

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1 Anortositas

El término anortosita fue introducido por T.S. Hunt (1863), y se deriva de la división cristalográfica de los feldespatos en las variedades *ortosa* (monoclínico) y *anortosa* (triclínica). Por lo tanto, las anortositas son rocas formadas predominantemente por feldespato anortosa, o bien, actualmente conocido como plagioclasa (Ashwal 1993). Por definición, las anortositas son rocas compuestas por plagioclasa, al menos, en un porcentaje mayor o igual al 90% en volumen (Streckeisen, 1976). La composición de la plagioclasa puede estar en rangos desde An_{20} hasta An_{100} , aunque los especímenes individuales tienen una composición uniforme (Ashwal 1993). Las anortositas se encuentran casi desprovistas de minerales máficos, pero pueden contener algunos (Force, 1991), como piroxenos, anfíboles, olivino y en algunos casos óxidos como ilmenita, magnetita y rutilo.

Aunque las anortositas son un constituyente principal en las tierras altas de la luna (Duchesne y Demaiffe, 1978) y posiblemente Mercurio (Ashwal, 1993), no son abundantes en el planeta tierra, excepto en algunos lugares como la Provincia Grenvilliana en el este del Escudo Canadiense.

Ocurren frecuentemente en terrenos de metamorfismo de alto grado en facies de granulita o transicionales entre facies de anfibolita y granulita (Anderson, 1969). Estos terrenos tienen una extensión muy limitada de afloramientos en todo el planeta, lo cual podría ser debido al nivel de erosión y levantamiento necesario para dejarlos expuestos.

Las anortositas presentan rasgos distintivos, los cuales permiten una clasificación en al menos seis tipos distintos con base en su ocurrencia: 1) Anortositas Arqueanas 2) Macizos Proterozoicos (Massif-Type) 3) Intrusiones máficas bandeadas 4) Oceánicas 5) Inclusiones en otras rocas ígneas (xenolitos) y 6) Anortositas extraterrestres (Ashwal 1993).

A partir de las características presentes en los afloramientos de los minerales de titanio (ilmenita y rutilo), de sus texturas en fotomicrografías y de su configuración espacial, la clasificación que mejor encaja al tipo de anortositas del área de estudio es la de Macizos Proterozoicos, basándose en la clasificación de Ashwal (1993), por lo que para fines de este trabajo, se enfocará en las anortositas de este tipo.

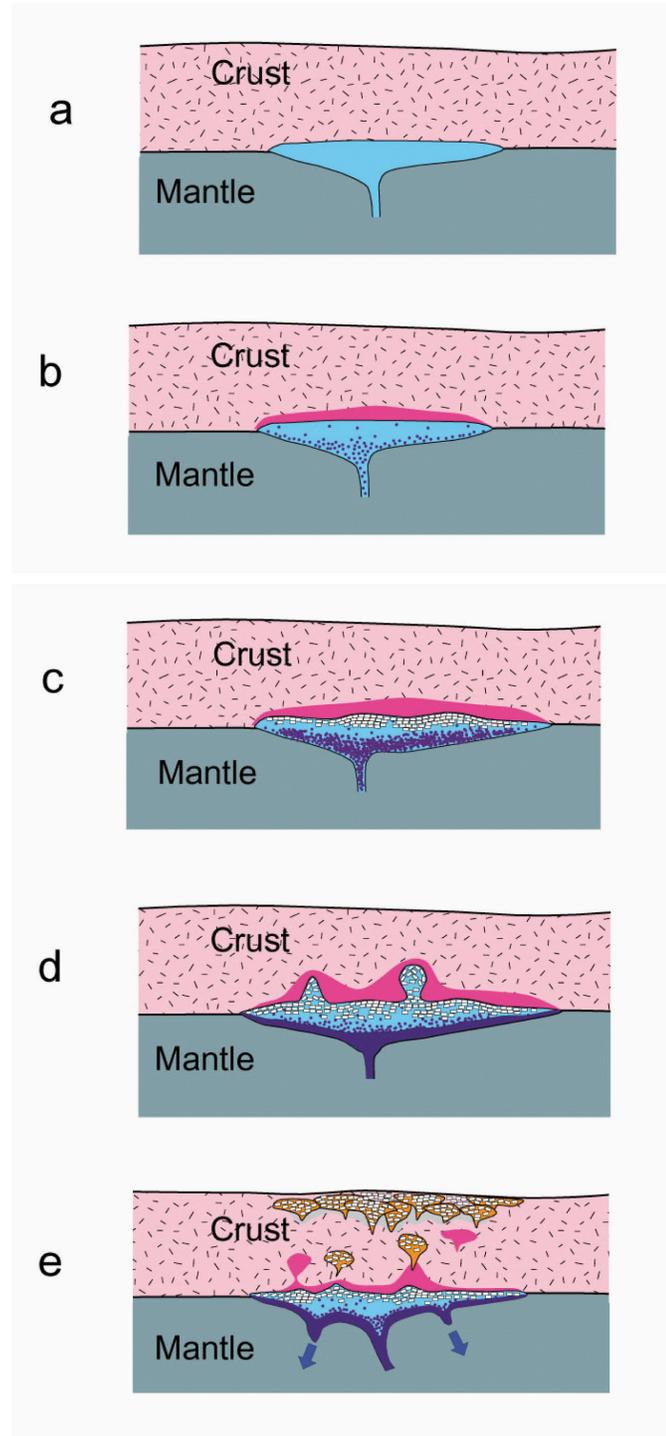
Los macizos anortosíticos pueden llegar a presentarse en afloramientos que van desde 20,000 km² hasta afloramientos menores a un kilómetro (Ashwal, 1993). Por lo general este tipo de anortositas presenta una composición de sus plagioclasas que varía de An₄₀ hasta An₆₅. Se considera que el carácter más sódico de este tipo de anortositas está relacionado a una cristalización a grandes profundidades ya que una mayor presión favorece a un contenido más bajo de An (Winter, 2010).

El origen de los grandes macizos anortosíticos es uno de los mayores problemas no resueltos de la petrología (Philpotts, 1981) ya que estos se encuentran ausentes del Fanerozoico (Duchesne y Demaiffe, 1978). Los petrólogos siguen en la búsqueda de respuestas a preguntas como: ¿Cómo se produce la acumulación de plagioclasas? ¿Cuál es el magma parental que da origen a las anortositas y a la suite asociada? ¿Por qué se restringe su aparición a un rango limitado de edades? entre muchas otras.

Una de las hipótesis para el origen de las anortositas más aceptadas es el de magmas derivados por fusión parcial del manto originando una composición basáltica rica en aluminio. Este magma se acopla en la base de la corteza continental, el cual inicia su fraccionamiento con las fases máficas como olivino y piroxeno, los cuales a su vez se acumulan en la base de la cámara magmática debido a su densidad mayor (Ashwal, 1993). El calor liberado por el proceso de enfriamiento de estos magmas puede provocar la fusión parcial de la corteza y asimilar parte de ésta, enriqueciendo así el magma original. Lo anterior da origen a la producción de plagioclasas, las cuales por diferencia de densidad

flotan para acumularse en la parte superior de la cámara magmática para luego emplazarse como plutones en la corteza y elevarse en forma diapírica. La fusión parcial de la corteza provocada por el magma primario origina plutones graníticos, los cuales, si bien no son consanguíneos, sí son coetáneos, ya que se generan por magmas distintos con las mismas edades (Ashwal, 1993).

Fig. 3.1.1 Modelo para la generación de anortositas masivas. a) Magma derivado del manto se emplaza en la base de la corteza. b) Cristalizan las fases máficas (las cuales se hunden), e inicia la fusión parcial de la corteza que se encuentra arriba del magma estancado. El fundido se enriquece en Al y Fe/Mg. c) La plagioclasa empieza a cristalizar cuando el fundido se encuentra suficientemente enriquecido. Las plagioclasas se elevan al techo de la cámara magmática, mientras que los máficos continúan hundiéndose. d) Las acumulaciones de plagioclasa se vuelven menos densas que la corteza y ascienden como plutones en forma de diapiros. e) Los plutones de plagioclasas se unen para formar las anortositas masivas. Mientras que los granitoides generados por el fundido de la corteza ascienden a niveles someros también. La acumulación máfica permanece a



profundidad y se reintegra al manto. De Ashwal (1993) y Winter (2007).

Existen otros modelos sobre el origen de las anortositas y la suite AMCG, uno de ellos es el modelo de la fusión de “lenguas” de la corteza de Duchesne (1999), el cual enfatiza en el rol de estructuras tectónicas de la litosfera profunda, en donde se producen una variedad de magmas desde composiciones graníticas hasta basaltos ricos en aluminio; estas estructuras controlan el emplazamiento de los magmas.

Otra de las incógnitas que siguen sin responder completamente los petrólogos es ¿Por qué la mayoría de las anortositas se restringe a cierta edad en el registro geológico?, ya que la mayoría de afloramientos de anortositas masivas presentan edades proterozoicas en el rango de 1.8 a 0.9 Ga. (Morse, 1992; Ashwal, 1993). Esta última pregunta la ha intentado responder Philpotts (1981) argumentando que sólo en algunas instancias los magmas intrucionaron rocas suficientemente secas que permitieron la generación de anortositas, ya que la presencia de agua previene la formación de líquidos inmiscibles que son cruciales para la formación de anortositas. Otra teoría es que los regímenes de producción de anortositas puedan existir en la actualidad a grandes profundidades, y para dejarlas expuestas se necesita de una gran erosión y eventos de levantamiento, para lo que se necesita periodos de tiempo muy grandes (Ryder, 1974).

Anderson y Morin (1968) propusieron la división de los macizos anortosíticos en dos grupos con base en la naturaleza de la plagioclasa presente. El de tipo andesina y el de tipo labradorita. Luego, Ryder (1974) sugirió que estos dos grupos se caracterizan por estratigrafías ígneas distintas, como resultado de tipos diferentes de magmas, de los cuales se diferenciaron. Se propuso que el de tipo andesina es compatible con la cristalización fraccionada de un magma andesítico, produciendo una acumulación temprana de anortositas; luego en niveles intermedios, dioritas y rocas ácidas como última etapa de

cristalización. Por otro lado, las anortositas de tipo labradorita fueron propuestas para ser resultado de una cristalización fraccionada de un magma basáltico rico en aluminio, produciendo una acumulación inicial de rocas máficas. En niveles intermedios se presentan anortositas gabróicas y en una etapa final de cristalización rocas silíceas en menores cantidades a las anteriormente mencionadas. La división de las anortositas masivas en dos tipos, aunque es bastante mencionada (Ej. Force, 1991), es algo aún muy debatido (Ashwal, 1993).

Los complejos anortosíticos más grandes ocurren en formas dómicas (Buddington, 1939), los cuales parecen haberse levantado diapíricamente por su menor densidad, suprayaciendo rocas metamórficas de alto grado (Schrijver, 1975).

Los afloramientos más importantes de anortositas de tipo masivo se encuentran en el este de Norte América, Sur de Noruega, Angola/Namibia, la Península de Kola y este de Siberia; también hay numerosas ocurrencias pequeñas en el este de la India, Madagascar y Ucrania. Los masivos anortosíticos individuales más grandes son el Complejo Lac Saint-Jean en Quebec (Aprox. 17000 km²), el Complejo Kunene entre Angola y Namibia (15000 km²) y el Complejo Harp Lake en Labrador (10000 km²) (Ashwal, 1993).

Las rocas asociadas a las anortositas se conocen comúnmente como “Suite anortosítica”, la cual comprende a las litologías coetáneas a las anortositas (Ashwal, 1993). Las anortositas y sus rocas asociadas comúnmente ocurren en una secuencia definida, la cual, debido a la forma dómica de estos complejos, aparece en una sucesión de zonas anulares con litologías diferentes (Philpotts, 1981). Esta suite está constituida generalmente por anortositas, mangeritas, charnoquitas y granitos, siendo mejor conocida como suite AMCG. Se ha interpretado el origen de la coexistencia de estas rocas debido a la fusión parcial de la base de la corteza, esto como consecuencia del calor liberado por la cristalización en la cámara magmática, dando como resultado granitoides pobres en cuarzo, ricos en potasio, fierro y ortopiroxenos. Datos experimentales indican que la fusión a altas presiones y condiciones

anhidras de la base de la corteza, produce magmas pobres en sílice y ricos en potasio, los cuales se fraccionan durante el ascenso a granitoides tipo-A con ortopiroxenos, similares a las mangeritas, charnoquitas, granitos (McLelland, 2010).

El modelo más reciente sobre la génesis de suite AMCG ha sido basado en las investigaciones de Houseman *et al.*, Dewey, Turner *et al.*, y Platt y England entre otros (citados en McLelland *et al.*, 2010) concluyen que debido a una orogenia contraccional la raíz de la corteza se engrosa y se vuelve más densa que la astenosfera, esto ocasiona que una porción grande de la litosfera se delamine y sea reemplazada por la astenosfera, la cual sufre fusión por descompresión produciendo magmas gabróticos que se emplazan en la interface corteza-manto. Durante la remoción de la raíz de la corteza, el orógeno aumenta su elevación. La elevación incrementada del orógeno necesita equilibrarse mecánicamente para soportar su topografía montañosa, por lo que se generan fallas normales de bajo ángulo hasta que alcanza el equilibrio isostático. La creación de un estado mecánicamente equilibrado en el orógeno delaminado, conduce al desarrollo de una suite AMCG porque: 1) se mantiene tectónicamente estable por largos periodos de tiempo, 2) está asociado con el emplazamiento de grandes cantidades de gabro en la interface corteza-manto donde existen condiciones anhidras y de altas temperaturas, 3) promueve la formación de plagioclasa de grano grueso, sin zoneamiento, de composición intermedia que flota en magmas densos de alta presión, 4) facilita el regreso al manto de acumulados de olivino y piroxeno. Finalmente, 5) el modelo provee el calor necesario para fundir parcialmente grandes volúmenes de corteza continental profunda (McLelland, 2010).

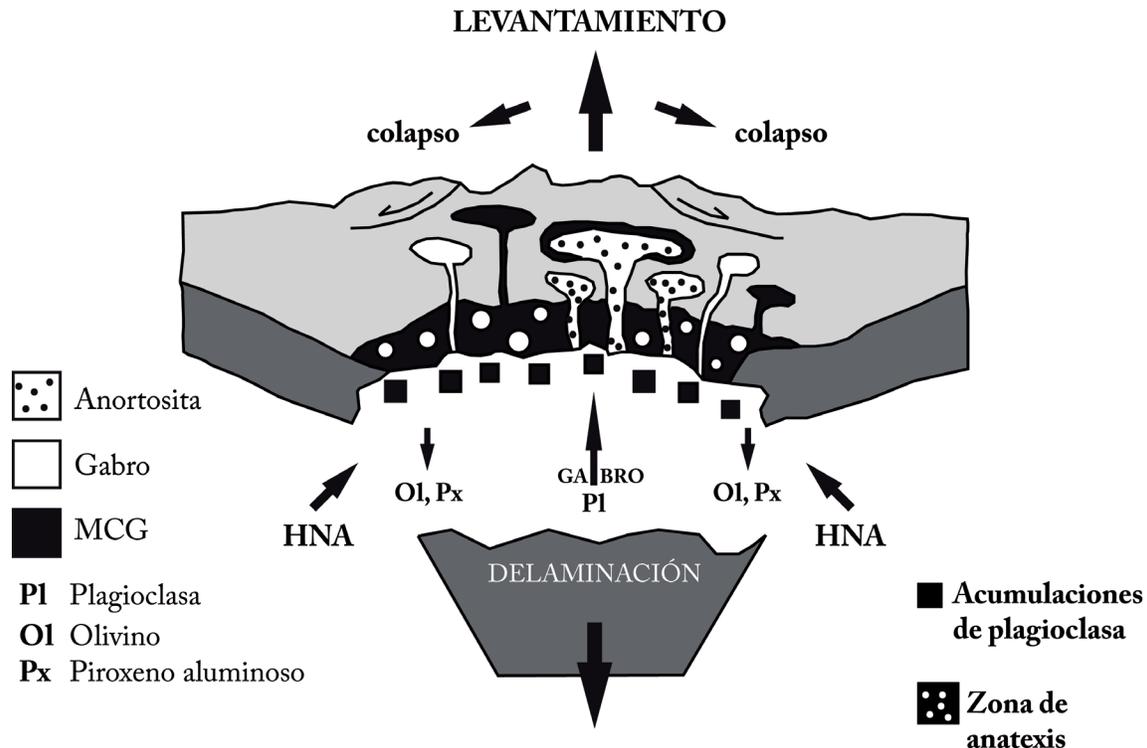


Fig. 3.1.2 Representación esquemática de un orógeno colisional sobregrosado sufriendo delaminación y consecuente rebote orogénico y colapso a lo largo de fallas normales durante las últimas fases de la orogénesis. HNA se refiere a la astenosfera que asciende a la interface corteza-manto y sufre fusión por descompresión para producir un magma gabrótico que fracciona olivino (Ol) y piroxeno (Px), el cual se hunde de regreso al manto, y plagioclasa intermedia (Pl), la cual flota. La plagioclasa se acumula (cuadros negros) en la base de la corteza. El calor ambiental y el calor por cristalización funden la corteza inferior para formar magmas mangeríticos, charnoquíticos y graníticos (MCG) de la suite (AMCG).

Philpotts (1981) plantea que el miembro más bajo, el cual forma el núcleo de la mayoría de los complejos, consiste en relativamente anortosita pura. Con el incremento del contenido en piroxeno, cambia hacia una composición de leuconorita, la cual, en muchos complejos, es la más abundante de los dos tipos de roca. Un incremento rápido en el contenido de apatito

y minerales ferromagnesianos, y también particularmente de ilmenita y magnetita, trae consigo una transición de leuconorita a una roca monzonorítica rica en ortopiroxeno llamada jotounita. Esta roca marca la zona de frontera del cuerpo de la anortosita. A partir de ahí la plagioclasa seguirá siendo el constituyente principal, pero habrá un incremento fuerte en la cantidad de feldespato alcalino y cuarzo; esto formará el miembro final y en la mayoría de los casos el más abundante, que es el de cuarzo mangerita. En algunas áreas la cantidad de cuarzo en este miembro de la serie es suficientemente grande para que la roca sea nombrada charnoquita.

Otra característica importante en la suite anortosítica es la presencia de óxidos de Fe-Ti como accesorios, en muchos casos, en cantidades explotables. El alto contenido de titanio se puede deber a que estas rocas están incluidas en facies que tienen una predilección por la alta concentración de TiO_2 (Force, 1991). El origen de la mineralización de titanio aun es debatido, con teorías que van desde sistemas hidrotermales hasta la diferenciación e inmiscibilidad magmática.

Los minerales que pueden estar presentes en la suite anortosítica son: ilmenita, magnetita, hematita, ulvospinela y en menores cantidades rutilo. La presencia de ilmenita y magnetita, parece estar estrechamente relacionada a la cantidad de apatito presente en la roca (Philpotts, 1981). El rutilo (TiO_2) es extremadamente raro en depósitos de óxidos de Ti-Fe (Morriset *et al.*, 2010)

Anderson y Morin (1968) propusieron que las anortositas de tipo andesina se caracterizan por la presencia de hemo-ilmenita y las de tipo labradorita por magnetita titanífera.

3.2 Anortositas en México

En el mundo, como en México, la aparición de afloramientos precámbricos, salvo en los escudos continentales, son muy escasos. Se mencionó con anterioridad que las anortositas están relacionadas a ciertas edades geológicas concentradas en el Precámbrico, y estrechamente ligadas a terrenos granulíticos. En México, se tiene conocimiento de pocos afloramientos que reúnen esas características aunado a la presencia de rocas anortosíticas, lo que ha llevado a algunos autores (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) a la creación de la teoría del Microcontinente Oaxaquia. A continuación se mencionan los afloramientos conocidos de anortositas en México.

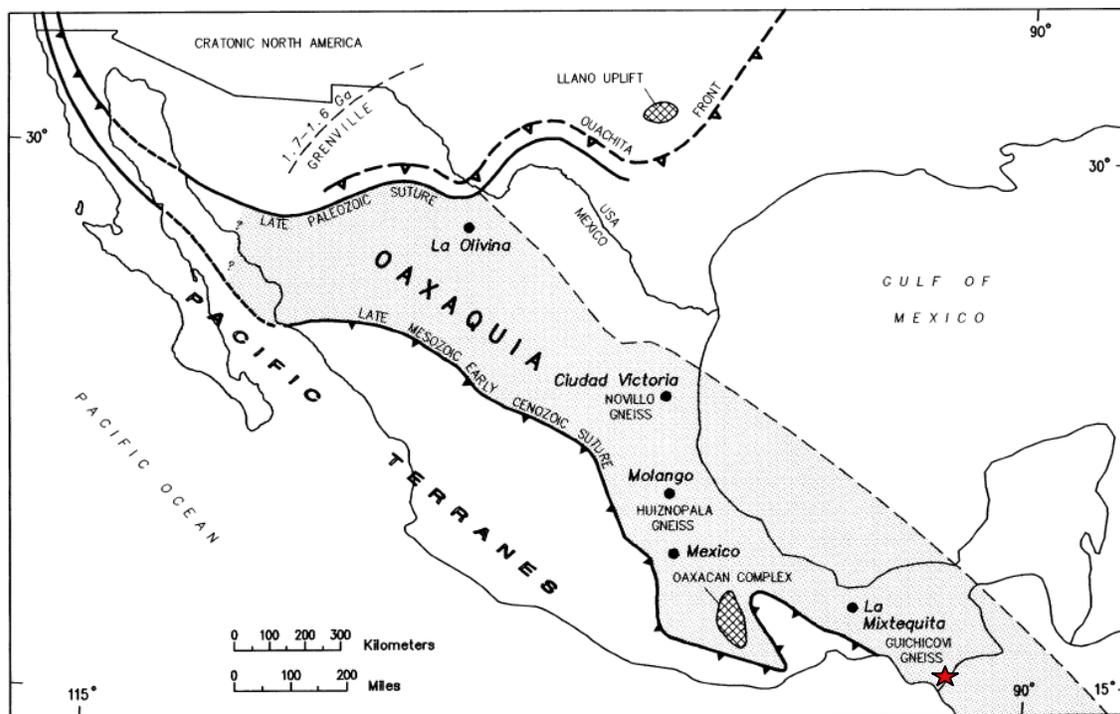


Fig. 3.1.3 Afloramientos de corteza grenviliana en México. En color rojo, nueva localidad propuesta en esta tesis, puntos negros localidades conocidas. Modificado de Lawlor *et al.* (1999).

3.2.1 Pluma Hidalgo, Oaxaca

Las anortositas de la localidad de Pluma Hidalgo y las de Roseland, Virginia, son conocidas por presentar características casi únicas. Estos macizos presentan plagioclasas antiperfíticas excepcionalmente sódicas y contenidos de K anormalmente altos (Ashwal, 1993).

Las anortositas de Pluma Hidalgo y las de Roseland, Virginia, se diferencian también de las anortositas típicas por el tipo de mineralización de titanio asociada a ellas. Mientras que las anortositas típicas contienen concentraciones muy bajas de rutilo, las de Pluma Hidalgo y Virginia se caracterizan por concentraciones altas de rutilo (Paulson, 1964).

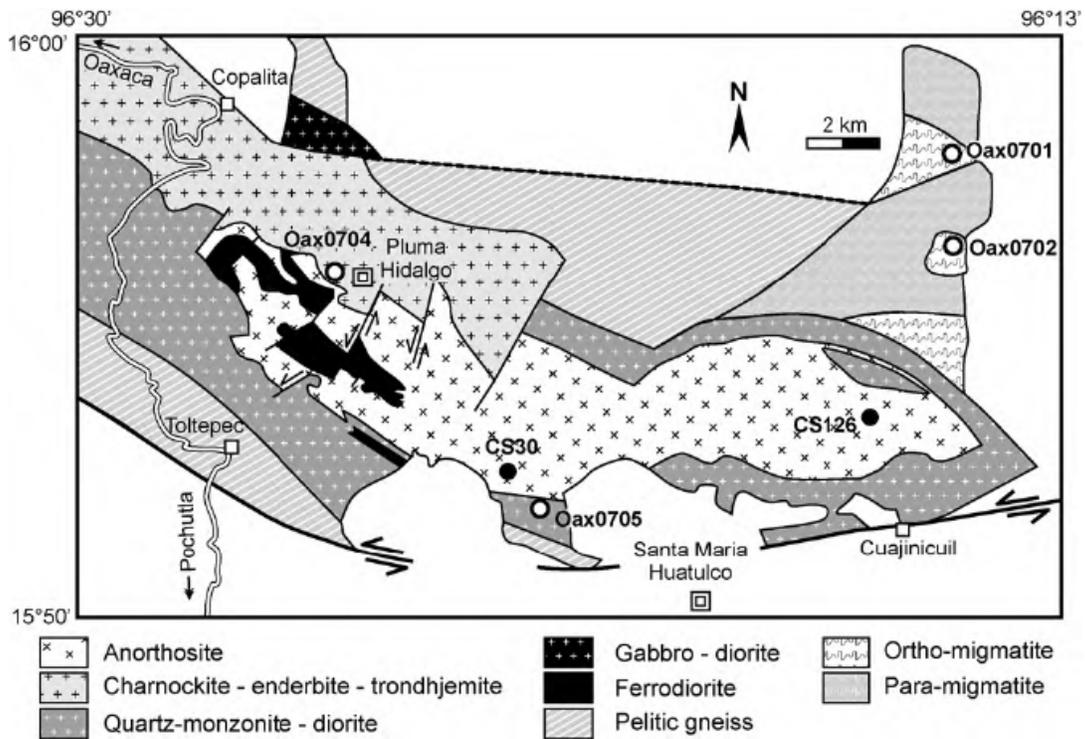


Fig. 3.1.4 Distribución de las anortositas en el área de Pluma Hidalgo, sur del Complejo Oaxaca. Tomado de Schulze *et al.* (2004).

El macizo anortosítico presente en Pluma Hidalgo se presenta relacionado espacialmente a una suite asociada de tipo AMCG (Anortositas-Mangeritas-Charnoquitas-Granitos) y se han determinado edades de cristalización de aproximadamente 1.2 Ga (Schulze et al., 2004).

Pluma Hidalgo se encuentra dentro de un terreno granulítico formando parte del Complejo Oaxaqueño.

3.2.2 Huitzo, Oaxaca

Las anortositas que se presentan en la localidad de Huitzo, Oaxaca, son parte del macizo anortosítico que forman la suite AMCG al norte del Complejo Oaxaqueño. Al igual que las de Pluma Hidalgo, presentan una mineralización rica en titanio, en este caso en forma de Nelsonitas, las cuales son rocas compuestas por ilmenita y concentraciones altas de apatito, se presenta en formas de lentes que llegan a medir algunos metros de espesor. Estas anortositas no presentan concentraciones altas de potasio.

Las litologías presentes en la suite de Huitzo consiste en: meta-anortositas, meta-dioritas, meta-gabros, acumulaciones máficas y charnoquitas con granates, con edades del protolito de 1012 ± 12 Ma. Estas rocas se vieron afectadas por un metamorfismo en facies de granulita hace 990 Ma (Keppie, 2003).



Fig. 3.1.5 Fotografía de afloramiento de anortositas intercaladas con gabros en la localidad Huitzo, Oaxaca.

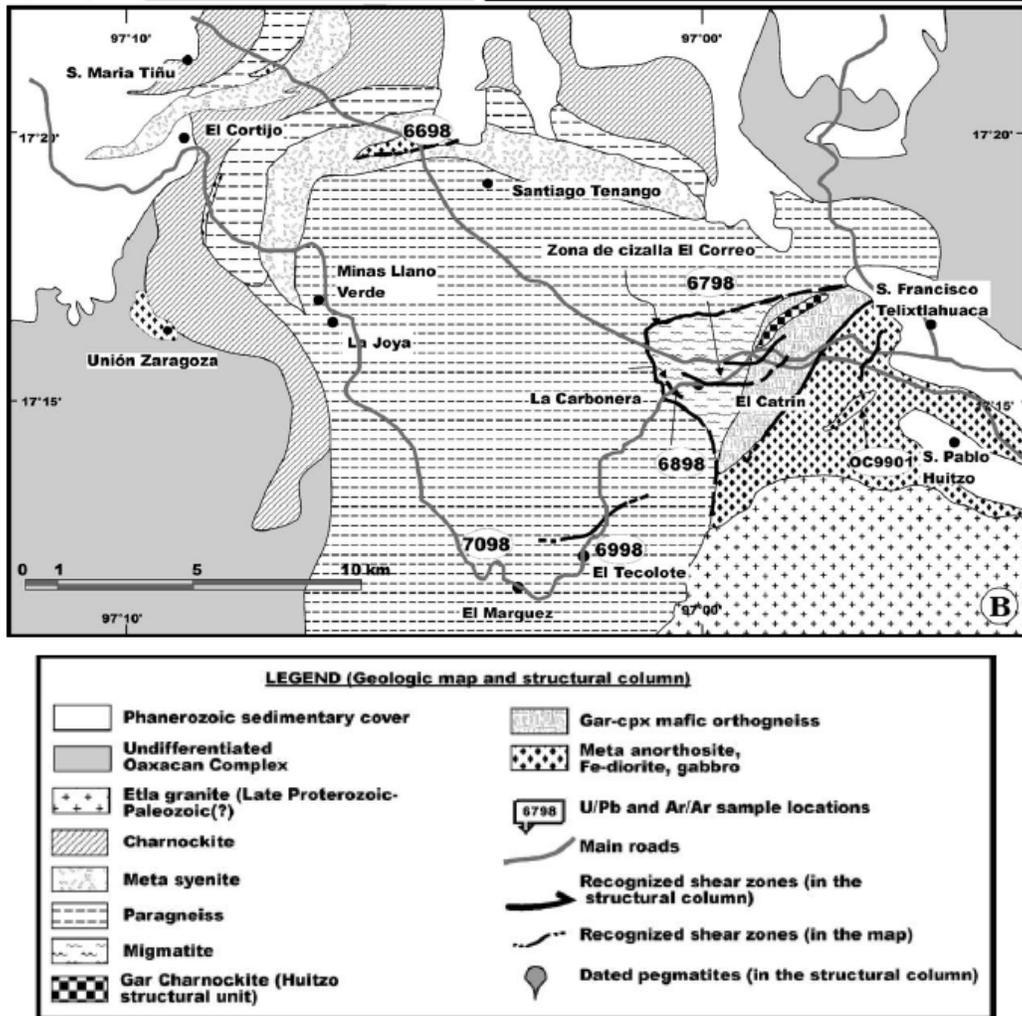


Fig. 3.1.6 Distribución de las anortositas y sus rocas asociadas en el área de Huitzo, Oaxaca. Tomado de Solari *et al.* (2004).

3.2.3 Complejo Guichicovi

El Complejo Guichicovi pertenece a los afloramientos de terrenos granulíticos Grenvillianos en México; siendo el que se encuentra más al sureste del país (hasta el momento), y se localiza dentro del estado de Oaxaca con una extensión aproximada de 800

km². Las edades de este complejo pertenecen al Proterozoico, y se considera como basamento del terreno Maya en su parte oeste. El complejo Guichicovi se compone de rocas metasedimentarias y rocas metaígneas que varían en composición de básicas a ácidas. En la región no se han encontrado anortositas *sensu stricto* pero se infiere su existencia por la presencia de la unidad que se encuentra al norte del complejo Guichicovi conformada por gneises anortosíticos-tonalíticos, granulitas máficas y anfibolitas (Weber y Hecht, 2003).

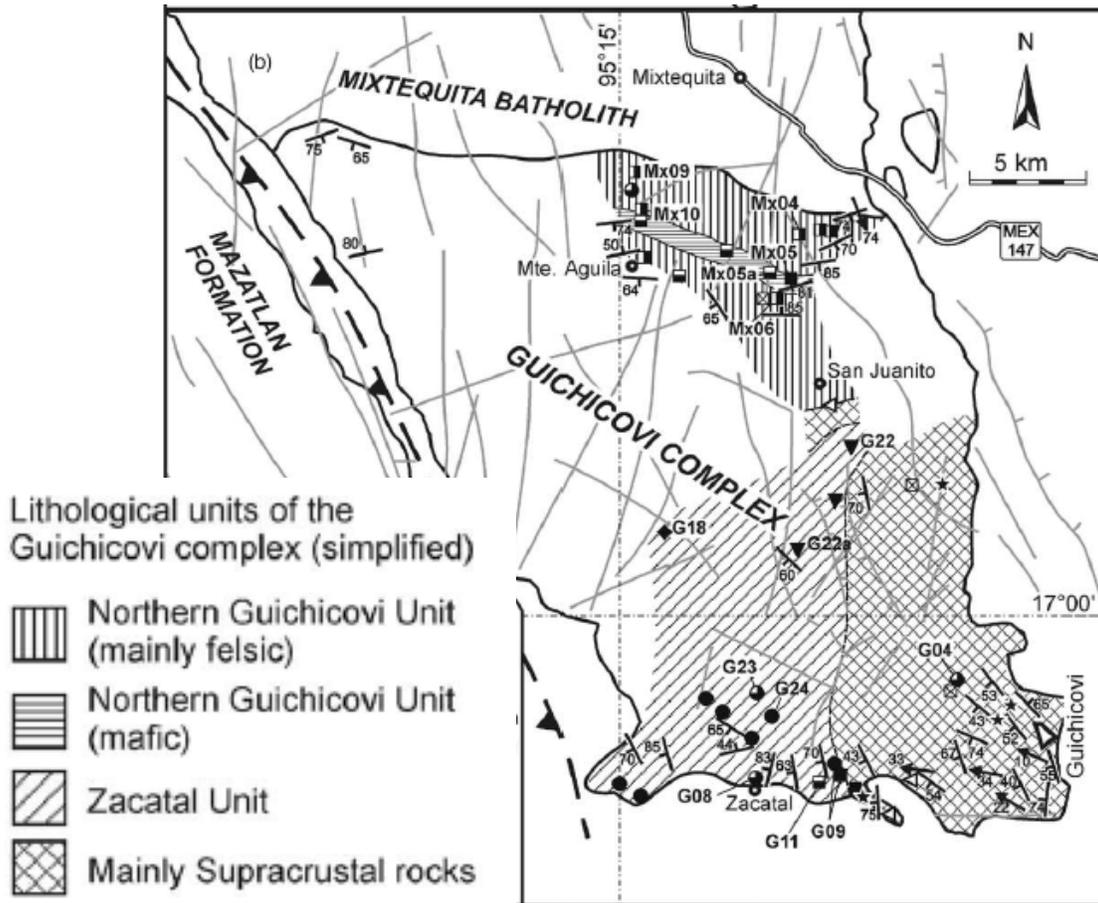


Fig. 3.1.7 Configuración espacial de las unidades del Complejo Guichicovi, siendo la unidad norte la que contiene anortositas. Tomado de Weber *et al.* (2003).

3.2.4 Gneis Huiznopala

El Gneis Huiznopala es el afloramiento más pequeño de terrenos granulíticos Grenvilianos en México descubierto hasta ahora, su extensión es de aproximadamente 25 km² y se encuentra dentro del estado de Hidalgo, en la cercanías de la ciudad de Molango.

Está compuesto por tres unidades, la primera compuesta por una serie de ortogneises, la segunda compuesta por un complejo de anortositas y gabros, y la tercera unidad compuesta por una secuencia de paragneises (Lawlor et al., 1999).

Las anortositas presentes tienen plagioclasas con una composición de tipo andesina y están asociadas a gneises de leucogabros. Estas rocas han sufrido de un metamorfismo retrógrado, por lo que sus fases minerales máficas han sido reemplazadas por clorita, anfíboles y calcita (Lawlor et al. 1999).

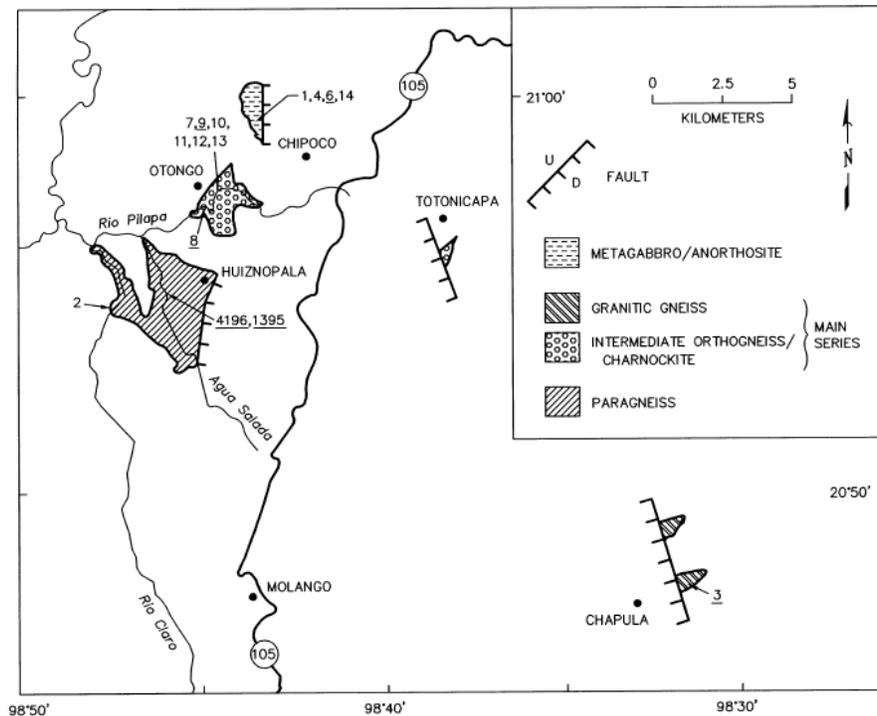


Fig. 3.1.8 Mapa geológico con la distribución de anortositas-tonalitas y rocas asociadas en la localidad de Huiznopala, Hidalgo. Tomado de Lawlor et al. (1999).

3.2.5 Gneis del Novillo

El Gneis del Novillo se localiza en el estado de Tamaulipas cerca de Ciudad Victoria; se compone de ortogneises de anortositas y gabros. Se encuentra dentro de un terreno granulítico y sus edades son precámbricas. Se considera al Gneis del Novillo como parte de Oaxaquia. Las anortositas presentes tienen una composición de sus plagioclasas de andesina a labradorita. Tienen asociadas nelsonitas, las cuales se encuentran presentes en el contacto entre las anortositas y los gneises bandeados (Ortega-Gutiérrez, 1978).

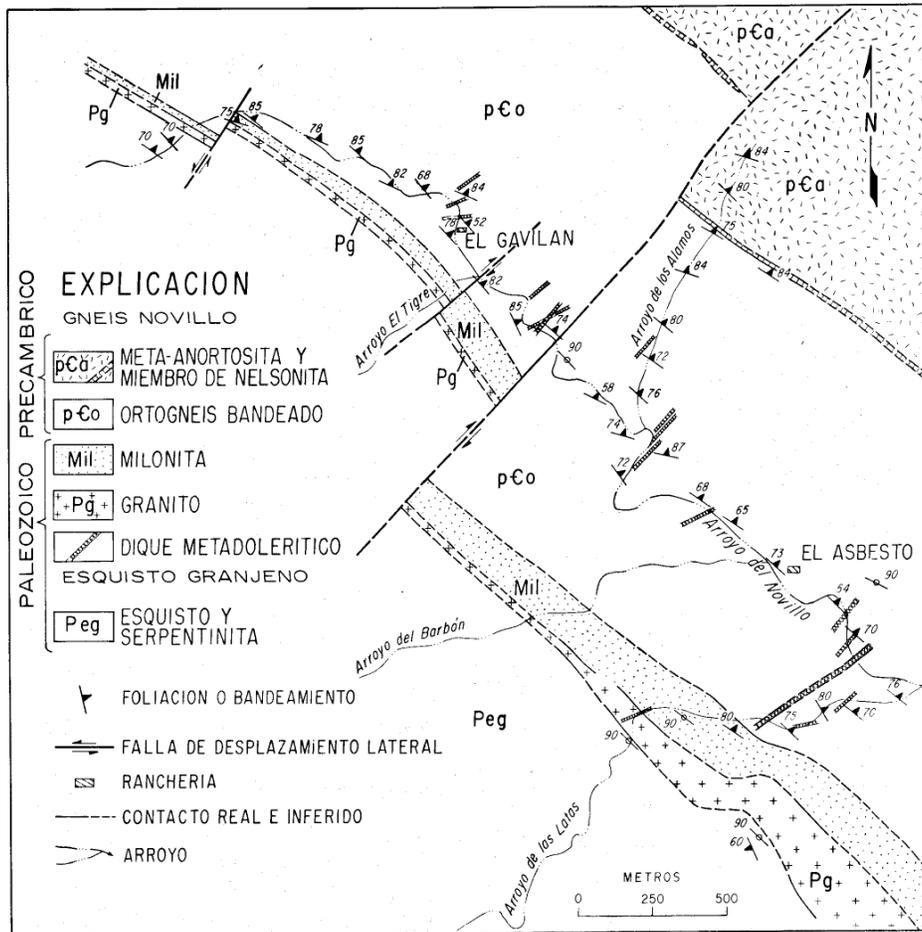


Fig. 3.1.9 Mapa geológico del área Gneis del Novillo, Tamaulipas. Tomado de Ortega-Gutiérrez (1978).