pacific Rise - Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present. *Journal of Geophysical Research*. 87, B8, pp. 6751-6759.

- Martín-Barajas, A., & Delgado-Argote, L.A., 1995, Inventario de recursos minerales del estado de Baja California: Ensenada, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, y Gobierno del Estado de Baja California, 147 p.
- Martín-Barajas, A., Steckler, M., Stock, J., 2001, Ruptura de la litósfera continental en la región del Golfo de California y Salton Trough. Reporte del taller margins de Puerto Vallarta. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C.
- Maya-González, R., & Gutiérrez-Negrín, L. C. A., 2007, Recurso geotérmicos para generar electricidad en México. Revista digital universitaria, RDU, UNAM, Vol. 10, Num. 12.
- McDowell, F. W., & Keizer, R. P., 1977, Timing of the mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango City and Mazatlán, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. 88, pp. 1479-1486.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. En Chapin, C.E.; Elston, W.E. (eds.). Ash-flow tuffs. Geological Society of America, Special Paper. 180, pp. 113–124.
- Medina-Martínez, F., & Mora-Álvarez, G., 1994, The San Quintin volcanic field geochemical evidence of a recent hot spot manifestation in Baja California, Mexico: Geophysical Research Letters.
- Meyer, C. & Hemley, J. J., 1967, Wall rock alteration: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, H. L. Barnes, New York: Holt, Rinehart & Winston, pp. 166-235.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Roger, J-Y, Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Dymont, J., Pontoise, B., Sichter, R. B., Rebolledo-Viera, M., 2006, Oceanic-ridge subduction vs slab break off: plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma, *Geology*, January 2006, v. 34; no. 1; pp. 13-16; doi: 10.1130/G22050. 1.
- Moore, D., 1973, Pliocene deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. Bull. geol. Soc. Am. 84, pp. 1883-1906.
- Muraoka, H., Uchida, T., Sasada, M., Yagi, M., Akaku, K., Sasaki, M., Yasukawa, K., Miyazaki, S., Doi, N., Saito, S., Sato, K., Tanaka, S., 1998, Deep geothermal resources survey program: igneous, metamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500°C at 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, Vol. 27, p 507-534
- Ortega-Rivera, M. A., 1997, Geochronological Constraints on the thermal and Tilting History of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: Tectonic Implications for Southwestern North America (Mexico). Ph. Doctor Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 137 p.
- Oskin M., & Stock, J., 2003, Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfín basin, northeastern Baja California and western Sonora. En: Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; Martín-Barajas, A. (eds.), *Tectonic*

- evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Special Paper. 374, pp. 421–438.
- Patterson, D. L., 1979, The Valle Formation-Physical stratigraphy and depositional model, South B.C. Peninsula, in ABBOT, P.L., and GASTIL, R.G., editors, Baja California Geology: Geological Society of America, Annual Meeting, San Diego, Field guides and papers.
- Prol Ledesma, R. M., 1988, El calor de la tierra. Fondo de cultura económica, quinta reimpresión, p 6-26.
- Rangin, C., 1978, Speculative model of Mesozoic geodynamic central Baja California to northeastern Sonora, Mex., in HOWELL, D.G., and MC DOUGALL, K.E., editors, Mesozoic paleogeography of western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2, p. 85-116.
- Raiz, E., 1964, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., Physiographic Geographic Branch of the Office of Naval Research, mapa de escala 1:3'000,000.
- Rocha-Ruiz, D. A., 2013, Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico cerritos colorado. México. Tesis, F.I. UNAM, 75 p.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrel, D., Verma, S. P., & Marriner, G. F., 1985, Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico : Nature, núm. 315, p. 389-392.
- Salas, G. P., 1975, Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana: Pachuca, Hgo, Consejo de Recursos Minerales, Publicación 21-E, 242 p.
- Santillán, M., & Barrera, T., 1930, Las posibilidades petrolíferas de la costa occidental de la Baja California entre los paralelos 30° y 32° de latitud norte: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Anales, v. 5, p.1-37.
- Santoyo-Gutierrez, E., & Torres-Alvarado, I. S., 2010, Escenario futuro de la explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentabel. Revista digital universitaria. Centro de investigación en energía, RDU, UNAM, Vol. 11, Num. 10, 26 p.
- Saunders, A. D., Rogers, G., Marriner, G. F., Terrel, D. J., y Verma, S. P., 1987, Geochemistry of Cenozoic rocks, Baja California, Mexico-Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas, in WEAVER, S.D., y JOHNSON, R.W., editors, Tectonic controls on magma genesis: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 223-245.
- Sawlan, M. G., & Smith, J. G., 1984, Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. En Frizell, V.A. Jr. (Ed). Geology of the Baja California Peninsula. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Pacific Section. 39, pp. 237-251.
- Sawlan, M. G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California Rift. En Dauphin, P.; Bernard, R.T. (eds.). The Gulf and Peninsular Province of the California: American Association of Petroleum Geologists Memoir. 47, pp. 301-369.

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993, Tectono-stratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.
- Shervais, J., & Kimbrough, D., 1984, Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite: A composite island arc-oceanic crust terrane in western California, *Geology*, January 1984.
- Spencer, J., & Normark, W., 1989. Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico, in Winterer, E. L., et al., eds., *Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America of North America*, v. N, pp. 489-497.
- Steiner, A., 1977, The wairakei geothermal area, North Island, New Zealand-its subsurface geology and hydrothermal rock alteration: *New Zealand geological survey bulletin* 90, 135 p.
- Stock, J. M., & Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. 8, 1, pp. 99-115.
- Spencer, J., & Normark, W., 1979, Tosco-Abrejos fault zone: a Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*. 7, pp. 554-557.
- Stock, J. M., & Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics*. 13, pp. 1472-1487.
- Stock, J. M., Martin-Barajas, A., & Téllez-Duarte, M., 1996, Early rift sedimentation and structure along the N E margin of Baja California, in: Abbott, P, and Cooper, J. eds.. *American Association of Petroleum Geologists, Field Conference Guide: Pacific Section SEPM*, v. 80, p. 337-372.
- Suarez A., Mario C., 2004, Cien años de la utilización de la energía geotérmica. *Boletín informativo de la unión geofísica mexicana, GEOS*, Vol. 24, Num. 2, p 371-372.
- Tanaka, L. T., Smith, T. E., and Huang, C. H., 1984, The Santiago Peak Volcanics rocks of the Peninsular Ranges batholith, southern California, volcanic rocks associated with coeval gabbros: *Bulletin Volcanologique*, v.47, p. 153-171.
- Terán-Ortega & Maraver-Romero, 2005, Carta Baja California escala 1:500,000. Servicio Geológico Mexicano.
- Umhoefer, P. J., & Dorsey, J. R., 1997, Translation of terranes Lessons from central Baja California, Mexico: *Geology*, v. 25, p.1,007-1,010.
- Umhoefer, P. J., Mayer, L., Dorsey, R. J., 2002, Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 114, pp. 849–868.
- Woodford, A. O., & Harris, T. F., 1938, Geological reconnaissance across Sierra San Pedro Mártir, Baja California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 49, p. 1297-1336.

Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics, *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1619-1639.



ANEXO 1

Estudio petrográfico



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-1

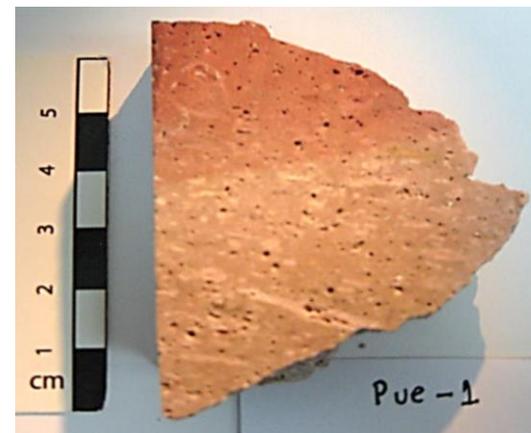
Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34597; -114.63596; Elev. 0 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Se encuentra masivo a 3 m de la línea de costa en dirección Oeste entre la Poza Norte y Sur.

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



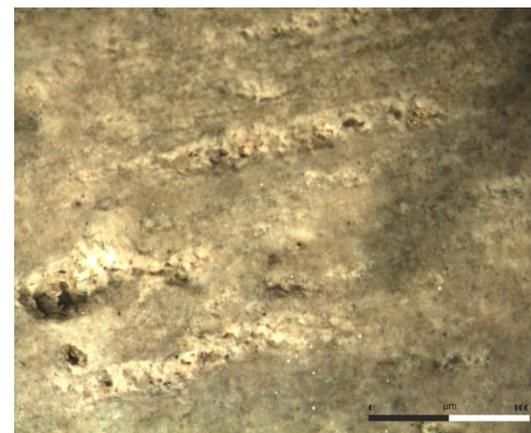
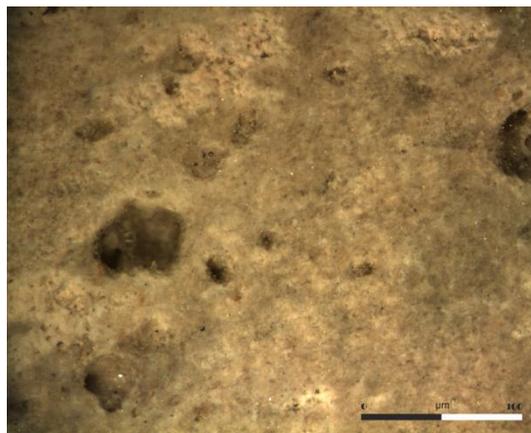
Color: Roca de color rosado al fresco que muestran variaciones a tonos rojizos más oscuros en las zonas más intemperizadas, debido a oxidación.

Estructura y textura: Roca parcialmente soldada con una matriz afanítica predominante respecto a sus otros componentes y fragmentos de líticos. La roca tiene un rasgo de fluidez (fiames de pómez) que van de 5 mm hasta 2.5 cm.

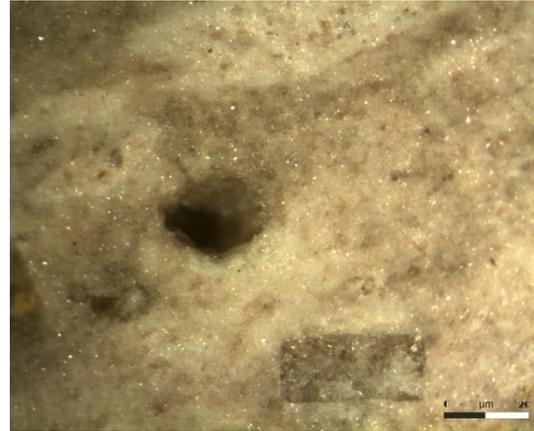
Densidad: Media a baja

Componentes observables: Cristales de cuarzos angulosos (10 %) que van de 2 mm hasta 5mm, fragmentos de líticos (30%) angulosos y mal clasificados que varían de 1 mm hasta 6 cm, óxidos de hierro así como vesículas (20%) y algunos cristales aislados de feldespato. Texturalmente la roca tiene

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



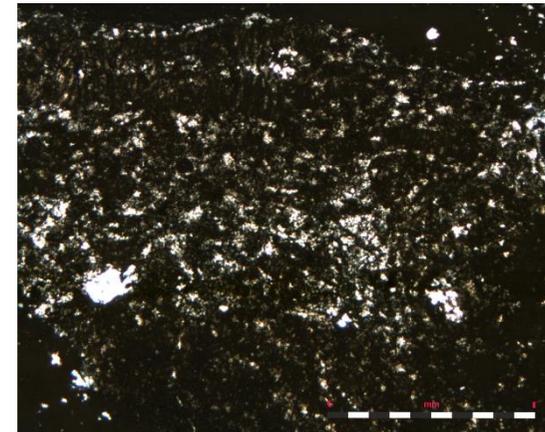
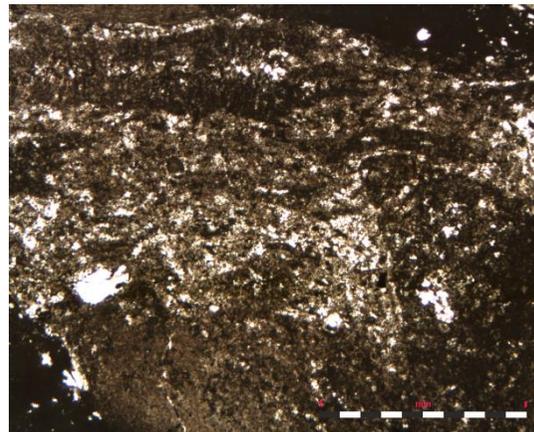
una orientación hacia la dirección del flujo. Algunas vesículas están rellenas de cristales de cuarzo así como óxidos de hierro (amígdalas), al igual que se observan rellenos de cuarzo y óxidos de hierro en oquedades con geometría rectangular. Cabe mencionar que la parte de mayor oxidación en la muestra esta usualmente silicificada.



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

- I. **Textura:** Inequigranular, eutaxítica
- II. **Minerales Primarios:** cuarzo, feldespato.
- III. **Minerales de alteración:** Óxidos de hierro, opacos.
- IV. **Origen roca:** Piroclástico
- V. **Clasificación:** Ignimbrita

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-2

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34597; -114.63595; Elev. 0 m.

Fecha: 29/01/2014

Descripción del afloramiento: Se encuentra masivo a 4 m de la línea de costa en dirección Este y a 3 m de la Poza Norte dirección Sur.

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



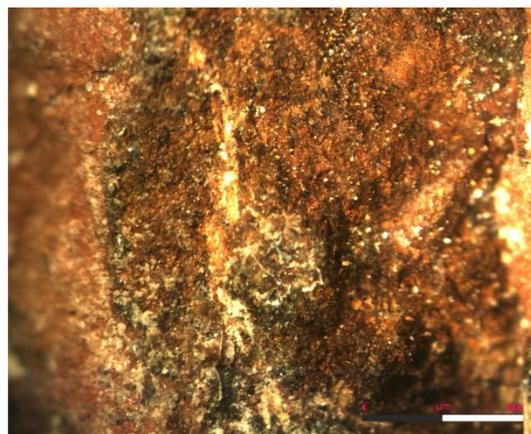
Color: Roca de color gris claro a gris al fresco que muestra una variación a tonos más oscuros como pardos, marrones y rojizos en las zonas más intemperizadas, debido a oxidación.

Estructura y textura: Roca parcialmente soldada con una matriz de ceniza afanítica (60%) predominante respecto a sus otros componentes, se observan zonas de alteración en la matriz (20%) y presencia de vesículas al igual que una veta de óxidos de color rojizo y algunos fragmentos de líticos.

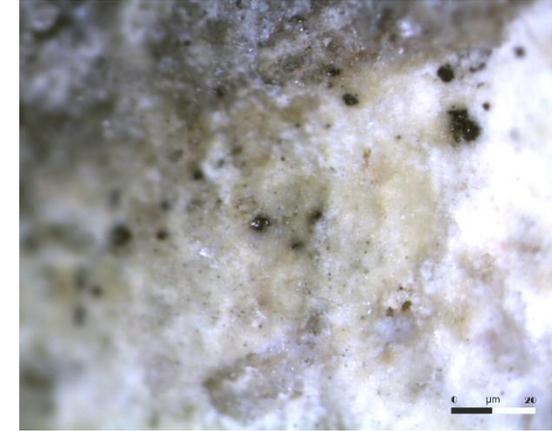
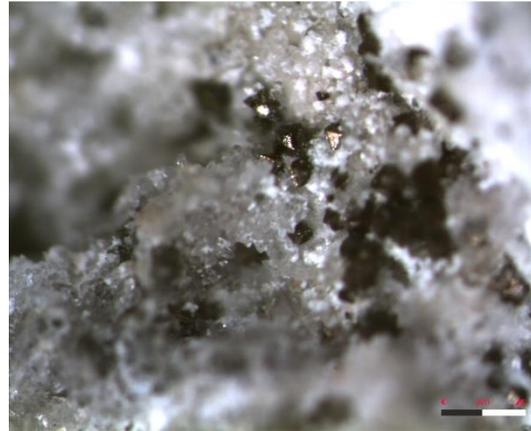
Densidad: Media

Componentes observables: Cristales de cuarzo angulosos (10%) que son menores a 1mm, veta de óxidos de hierro de 20 mm x 5 mm así como vesículas

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



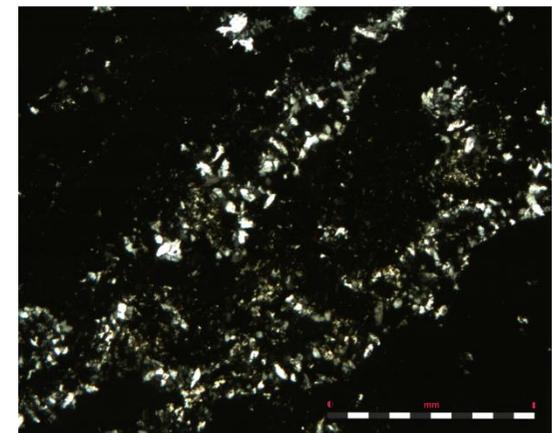
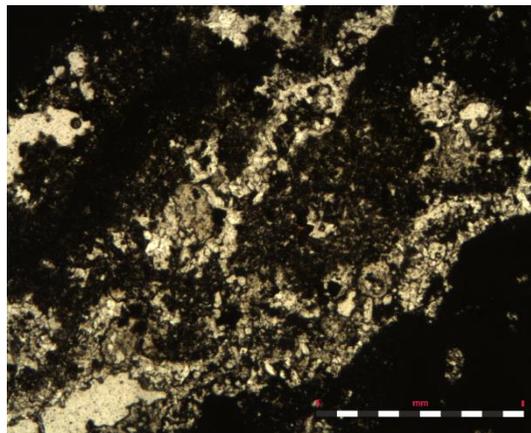
(10%), También mica oscura que se presenta de manera aislada y escasa.
 Algunas vesículas están rellenas de cristales de cuarzo así como óxidos de hierro (amígdalas), al igual que se observan rellenos de cuarzo y óxidos de hierro en oquedades con geometría rectangular. Cabe mencionar que la parte de mayor oxidación en la muestra esta usualmente silicificada al igual que presenta una zona de alteración de ferromagnesianos a tonalidades verdes.
 Cristales de pirita observables solo a 50x.



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

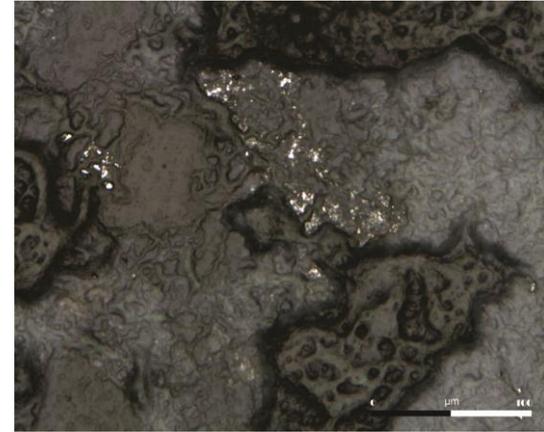
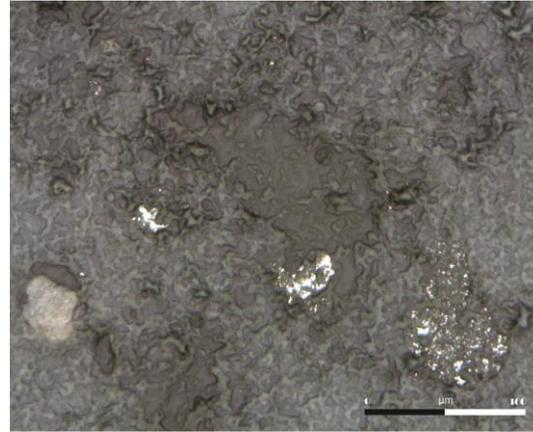
FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA

- I. **Textura:** Afanítica, microcristalina.
- II. **Minerales Primarios:**
Minerales esenciales: Cuarzo, feldespato.
Minerales accesorios:
- III. **Minerales de alteración:** Óxidos de hierro, pirita.
- IV. **Origen roca:** Piroclástico
- V. **Clasificación:** Toba lítica



Pirita en cristales muy pequeños con una geometría definida por cuadriláteros con amplia presencia en la muestra y cubiertos por arcilla., También se observa que se encuentra diseminada. Hematita y Goethita presente de manera aleatoria y hacia los extremos de la lámina.

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ REFLEJADA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-3

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34597; -114.63596; Elev. 0 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Se encuentra en bloques y muy alterada, está a 3 m de la línea de costa en dirección Este y a 1 m de la Poza Sur dirección Norte.

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



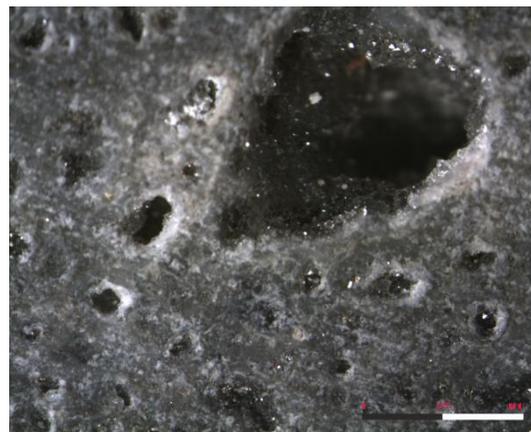
Color: Roca de color blanquecino al fresco que muestra variación a tonos rojizos más oscuros en las zonas más intemperizadas, debido a oxidación y una parte central superficial de color gris.

Estructura y textura: Roca parcialmente soldada con una matriz afanítica (45%) con zonas silicificadas, vesículas y algunos líticos.

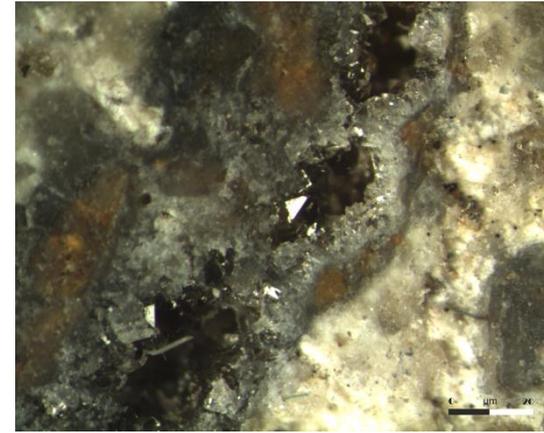
Densidad: Media

Componentes observables: Cristales de cuarzo angulosos (20%) menores a 1 mm, pirita (5%) depositada, cristales de barita (5%), fragmentos de líticos (10%) angulosos, pequeños y mal clasificados, óxidos de hierro así como vesículas (25%)., También se observan vitroclastos ramificados y pumicita vesiculares.

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



Algunas vesículas están rellenas de pirita, cristales de cuarzo así como óxidos de hierro (amígdalas), al igual que se observan rellenos de pirita, cuarzo y óxidos de hierro en oquedades con geometría rectangular. Cabe mencionar que la muestra está totalmente silicificada.



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA

- I. **Textura:** Inequigranular, glomeroporfidica-subparalela es la textura predominante, sin embargo también presenta en algunas secciones una textura inequigranular-eutaxítica con desvitrificación así como inequigranular-poiquilitica.

II. **Minerales Primarios:**

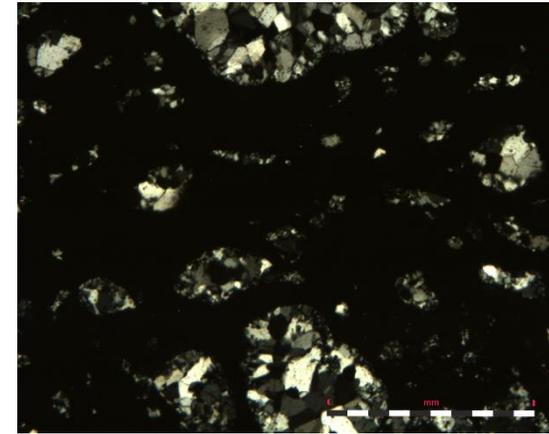
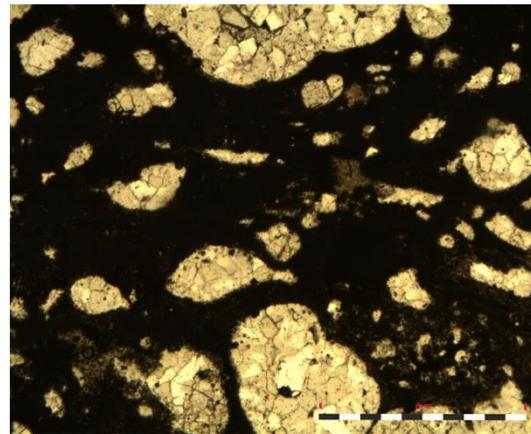
Minerales esenciales: cuarzo, feldespato.

Minerales accesorios:

- III. **Minerales de alteración:** Óxidos de hierro, pirita, barita.

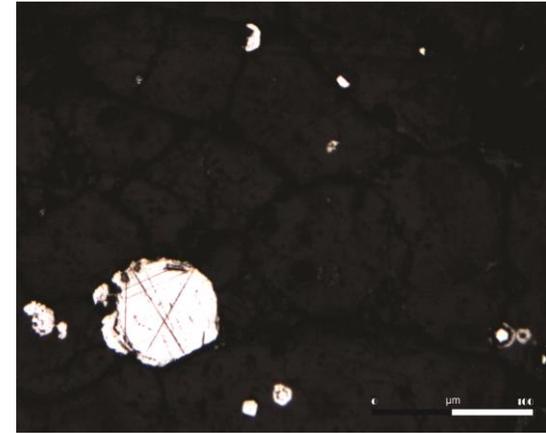
IV. **Origen roca:** Piroclástico

V. **Clasificación:** Toba lítica



Se observan cristales de pirita en gran cantidad, los cuales se encuentran como núcleos euedrales de geometría hexagonal con sobrecrecimientos paralelos al núcleo con una gran variedad de tamaños y se presentan inmersos en una matriz de cuarzo microcristalino y arcilla, de igual manera los podemos encontrar dentro de cristales rotos y alterados de barita. La presencia de pirita es casi nula cuando cristales de cuarzo pasan a ser de tamaño considerable y algunas zonas que están cubiertas por arcilla. Hematita y Goethita como alteración de cristales completos de pirita así como distribuidos aleatoriamente en la muestra.

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ REFLEJADA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-4

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34663; -114.64370, Elev. 50 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Se encuentra masiva a la orilla de la carretera a 750 m de las pozas en dirección Oeste.

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



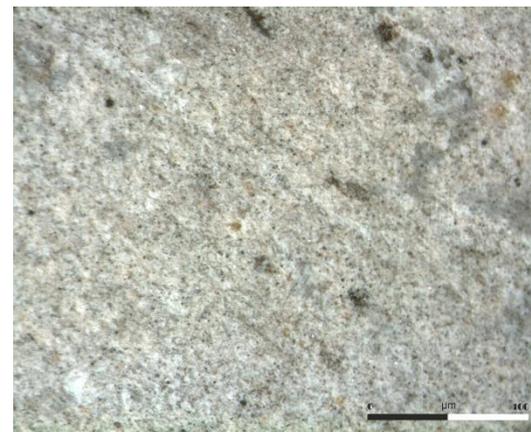
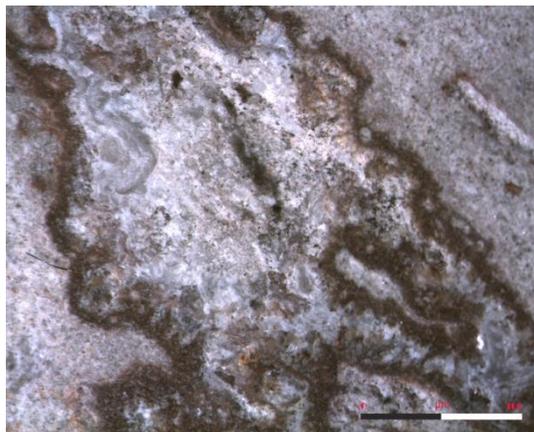
Color: Roca de color gris claro al fresco que muestra variación a tonos más oscuros, rojizos y rosados principalmente, debido a oxidación así como a verdes y ocre producto de alteración.

Estructura y textura: Roca parcialmente soldada con una matriz afanítica (60%) predominante respecto a sus otros componentes y fragmentos de líticos. La roca tiene rasgos de fluidez (Fiamas de pómez).

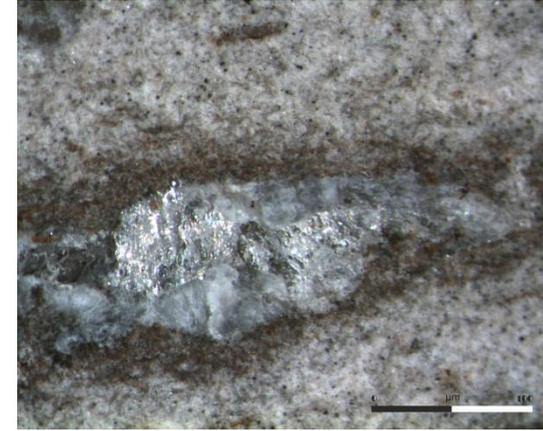
Densidad: Media

Componentes observables: Cristales de cuarzo angulosos (10%) que van de 1 mm hasta 4mm, menor a 1mm, cristales de cristobalita menores a 1mm, líticos (20%) que varían de 1 mm hasta 2 cm, óxidos de hierro, vesículas (20%), cristales aislados de feldespato así como se advierte la presencia de cristales muy

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



pequeños de mica blanca y ópalo formando diminutas vetillas y también formando una costra, fragmentos de líticos angulosos, mal clasificados y pequeños. Texturalmente la roca tiene una orientación hacia la dirección del flujo. Se observa que los fiames han sido remplazados y algunas vesículas están rellenas de sílice y óxidos de hierro (amígdalas) que van de 5 mm hasta 1.5 cm., También hay presencia de vidrio. Cabe mencionar que la parte de mayor oxidación en la muestra esta usualmente silicificada.



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

FOTOGRAFÍA LAMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA

I. **Textura:** Inequigranular, eutaxítica

II. **Minerales Primarios:**

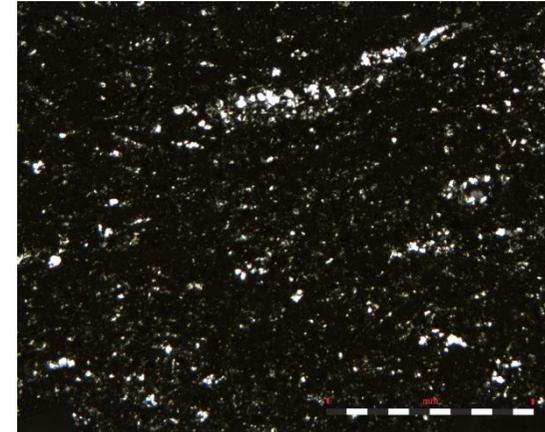
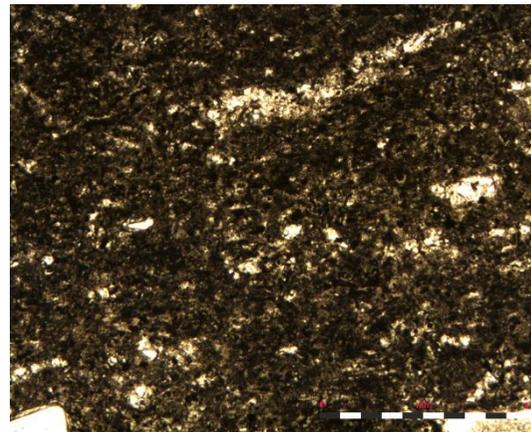
Minerales esenciales: cuarzo, feldespato, plagioclasa.

Minerales accesorios:

III. **Minerales de alteración:** Óxidos de hierro, pirita.

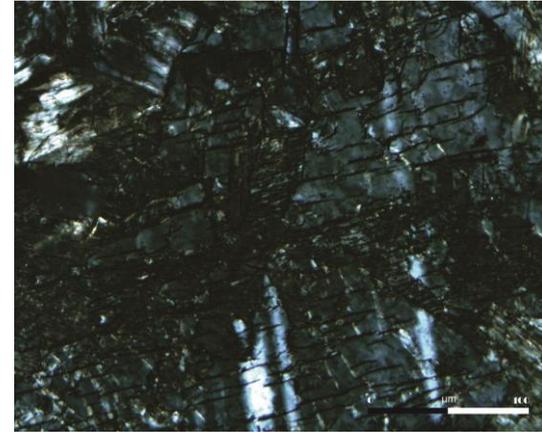
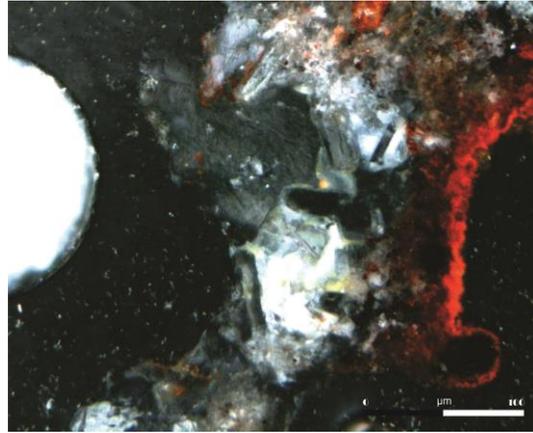
IV. **Origen roca:** Piroclástico

V. **Clasificación:** Ignimbrita



Cristales de pirita presentes en toda la muestra con bordes corroídos y que esta oxidándose o ha sido oxidada a hematita.
Amplia presencia de goethita y hematita principalmente producto de alteración de las piritas y en todos los bordes de oquedades.

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ REFLEJADA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-5

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34597; -114.63596; Elev. 0 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Son rocas masivas muy alteradas que se encuentran en el borde de la Poza Sur a 3 m de la línea de costa en dirección Este.

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



Color: Roca de color rojo, debido a oxidación y silicificada. La roca ha sido alterada en su totalidad.

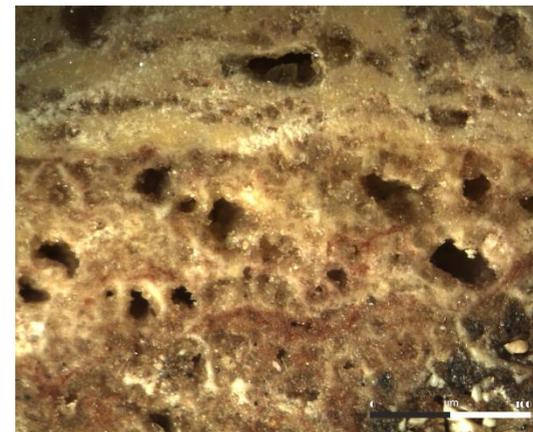
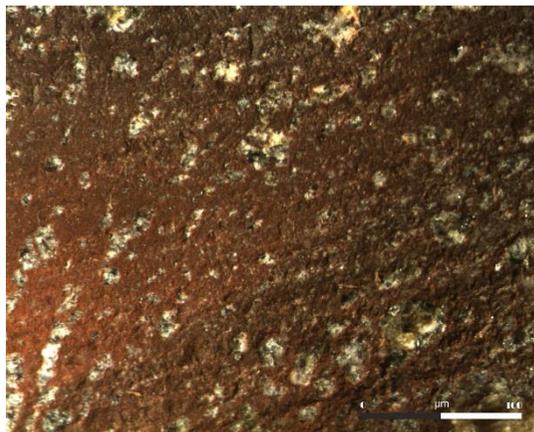
Estructura y textura: Parcialmente soldada presenta una matriz afanítica (60%) y vesículas.

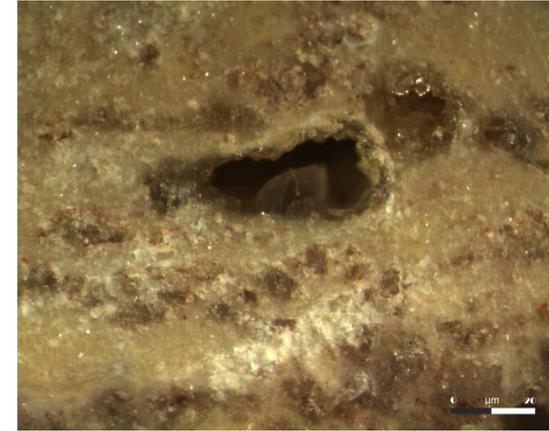
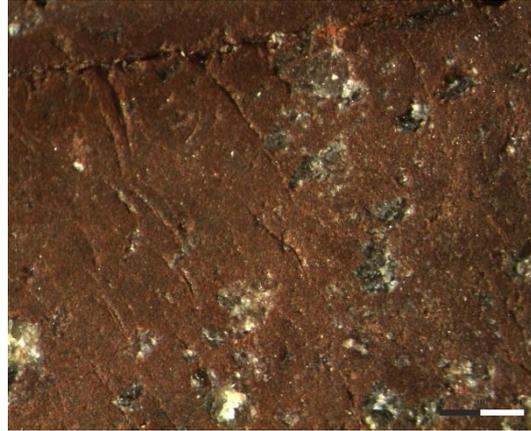
Densidad: Media

Componentes observables: Cristales de cuarzo angulosos (10%) menores a 2mm, la matriz está conformada por óxidos de hierro predominantemente, vidrio, vesículas (30%). Algunas vesículas están rellenas de cuarzo, vidrio y óxidos de hierro (amígdalas) que van de 1 mm a 3 mm.

La muestra está totalmente alterada y se encuentra recubierta por una costra compuesta por óxidos de hierro y su vez silicificada.

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO





DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA

I. **Textura:** : Inequigranular, glomeroporfidica-subparalela

II. **Minerales Primarios:**

Minerales esenciales: Cuarzo.

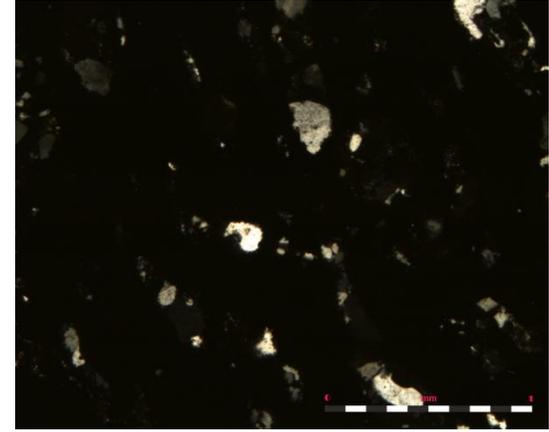
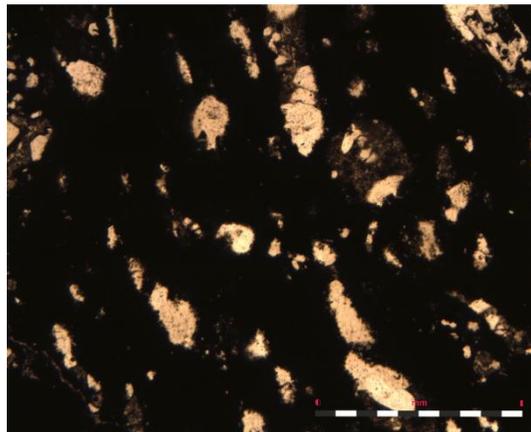
Minerales accesorios:

III. **Minerales secundarios:**

Minerales de alteración: Óxidos de hierro, barita

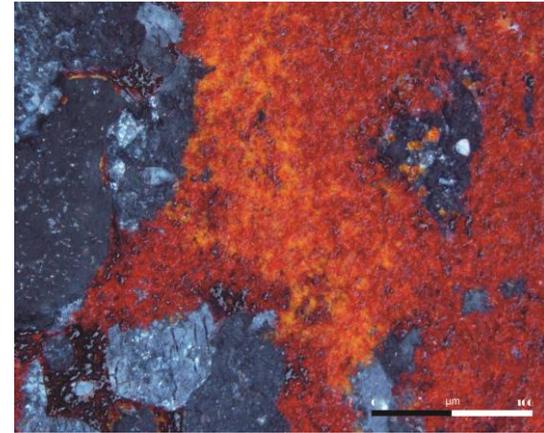
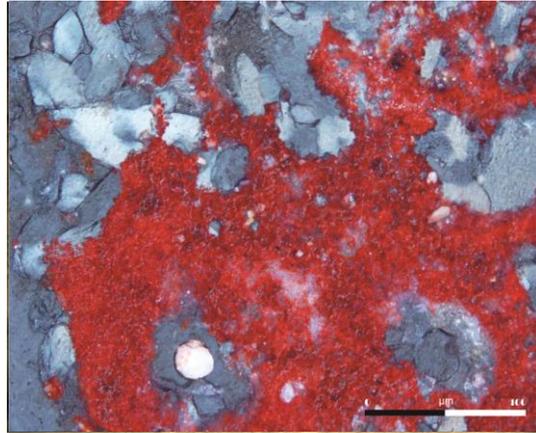
IV. **Origen roca:** Piroclástico

V. **Clasificación:** Ignimbrita (Completamente alterada)



La muestra se encuentra en su totalidad oxidada y la matriz está constituida por goethita y hematita.

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ REFLEJADA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-6

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34606; -114.63598; Elev. 0 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Se encuentra masiva en la parte central entre la poza Norte y Sur a 4 m de la línea de costa en dirección Este.

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



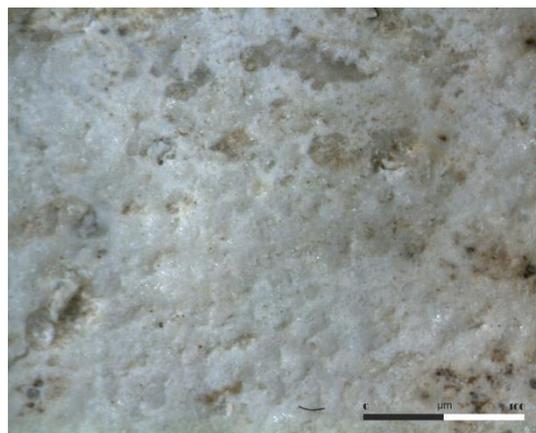
Color: Roca de color blanquecino al fresco que muestra variación a tonos ocres y verdosos principalmente en las zonas más intemperizadas, debido a oxidación.

Estructura y textura: Roca soldada con una matriz afanítica (50%) y fragmentos de líticos así como rasgos de fluidez (Fiamas de pumicita) y vesículas.

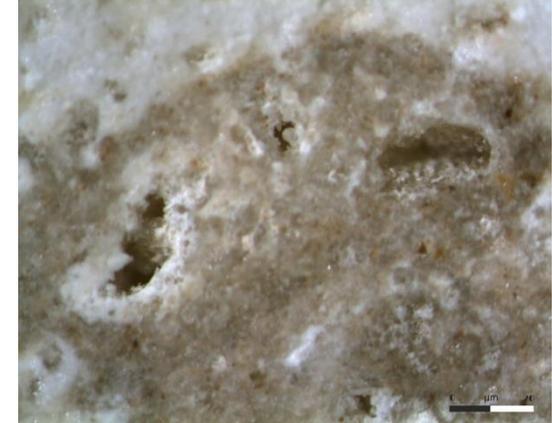
Densidad: Media

Componentes observables: Cristales de cuarzo angulosos 10 % menores a 2 mm, fragmentos de líticos (15%) angulosos, mal clasificados y pequeños que van de 1 mm hasta 1.8 cm, óxidos de hierro así como vesículas (25%) que varían en tamaño de los 2 mm hasta 1 cm, cristales de barita escasos y se encuentran predominantemente dentro de una vetilla,

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



de igual manera se reporta la presencia escasa de vidrio. Texturalmente la roca tiene una orientación hacia la dirección del flujo.
Algunas vesículas están rellenas de cuarzo y óxidos de hierro (amígdalas). Cabe mencionar que la parte de mayor oxidación en la muestra esta usualmente silicificada.



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA

I. **Textura:** Inequigranular, glomeroporfidica-subparalela así algunas secciones con Inequigranular, poiquilítica.

II. **Minerales Primarios:**

Minerales esenciales: Cuarzo, feldespato.

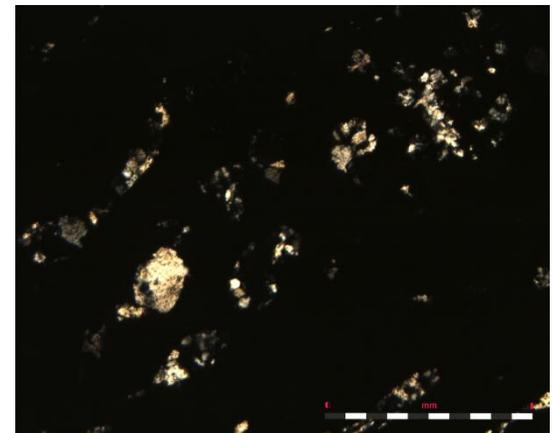
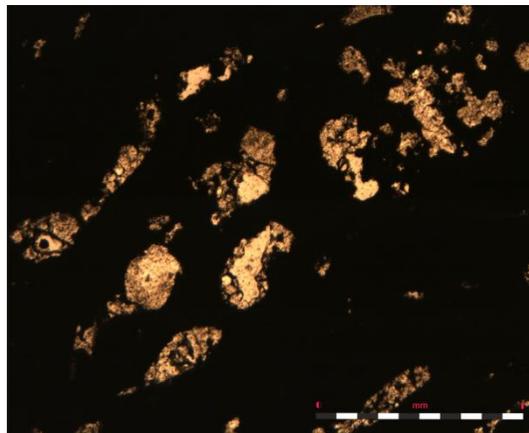
Minerales accesorios:

III. **Minerales secundarios:**

Minerales de alteración: Óxidos de hierro, barita, pirita.

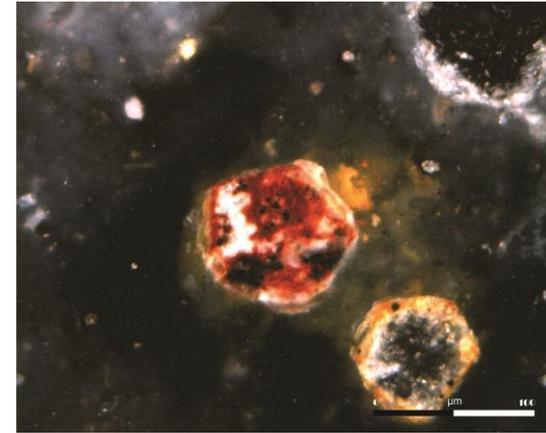
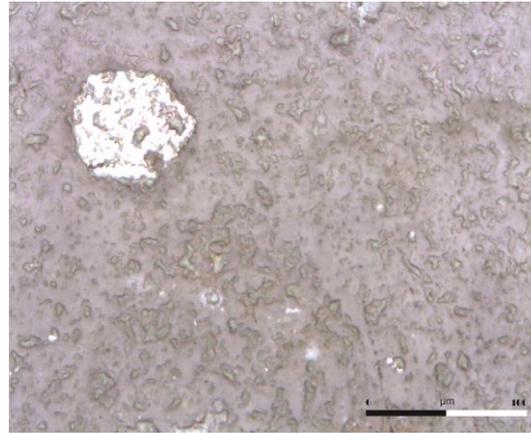
IV. **Origen roca:** Piroclástico

V. **Clasificación:** Ignimbrita



La muestra presenta cristales de pirita de geometría hexagonal, cuadrada y diseminada con una abundancia baja y restringida solo en sectores aislados dentro o cerca de una vetilla, estos cristales se encuentran muy oxidados y en la mayoría de los casos han sido alterados a hematita y goethita.

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ REFLEJADA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-7

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34597; -114.63596; Elev. 0 m.

Fecha:30/01/2014

Descripción del afloramiento: Roca masiva y muy alterada que se ubicada dentro de la Poza Sur a 3 m de la línea de costa en dirección Este..

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



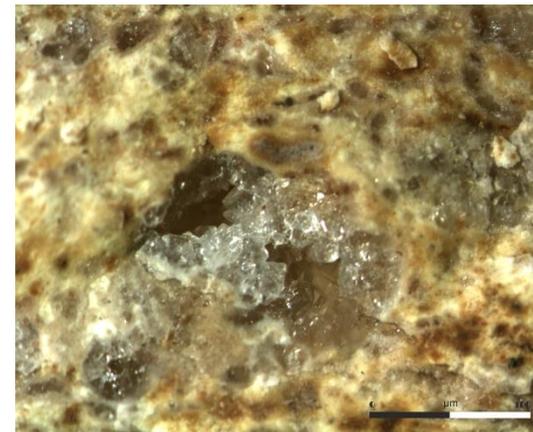
Color: Roca de color blanquecino al fresco que muestra variaciones a tonos marrón, pardo y rojizo en las zonas más intemperizadas, debido a oxidación.

Estructura y textura: Roca que muestra núcleos de origen volcánico que presentan una costra en la cual se observan ondulaciones que son paralelas entre sí.

Densidad: Baja-Media

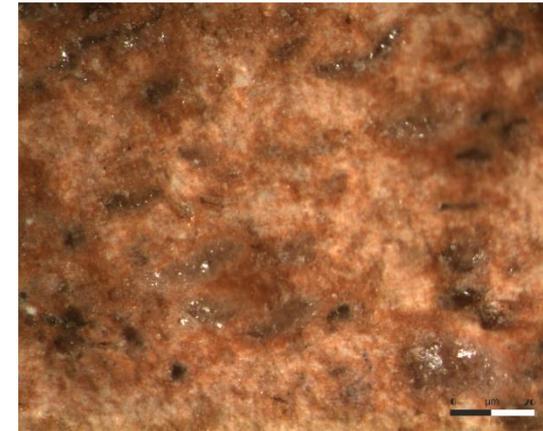
Componentes observables: Cristales de cuarzo angulosos menores a 1mm relleno de oquedades, óxidos de hierro y restos de organismos marinos en este caso restos calcáreos los cuales son conchas menores a 1 mm., También observan algunas micas oscuras y verdes de manera aislada al igual que escasa. La mitad de la muestra se encuentra silicificada

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



mientras que la otra parte presenta una efervescencia media-alta.

Clasificación: Estromatolito.



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-8

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34603; -114.63592; Elev. 0 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Se encuentra masiva justo entre la poza Norte y Sur a 4 m de la línea de costa en dirección Este..

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



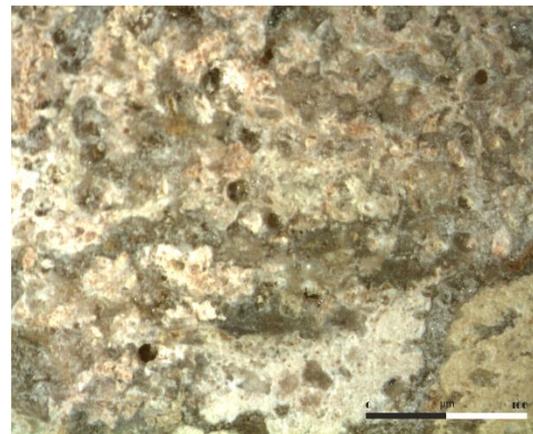
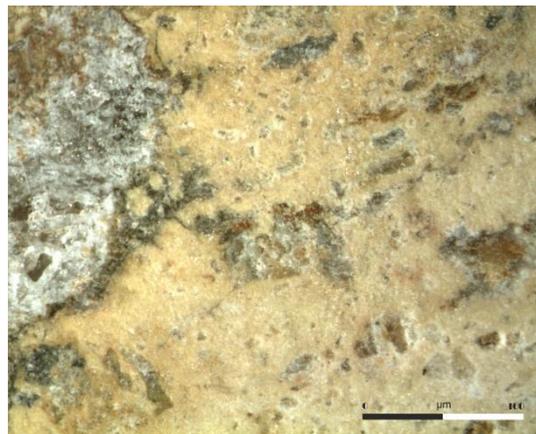
Color: Roca de color blanquecino al fresco que muestra una variación a tonos marrón y ocre así como rojizos-rosados en las zonas más intemperizadas, debido a oxidación.

Estructura y textura: Roca parcialmente soldada que presenta una matriz (40%) afanítica así como fragmentos de líticos y vesículas.

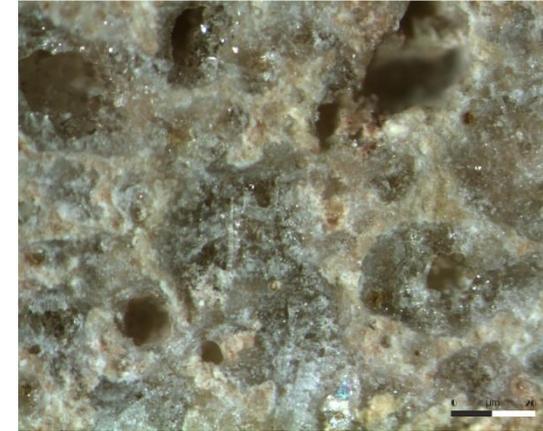
Densidad: Media

Componentes observables: Cristales de cuarzo (20%) angulosos y menores a 2 mm, fragmentos de líticos (40%) que varían de 1 mm hasta 2.5 cm, cristales de barita bien formados y menores a 2 mm principalmente en vetillas, vidrio y óxidos de hierro así como vesículas (20%). Algunas vesículas están rellenas de cristales de cuarzo así como óxidos de hierro

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



(amígdalas) y barita. Cabe mencionar que la parte de mayor oxidación en la muestra esta usualmente silicificada.



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ TRANSMITIDA

I. **Textura:** : Inequigranular, glomeroporfidica

II. **Minerales Primarios:**

Minerales esenciales: Cuarzo, feldespato.

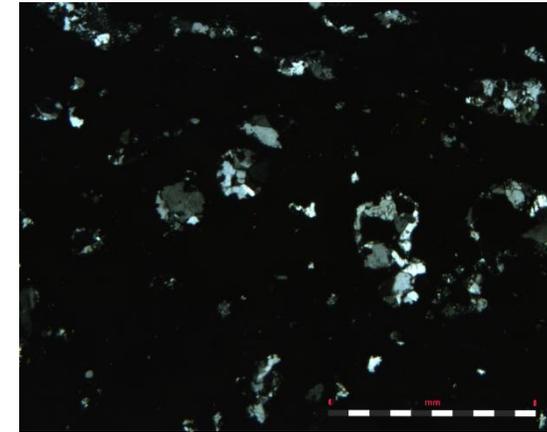
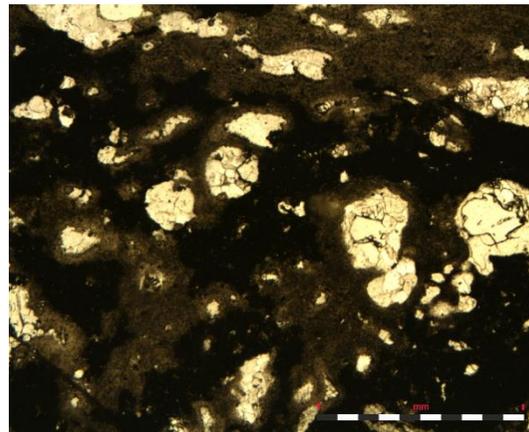
Minerales accesorios:

III. **Minerales secundarios:**

Minerales de alteración: Óxidos de hierro, barita, pirita,

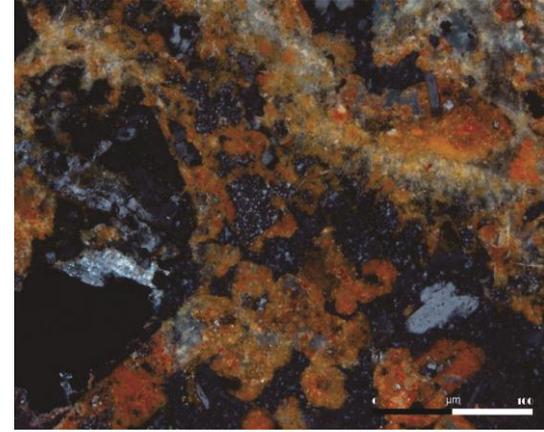
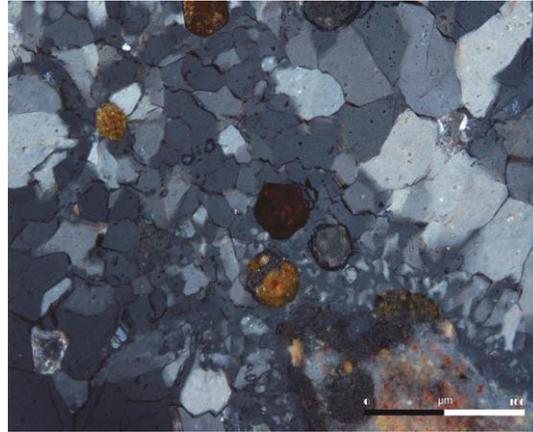
IV. **Origen roca:** Piroclástico.

V. **Clasificación:** Toba lítica.



Cristales de pirita hexagonales que presentan sobrecrecimientos y están inmersos en cristales de cuarzo, dichos cristales de pirita se encuentran alterados en su mayoría a hematita y goethita.

FOTOGRAFÍA LÁMINA DELGADA – LUZ REFLEJADA



ESTUDIO PETROGRÁFICO

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

No. Muestra: PUE-9

Localidad: Puertecitos, B.C.

Coordenadas: 30.34602; -114.63590; Elev. 0 m.

Fecha: 30/01/2014

Descripción del afloramiento: Sedimentos recolectados dentro de la Poza Sur a 3 m de la línea de costa en dirección Este..

FOTOGRAFÍA DE MUESTRA DE MANO



Color: El color de los sedimentos varía de tonos blanquecinos a grises claros, rojizos, ocres dependiendo del grado de oxidación de los fragmentos líticos y del tipo de fragmentos de minerales.

Granulometría: Los tamaños están en el rango de arena media a canto (.3 mm a 58 mm / -6 Phi a 1.75 Phi).

Canto= 85%, Guijarro= 7%, Granulo= 4%,
Arena Gruesa= 2%, Arena Media= .5%.

Forma: Tabular predominantemente (80%), discoidal (20%).

Esfericidad: .7 (90%), .5 (8%), .3 (2%).

Redondez: .1 (90%), .3 (8%), .3 (2%).

Selección: Pobremente seleccionado.

FOTOGRAFÍA DE MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO



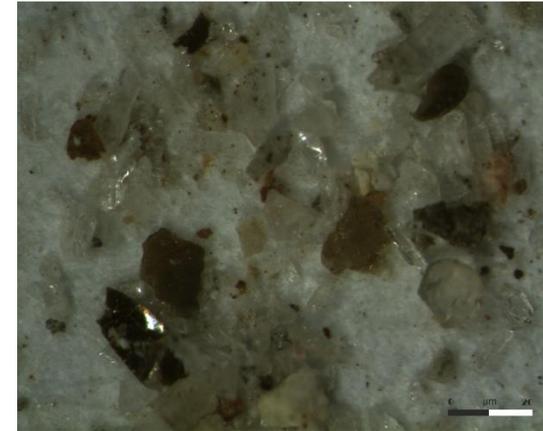
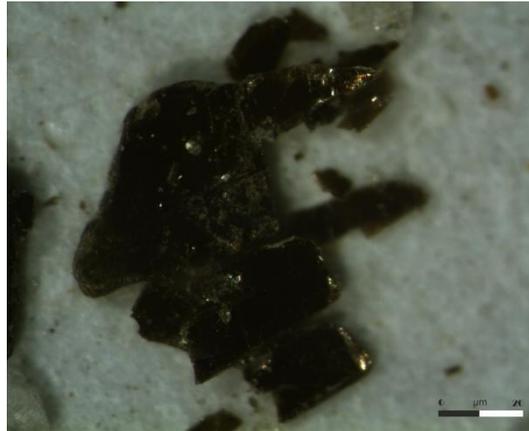
Madurez: Submadura – Madura.

Clase: Terrígena.

Energía: Moderada – Alta.

Componentes observables: Cristales de cuarzo, feldespato, mica oscura, fragmentos de roca mal clasificados de origen volcánico.

La fuente se encuentra in-situ, ignimbritas principalmente.





ANEXO 2

Difracción de Rayos X



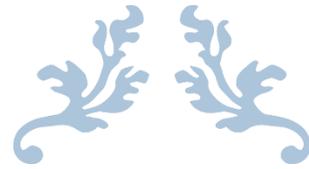
}

TABLA 1: MINERALOGÍA TOTAL

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
Pue-2b RosaMariaProl185744	Cuarzo: SiO_2 Feldespato potásico de tipo sanidina: $(\text{NaK})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ Alunita: $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ Sin trazas de filosilicatos.	[46-1045] [10-0357] [14-136]	Pico a $\sim 7.6\text{\AA}$ que podría corresponder a yeso.
Pue-3b RosaMariaProl195434	Cuarzo: SiO_2 Feldespato potásico de tipo sanidina: $(\text{NaK})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ Alunita: $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ Sin trazas de filosilicatos.	[46-1045] [10-0357] [14-136]	Similar a la muestra Pue-2b
Pue-4a RosaMariaProl220952	Cuarzo: SiO_2 Feldespato potásico de tipo sanidina $(\text{NaK})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ Zeolita de la serie Heulandita-Clinoptinolita: $\text{Ca}(\text{Si}_7\text{Al}_2)\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O} - \text{KNa}_2\text{Ca}_2(\text{Si}_{29}\text{Al}_7)\text{O}_{72} \cdot 32\text{H}_2\text{O}$ Ópalo: $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ Tridimita: SiO_2 Hematita: Fe_2O_3 Halita: NaCl Trazas mínimas de Filosilicatos	[46-1045] [10-0357] [41-1357] [39-1387] [38-0448] [14-260] [33-311] [5-628]	Muestra muy heterogénea.

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
Pue-4c RosaMariaProl125247	<p>Cuarzo: SiO₂ Zeolita de la serie Heulandita-Clinoptinolita: Ca(Si₇Al₂)O₁₈·6H₂O- KNa₂Ca₂(Si₂₉Al₇)O₇₂·32H₂O</p> <p>Trazas de feldespato potásico de tipo sanidina (NaK)(Si₃Al)O₈ Trazas de alunita</p> <p>Filosilicatos a ~10Å (probablemente mica o illita)</p>	[46-1045] [41-1357] [39-1387] [10-0357]	Predominio de cuarzo.
Pue5 RosaMariaProl155414	<p>Cuarzo: SiO₂ Alunita: KAl₃(SO₄)₂(OH)₆ Feldespato potásico de tipo sanidina (NaK)(Si₃Al)O₈ Hematita: Fe₂O₃ Goetita: FeO(OH)</p> <p>Sin trazas de filosilicatos.</p>	[46-1045] [14-136] [10-0357] [33-311] [29-713]	
Pue-6a RosaMariaProl210114	<p>Cuarzo: SiO₂ Feldespato potásico de tipo sanidina (NaK)(Si₃Al)O₈ Alunita: KAl₃(SO₄)₂(OH)₆ Halita: NaCl</p> <p>Sin trazas de filosilicatos.</p>	[46-1045] [10-0357] [14-136] [5-628]	Predominio de cuarzo.

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
Pue-6b RosaMariaProl70054	Cuarzo: SiO_2 Feldespato potásico de tipo sanidina $(\text{NaK})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ Alunita: $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ Halita: NaCl Caolinita: $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	[46-1045] [10-0357] [14-136] [5-628] [29-1488]	
Pue7 RosaMariaProl175934	Cuarzo: SiO_2 Feldespato potásico de tipo sanidina $(\text{NaK})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ Alunita: $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ Sin trazas de Filosilicatos	[46-1045] [10-0357] [14-136]	Pico a $\sim 7.6\text{\AA}$ que podría corresponder a yeso.



ANEXO 3

Espectroscopia de infrarrojo



