

EL ESTUDIO DEL VULCANISMO SUBSECUENTE
Y PLUTONISMO INTERCEDENTE EN LOS GEOSINCLINALES
DE AMBITO ANDINO

Por JOSE A. VENIER *

RESUMEN

En este trabajo se analizan las características generales de los procesos magmáticos de tipo intercedente-subsecuente, su distribución, alcance, particularidades y su importancia geotectónica. Se indican, además, las áreas de movilidad geosinclinal andina donde este fenómeno magmático ha sido diferenciado de los de tipos sinorogénicos, señalando las particularidades de cada una y las conclusiones generales alcanzadas en la adecuación del esquema geomagmático que se analiza.

SUMMARY

This work analyzes the general characteristics of the magmatic procession of the intercedent-subsequent type, their distribution, range, particularities and geotectonic importance.

Besides it points out the Andean geosynclinal moving areas, where this magmatic phenomenon has been differed from those of synorogenic type, indicating the particularities of each and the general conclusions arrived in the fitness of the geomagmatic scheme which is analyzed.

INTRODUCCION

Las investigaciones geológicas modernas, indican que todo estudio encaminado a sistematizar el esquema de organización y evolución geosinclinal, tiene que recurrir fundamentalmente al examen de los

* División Geología.

ciclos sedimentarios, geotectónicos y geomagnéticos que se desarrollan en los mismos.

Esta compleja labor es llevada a cabo por la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, como parte de su programa de investigación sistemática en los problemas geosinclinales del país, especialmente hacia las estructuras subsidentes formadas por depósitos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos comprendidos en los respectivos ambientes montañosos del Oeste argentino. Una parte de dicha labor se ha orientado hacia la revisión del magmatismo peripacífico, correspondiente al tramo andino situado al Sur del paralelo de 22° lat. S, con el fin de establecer el ordenamiento sistemático de las fases geotectónicas de emplazamiento, coincidentes con el complejo ciclo magmático regional.

Los numerosos datos aportados al problema, surgidos en estos años últimos de investigación sobre el magmatismo en las estructuras geosinclinales del país, y el criterio que se puede aplicar a fin de determinar su desenvolvimiento, permiten intentar una clasificación y distinción de los procesos cíclicos del magmatismo y sus fases respectivas. Entre las tareas específicas desarrolladas, junto con otros investigadores y bajo la dirección del Prof. Dr. A. V. Borrello, me fue asignada la tarea de revisar las fases magmáticas en las áreas de movilidad geosinclinal, estrictamente encauzada dentro de las límites del vulcanismo subsecuente y plutonismo intercedente ligados a la evolución de los geosinclinales de ámbito andino.

Este trabajo constituye el cuerpo de la investigación desarrollada al efecto, anticipada en los informes parciales vertidos oportunamente, y agrega las conclusiones logradas en la adecuación y desarrollo de la respectiva fase magmática subsecuente. Posiblemente, lo más importante es haber comprobado que esta fase, plutónica-volcánica, se encuentra ampliamente desarrollada en ciertas estructuras andinas, por lo cual su tratamiento será expuesto en este trabajo con los pormenores más salientes.

CONCEPTOS INTRODUCTORIOS

La serie de acontecimientos que se producen en las zonas de movilidad tectónica mayor y que originan la formación de fosas de subsidencia geosinclinal y el posterior proceso de la orogénesis, se caracteriza por presentar un cuadro geotectónico conectado, por un lado con la evolución de una secuencia geomagnética, y por otro con el desarro-

llo de un ciclo sedimentario característico y propio de cada una de las etapas geotectónicas de desenvolvimiento geosinclinal.

Stille (1940, 1946) ha proporcionado las bases del ordenamiento magmático, que comprende una sucesión de cuatro fases definidas, pertenecientes a un solo ciclo geomagmático, característico de la historia de los geosinclinales. Cada una de estas fases se advierten bien distribuidas en espacio y tiempo geológico, y el dominio de su distribución se conecta en cada caso con los caracteres de los episodios geotectónicos, que determinan a la postre el emplazamiento y anexión de las estructuras a las plataformas continentales de gran distribución regional.

Las cuatro fases integran el llamado ciclo geomagmático normal, que se desenvuelve en las estructuras de tipo ortogeosinclinal, especialmente en la parte profunda del mismo o zona eugeosinclinal. Las fases mencionadas han sido denominadas por el investigador citado en la forma que sigue: magmatismo sinorogénico, vulcanismo secuente y vulcanismo final, que configuran y definen por su variedad en composición y volumen al pliomagmatismo geosinclinal.

Al magmatismo inicial corresponden las erupciones de lava submarina o intrusiones magmáticas simaicas u ofiolíticas que se manifiestan en los surcos más profundos de la fosa de subsidencia y que caracterizan al estadio geotectónico primario del geosinclinal. El proceso lávico de tipo espilitico puede proyectarse según se ha comprobado hacia el estadio geotectónico orogénico. El magmatismo o plutonismo sinorogénico es el que acompaña a la orogénesis de la estructura, soportando los efectos de la inversión tectónica, produciéndose el emplazamiento de los cuerpos plutónicos sintectónicos. Estas masas plutónicas seguidas por la tectónica de gravedad contribuyen al plegamiento de la masa sedimentaria y se desarrollan entre ambas los procesos del metamorfismo dinámico, del que derivan rocas de mezcla. Vinculado con el proceso plutónico anterior se inserta la fase del vulcanismo secuente representado por vulcanitas ácidas a mesosilíceas que acompañan al estado final de la orogénesis, configurando la etapa geomagmática que determina el estadio casieratónico del orógeno. El desarrollo del vulcanismo final coincide con la etapa de estabilización de la estructura montañosa, que tiende a su cratonización total. A dicho vulcanismo pertenecen las manifestaciones básicas de las fosas tafrogénicas o las potentes coladas de basalto que se desarrollan preferentemente sobre zonas cratónicas. La adecuación de este cuadro geomagmático ha sido vertida oportunamente por Borrello (1963 a)

para nuestras estructuras geomagnéticas andinas; su esquema más reciente presenta al efecto el cuadro actualizado de los procesos a los que se vinculan los problemas que aquí se analizan (Borrello, 1968).

Cuadro de evolución geosinclinal. Según Stille (1946)

Ciclo Geotectónico	Ciclo Geomagnético
Estadio geosinclinal	Magmatismo inicial (simaico)
Estadio orogénico.....	Plutonismo sinorogénico (siálico)
Estadio casieratónico.....	Vulcanismo secuente (siálico)
Estadio enterocratónico	Vulcanismo final (simaico)

La primera y segunda fases se instalan y son propias de las zonas profundas del geosinclinal o sea el eugeosinclinal. Por ser la que recibe el total del aporte magmático se la denomina zona pliomagnética, a diferencia del miogeosinclinal o zona menos profunda, que posee poco o ningún aporte magmático y por tal motivo constituye la zona miomagnética.

Esta breve síntesis de los procesos magmáticos conectados con los tectónicos permite tratar con mayor detalle los aspectos vinculados con el magmatismo subsecuente y plutonismo intercedente, de acuerdo también con datos suministrados por el propio Stille (1951) al perfeccionar el conocimiento geomagnético de su esquema.

VULCANISMO SUBSECUENTE Y PLUTONISMO INTERCEDENTE

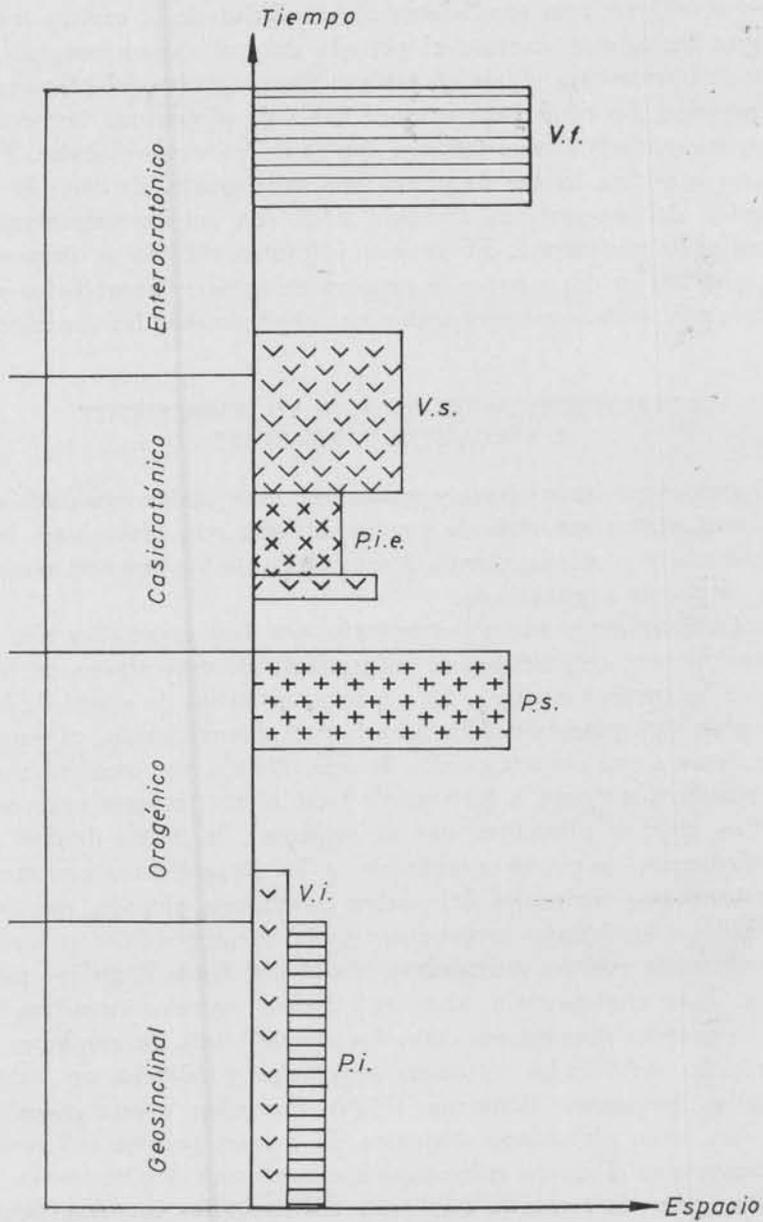
La designación de subsecuente expresa en primer término una circunstancia puramente de tiempo. Su denominación advierte desde ya a los acontecimientos magmáticos que han sucedido en el tiempo a los sinorogénicos y en el cual, como el desarrollo magmático es de tipo ácido, se lo conecta con el mismo. Con todo surgen circunstancias, generalmente de responsabilidad tectónica, en que después del cierre del período magmático sintectónico y en parte del secuente y antes de la fase de las vulcanitas simaicas, se instalan nuevamente plutonitas ácidas. El mismo Stille (*op. cit.*) advierte, como posible causa, la recuperación del estado de subsidencia o de regeneración tectónica, cuyos distintos tipos han sido descriptos por Borrello (1963). De todas

maneras, se producen condiciones de movilidad de la corteza terrestre que hacen que, durante el período del vulcanismo secuente, se intruyan nuevamente plutonitas siálicas desconectadas del plutonismo sinorogénico. En casos semejantes se habla de plutonismo intercedente, puesto que interfiere o irrumpe dentro del proceso volcánico. También se lo podría llamar de plutonismo subsecuente. Es decir la distribución del magmatismo secuente total, con amplio vulcanismo y subordinado plutonismo. El proceso volcánico aludido se desarrolla generalmente en dos etapas; la primera de carácter mesosilíceo y la segunda más ácida, separadas ambas por el plutonismo intercedente.

CARACTERISTICAS DEL PLUTONISMO INTERCEDENTE Y VULCANISMO SUBSECUENTE

El plutonismo intercedente y vulcanismo subsecuente conectado con el mismo, ofrece una serie de particularidades que sirven para individualizarlo y al mismo tiempo desvincularlo de los procesos magmáticos anteriores o posteriores.

Geotectónicamente no se corresponde esta fase magmática con los acontecimientos orogénicos de plegamiento de tipo alpino, ni tampoco se los puede vincular a los procesos tectónicos de ajuste de bloques o de tipo germánico. En base a estas características, el propio Stille llama a esta etapa tectónica de tipo híbrido, por considerar que no responde a ninguna, o bien puede establecerse un nexo entre ambas. Los cuerpos plutónicos que se emplazan, lo hacen después de la deformación principal ajustándose a los lineamientos estructurales y tectónicos regionales del cuerpo montañoso plegado, que condicionados a los factores orogénicos de inversión tectónica se instala como elemento positivo o armadura (en el sentido de Borrello) montañosa. Esta circunstancia hace que dichos cuerpos intrusivos no sean de grandes dimensiones como los sinorogénicos. Se emplazan siguiendo las debilidades tectónicas regionales y adoptan un hábito diapírico. Justamente Rittmann (1966) denomina a esta etapa de intrusión, como plutonismo diapírico. El magma penetra o irrumpe bruscamente en el cuerpo sedimentario, creando con éste fenómenos de metamorfismo de contacto. Las rocas sedimentarias son transformadas en rocas leptometamórficas u hornfels, produciéndose en consecuencia las aureolas de contacto que rodean a la masa plutónica. Esta diferenciación litológica tan extrema entre cuerpo y roca de caja, hace que a dichos plutones se los considere de intrusión discordante. Se di-



Ciclos geomagnéticos y geotectónicos desarrollados idealmente en tiempo y espacio según Stille: *Vi*, vulcanismo inicial; *Pi*, plutonismo inicial; *Ps*, plutonismo sinorogénico; *Pie*, plutonismo intercedente; *Vs*, vulcanismo secuente; *Vf*, vulcanismo final.

ferencian notablemente de los plutones sintectónicos, que por haberse instalado en el proceso de deformación tectónica o participar con su emplazamiento del plegamiento, crean fenómenos de metamorfismo dinámico y regional. Se producen en consecuencia, hacia los bordes periféricos del cuerpo ígneo, migmatitas, ectinitas, gneiss granítico, etcétera, estableciéndose un pasaje gradual de tipo litológico entre cuerpo y roca de caja. En estas circunstancias se habla de plutones de intrusión concordante.

Otro factor de distinción para esta fase, es la conexión que puede establecerse entre la roca intrusiva y la extrusiva. Los cuerpos plutónicos intercedentes tienen un emplazamiento subcrustal. Ello incide para que el magma que se instala subcorticalmente, en parte llegue hasta la superficie o muy cerca de ella, produciéndose una conexión entre roca plutónica y volcánica, siendo frecuentes los fenómenos hipabisales de consolidación. Estos cuerpos intrusivos-efusivos son denominados vulcano-plutones, pues es posible observar que un mismo afloramiento ígneo tenga características de una roca plutónica, que puede ir cambiando o variando hacia una verdadera vulcanita. Se hace difícil, según las circunstancias, establecer desde el punto de vista petrográfico el límite de separación entre un granito y una riolita, tomados como extremos de variación ígnea, por los tránsitos litológicos graduales que se advierten en un mismo afloramiento.

La etapa volcánica que antecede a la plutónica, que podría llamarse preintercedente, es de tipo mesosilícico y en general de poca extensión y expansión. El ciclo volcánico posterior responde a un tipo más ácido y adquiere un desarrollo más pronunciado, proyectándose en el tiempo hasta participar o asociarse a los derrames basálticos finales. En ocasiones la etapa volcánica anterior suele faltar o desarrollarse muy escasamente. En otras, la etapa intrusiva se conecta sólo con las vulcanitas posteriores de poco volumen, intruyéndose nuevamente y a continuación plutonitas ácidas, sucedidas otra vez por vulcanitas asociadas al ciclo secuento. El proceso magmático se desenvuelve en tiempo y espacio en forma rítmica, donde el par plutonita-vulcanita se reproduce por repetición. Esta variación del proceso no incide sobre esta fase magmática, sino que confirma la repetición de impulsos comagmáticos de emplazamiento postectónico.

Resulta obvio aclarar que las particularidades anotadas no configuran un cuadro estricto de acontecimientos. Se ha tratado de informar acerca de las características generales y principales de estos plutones intercedentes, o recurrentes, en el período en que la actividad volcánica subsecuente sucede al emplazamiento de los plutones sinorogénicos.

AREAS ANDINAS CON PLUTONISMO INTERCEDENTE

Ajustándonos a los fundamentos dados por Stille, fue encarado el problema del geomagmatismo peripacífico andino del país. Adoptando dicho esquema se realizaron los estudios sobre el plutonismo intercedente, contando en primer término con las observaciones directas en el terreno, en sucesivas campañas geológicas a regiones representativas del país. Revisión y recapitulación de la bibliografía específica juntamente con estudios petrográficos, análisis de las facies volcánicas y datos de geocronología fueron efectuados para el caso tratado en el plan de investigación presente.

Todas estas circunstancias favorecieron el ajuste y dirección del programa trazado y permitieron advertir que el plutonismo intercedente y vulcanismo subsecuente asociado, se desarrollan en las siguientes unidades morfoestructurales del país: Cordillera Oriental de Salta y Jujuy; Cordillera Frontal de San Juan, Mendoza y Neuquén; Cordillera Andina del Sur de Mendoza y Norte de Neuquén y la Cordillera Patagónico-Fueguina. El estudio y análisis del comportamiento particular de esta fase magmática en las estructuras aludidas, su extensión y características, será enfocado unitariamente y tratado en forma independiente.

1. CORDILLERA FRONTAL

Observaciones de campañas geológicas efectuadas por la División Geología a sectores de la Cordillera Frontal, señalaron aspectos magmáticos significativos para enfocar el desarrollo del plutonismo intercedente-subsecuente. Indicaremos las particularidades que permiten establecer esta fase magmática en diversos sectores de esta unidad morfoestructural, contando con las características y el esquema adoptado para este fenómeno.

El ambiente morfoestructural de la Cordillera Frontal está formado por cordones de alta montaña que se extienden al Sur del paralelo 28° Lat. S, los cuales, aproximadamente a lo largo del meridiano 69° y 70°, se prolongan por La Rioja, San Juan y Mendoza proyectándose a la Sierra Pintada de San Rafael hasta alcanzar la parte meridional de Neuquén. Los principales elementos geológicos que la constituyen son sedimentitas de metamorfismo regional bajo a medio integrado por filitas, pizarras, micacitas, ortocuarcitas y areniscas silicificadas.

Las mismas están penetradas por cuerpos ultrabásicos de gabros, serpentinitas y espilitas (fase inicial simaica) asignadas al Precámbrico alto (González Díaz, 1958). Se suceden areniscas, grauvacas y lutitas del Paleozoico inferior?, medio a superior penetradas por cuerpos ígneos ácidos y mesosilíceos conectados a vulcanitas secuentes.

Este plutonismo de la Cordillera Frontal, asignado en parte como variscico (Polanski, 1957), presenta eventualmente los caracteres de un plutonismo sinorogénico. Penetrando las sedimentitas del Paleozoico medio, surge una serie de cuerpos de tipo mesosilíceo integrado por granodioritas, tonalitas, adamellitas y ciertas sienodioritas, separadas en tiempo geológico y circunstancialmente por relaciones de emplazamiento de otros cuerpos plutónicos graníticos y granodioríticos, a los que en general se les asigna una edad que fluctúa entre el Carbónico y Triásico. En ciertos sectores, estos granitos penetran a las rocas señaladas anteriormente, lo que indica una edad relativa más joven para los mismos.

Se podría suponer, y en parte así se lo ha señalado (Polanski, 1966 *c* y *d*) que las granodioritas, tonalitas y adamellitas y aun ciertos granitos blancos, se han instalado en una etapa leptotectónica, coincidentes con una fase orogénica de edad variscica inferior. Como lo han demostrado las dataciones absolutas de que se dispone en la actualidad, de acuerdo con los datos vertidos por Polanski (1966 *d*). Stipanovic (1967) y Dessanti y Caminos (1968), estos cuerpos revelan una edad que oscila entre el Missisipiano y el Pennsylvaniano inferior. Esta mayor edad relativa y una disposición más bien concordante, apunta preventivamente para dichos cuerpos hacia una fase sinorogénica. Pero por otro lado, lo reducido de sus afloramientos, las relaciones que guardan estos cuerpos con los posteriores y con las vulcanitas, tobas y brechas volcánicas de procedencia ácida hasta mesosilíceas, señala una vinculación hacia la asociación de tipo intercedente-subsecuente.

Todos estos cuerpos son locales, arealmente pequeños, sin adquirir la extensión de los batolitos sinorogénicos. Además producen aureolas de contacto con las rocas de caja y se adaptan a los planos de orientación estructural coincidentes con las características de los plutones intercedentes. Otra particularidad consiste en la ausencia de fenómenos de foliación, laminación, cataclasis, etc. (Caminos, 1965), que indican falta total de factores dinámicos o estructurales. Estos rasgos son propios de los movimientos de la masa ígnea durante su emplazamiento o posterior consolidación.

Examinando más detenidamente las condiciones geológicas del tramo de la Cordillera Frontal en la provincia de Mendoza (Cordón del Plata y Portillo), se advierten rocas asignadas al Precámbrico y sedimentitas del Paleozoico medio a superior penetradas por plutonitas mesosilíceas. Algunas de estas rocas corresponden a tonalitas y granodioritas que a su vez están relacionadas con granitos, que por penetrar a sedimentitas del Carbónico son asignadas al Pérmico inferior. Ambos tipos de rocas plutónicas se conectan con manifestaciones volcánicas constituidas por andesitas, riocacitas, dacitas, basaltos, brechas y diques de procedencia ácida hasta mesosilícea.

En el Cordón del Carrizalito, la tonalita datada en 334 m.a. (Dessanti y Caminos, *op. cit.*), penetra a la Formación Las Lagunitas. A su vez ambas son penetradas por un granito rojo de edad relativa más joven y sucedidos por la Asociación Volcánica de La Totora (*sic*), tal como fuera adelantado por Dessanti (1967).

Estos cuerpos plutónicos alcanzan el extremo meridional de la Precordillera y es así como en Cacheuta, discordantemente sobre sedimentos de Paleozoico medio se instalan granodioritas, que han sido asimiladas a la Tonalita Carrizalito por Dessanti y Caminos (*op. cit.*). Precisamente el granito de Cacheuta, datado en 269 m. a. intruye a la granodiorita (Rossi, 1947) y a las vulcanitas de tipo riocacítico, andesítico y basandesítico (Dessanti y Caminos, *op. cit.*). En este y otros ejemplos los plutones no revelan en sus contactos rocas de mezcla, siendo comunes las aureolas de contacto con hornfels y rocas leptometamórficas que fueran señaladas por Stappenbeck (1910) en la falda oriental de la Cordillera del Plata como su Paleozoico inferior metamorfizado.

Sorprendentes características de implantación de plutones intercedentes, coincidentes con las particularidades anotadas muestran los cordones de Colangüil, La Punilla y San Guillermo en el extremo Noroeste de la provincia de San Juan. Los estudios de Quartino y Zardini (1967) han señalado que estas serranías están constituidas por sedimentitas de edad devónica y carbónica muy plegadas y dislocadas. Han podido constatar estos autores que el ciclo magmático comienza con rocas de tipo andesítico y riocacitas. Se suceden temporalmente las rocas intrusivas en las que el par granodiorita-granito se repite con enorme frecuencia. Se pueden citar como ejemplo la granodiorita y granito de Agua Negra, la granodiorita de Las Pircas y el granito de Las Juntas. La fase magmática de emplazamiento finaliza con la Formación Eruptiva Vicuñitas constituida por pórfidos de cuarzo, y

diques de pórfiro riolítico, dacítico y dolerítico. Similar proyección de emplazamiento se evidencia en La Rioja (Borrello, 1964 c). Entre el río Blanco y Pucha-Pucha, el Paleozoico inferior a medio es penetrado por granodioritas y granitos, sucedidos por riolitas, ignimbritas y andesitas que hacia el paso del Agua Negra, en San Juan, desarrollan gran potencia y constituyen las altas cumbres sobre el límite internacional.

En el borde sudoeste de esta provincia, en la zona del alto río de Los Patos, estas rocas constituyen la Formación Volcánica Horcajo (Mirre, 1966) que totalizan una potencia cercana a los 1500 m y están constituidas por vitrófros, ignimbritas, riolitas y tobas. Igual condición señalan las cordilleras de Ansilta, Conconta y Santa Rosa en San Juan. Estas vulcanitas y rocas piroclásticas asociadas se extienden hacia el territorio chileno con gran potencia de conjunto y constituyen el substratum de los sedimentos mesozoicos en la Cordillera Principal.

La Cordillera del Viento, extremo meridional de la Cordillera Frontal, en la provincia de Neuquén, ofrece parecidas características. La Serie de Andacollo (Zöllner y Amos, 1954) de edad carbónica, en parte tobífera con diques de andesitas y riolitas, está atravesada por granodioritas y granitos que han producido aureolas de contacto, sucedidas por las rocas de la Serie Porfírica Triásica de gran extensión y potencia. Similares características lucen la confluencia de los arroyos Nahueve y Buraleo, donde masas de pórfidos riolíticos hallanse penetrados por granodioritas (Salso, 1950).

Este esquema de distribución geográfica y secuencia temporal de eruptividad en la Cordillera Frontal, presentada en los ejemplos anteriores, revela la íntima asociación entre las vulcanitas secuentes y el plutonismo conectado con ellas. Se advierte además que la relación temporal granodiorita-granito no constituye un ejemplo aislado de todo este sector, por lo que hay que relacionarlos al proceso magmático a pesar de que en edad sean distintos. Esto obedece sobre todo a la repetición de los impulsos magmáticos durante el emplazamiento de los cuerpos plutónicos de gran extensión regional.

La presencia de una fase subsecuente-intercedente en la Cordillera Frontal, plantea un problema que debe ser mencionado y es el relacionado con la evolución geotectónica y los movimientos orogénicos delimitan los períodos intercedentes. Evidentemente no se cuenta con elementos analíticos como para dilucidar la génesis de los movimientos orogénicos. Cuando ello ocurra se dispondrá de poderosos argumentos

para establecer la génesis e implantación de los cuerpos plutónicos y las vulcanitas asociadas.

La Cordillera Frontal configura a partir del Carbónico condiciones de regeneración postorogénica que es aquella que tiene lugar en las estructuras ortogeosinclinales, después del plegamiento y a continuación del magmatismo sinorogénico. A consecuencia de dicha regeneración ciertas regiones del flanco oriental de la Cordillera Frontal deben haber mantenido un comportamiento geoanticlinal, como para que, antes y durante el derrame de las vulcanitas siálicas, se produjeran fenómenos localizados de erosión areal y que a la postre se tradujera en la finalización del régimen de depositación del flysch. En sectores del Cordón del Plata, Portillo, Cordillera del Viento, Sierra Pintada de San Rafael y aun la misma Precordillera en su borde septentrional, están comprobados niveles conglomerádicos y fanglomerádicos escasos subyacentes de vulcanitas. Conglomerado Las Pircas (Harrington, 1941); Grupo del Anfiteatro (Rodríguez, 1955); Conglomerado Basal (Pascual y Armando, 1949); Conglomerado Santa Clara (Fernández, 1955); Conglomerado del río Blanco (Caminos, *op. cit.*) entre otros, constituyen ejemplos objetivos.

Establecer el ordenamiento de las fases o secuencias orogénicas del ciclo tectónico variscico o hercínico es un problema que no ha tenido una real solución y que se evidencia cuando los distintos autores que han tratado el problema no coinciden en sus conclusiones. Evidentemente la época variscica se ha caracterizado por la sucesión de impulsos orogénicos que han creado condiciones de implantación magmática tal, que estos cuerpos plutónicos y volcánicos se desarrollen del Carbónico al Triásico. Es así como se puede evidenciar una secuencia de asociación plutónica-volcánica que se repite hasta tres veces dentro de los límites temporales indicados. Las relaciones de campo y las dataciones geocronológicas confirman que tal complejo cuadro de emplazamiento magmático se proyecta en tiempo y espacio geológicos. Este magmatismo indicado como variscico en sentido amplio se condiciona de igual forma en la Argentina y en Chile. En la Cordillera de la Costa, como en la prolongación en dicho país de la Cordillera Frontal en su ámbito original se revelan cuerpos magmáticos que responden a la fase intercedente-subsecuente de edad variscica. Contamos en la actualidad con una serie de dataciones absolutas que ponen en evidencia la proyección de esta fase magmática y su vinculación con el ciclo orogénico al que hemos hecho referencia (cuadro 1). Los datos absolutos para las rocas chilenas han sido tomados de Ruiz, C. *et al.*, 1960, y Levi, B. *et al.*, 1963.

CUADRO I. — Dataciones absolutas para los tiempos variscicos de Argentina y Chile

Edad S/ Kulp 1960	M. A.	Loca y lugar	Método	País	
Tr.	S	80			
		194 — 25	Granito, Cerro Chinito, Malargüe	Rb/Sr	Argentina
	M	200 — 10	Tonalita, Stock Qnsbrada de Guevara	K/Ar	Argentina
	I	219 — 20	Granito, Atacama	Pb/alfa	Chile
Pm.		226 — 25	Granito, Caldera, Atacama	Pb/alfa	Chile
	S	231 — 11	Tonalita, Stock Quebrada de Guevara	K/Ar	Argentina
		237 — 20	Granito gráfico, Agua de la Chilena	Rb/Sr	Argentina
		238 — 25	Granito, Quintero, Atacama	Pb/alfa	Chile
		248 — 25	Granito, Salar Pederna, Atacama	Pb/alfa	Chile
	I	265 — 30	Granito, Juntas, río Copiapó	Pb/alfa	Chile
		269 — 13	Granito Cacheuta, Mendoza	Rb/Sr	Argentina
		270 — 80	Granito porfirico, Quisco Norte	Pb/alfa	Chile
		276 — 14	Toba riolítica, El Nihuil	K/Ar	Argentina
		280 — 50	Granito, Cerro Veteado	Pb/alfa	Chile
Cb.		287 — 20	Tonalita, La Puntilla	Pb/alfa	Chile
	S	306 — 30	Granito, Rivadavia, Atacama	Pb/alfa	Chile
		310 — 35	Tonalita, Quisco, Valparaíso	Pb/alfa	Chile
		320 — 35	Tonalita, Algarrobo, Valparaíso	Pb/alfa	Chile
		334 — 17	Tonalita, Carrizalito, Mendoza	K/Ar	Argentina
	I	340 — 40	Tonalita, Posada de los Hidaigos	Pb/alfa	Chile
		325			
		345			

El ordenamiento de los datos de edad absoluta disponibles al presente, de rocas plutónicas volcánicas y piroclásticas confirman la sucesión de eventos magmáticos del Carbónico inferior al Triásico medio a superior. Dentro de este cuadro magmático y fuera de los posibles cuerpos mesosilíceos vinculados al plutonismo sinorogénico de carácter tardío, los demás fenómenos son de emplazamiento propio y caracterizan la fase intercedente-subsecuente.

2. CORDILLERA ORIENTAL

Conectado al desarrollo de una fase intercedente-subsecuente de carácter paleozoico, debemos mencionar provisoriamente al que en el ambiente de la Cordillera Oriental, se desarrolla en las provincias de Salta y Jujuy, con el nombre de Granito Hornillos (Turner, 1964). La conexión de dicho cuerpo a esta fase, sería evidente, pues la plutonización que ha sufrido la Sierra de Santa Victoria y zonas adyacentes, luce un desarrollo particular.

El análisis del proceso magmático total producido en su medio, ofrece alternativas que hacen difícil confirmar sus fases. Esta inseguridad se traduce también en la dificultad de poder dilucidar si dentro del cuadro magmático es posible confirmar manifestaciones de la fase sinorogénica propiamente dicha. Para poder obviar y aclarar estas dudas recurrimos al estudio de sus componentes geológicos, de acuerdo con la estratigrafía propuesta por Turner (*op cit.*), para el ámbito de la Sierra de Santa Victoria y áreas vecinas.

El terreno más antiguo reconocido por este autor lo constituye la Formación Puncoviscana asignada al Precámbrico. Está constituida por esquistos cuarcíticos, pizarras y filitas de tonos grises a verdosos, con metamorfismo muy leve. Estas rocas están atravesadas por la Formación Cañaní, constituida por una granodiorita de grano mediano a grueso, de color gris claro, con diferencias entre granito y tonalita. Estas rocas serían las manifestaciones más orientales de semejantes tipos litológicos ígneos precámbricos que, desde la Puna y hacia el Este, se desarrollan en fajas irregulares de rumbo andino. Nos referimos a los cuerpos plutónicos representados principalmente por el nevado de Cachi y el sector de Tastil. Este último datado por Rb/Sr sobre ortoclasa y biotita, ofreció una edad promedio de 530 m.a. Esta cifra que configura una edad para el tiempo cámbrico, de ninguna manera lo aleja del proceso magmático de edad precámbrica, correspondiente a la era geotectónica Protoídica (Borrello), pues posible-

mente dicha edad responda al último proceso metamórfico sufrido por dicho cuerpo.

La vinculación entre la Granodiorita Cañaní y estos cuerpos evidencia una relación a la fase magmática de tipo sinorogénico, por simple extensión del proceso magmático que sucede en el área desde el Precámbrico. Esta suposición en parte se desvanece un tanto, pues las sedimentitas de la Formación Puncoviscana lucen aureolas de contacto muy reducidas, con la presencia de cornubianitas y rocas leptometamórficas. Turner considera que es un cuerpo de tipo apotectónico, lo que lo aleja de suponer para el mismo un proceso sintectónico y tratarlo más bien como un intercedente prematuro, por sus contactos discordantes y ausencia total de fenómenos de gneissificación en sus contornos. Al mismo tiempo considerarlo intercedente resulta forzado pues no presenta evidencias del vulcanismo final que lo acompaña y como hemos visto es típico de esta fase magmática.

Caracteres más típicamente intercedentes revelan el Granito Hornillos, pero sus afloramientos tan reducidos limitan y retacean la confirmación de esta fase. Las rocas ígneas de este cuerpo atraviesan a las sedimentitas cámbricas constituidas por el Grupo Mesón y aparentemente a las rocas ordovícicas del Grupo Santa Victoria. Este cuerpo situado al Sur de la Quebrada Hornillos en la Cordillera Oriental señala en su composición a rocas de las sienodioritas, tonalitas y granitos. Limitado hacia el Sur por una falla revela en sus contornos restantes una disposición discordante con las sedimentitas que penetra, produciendo en las mismas signos de metamorfismo de contacto. Las rocas hipabisales y volcánicas que acompañan al emplazamiento plutónico tienen una más amplia expansión y desarrollo.

El cortejo de rocas volcánicas se desarrolla hacia la Cordillera de Escaya y el Sur, donde se han citado en Iruya (Vilela, 1961), están constituidas por filones capas dentro de la parte basal de la Formación Lizoite (Cámbrico inferior) y por diques y filones que cortan a las rocas precámbricas, a las sedimentitas paleozoicas plegadas y a la misma masa plutónica, por lo que supone una edad relativa más joven que el emplazamiento intrusivo. Sus principales tipos litológicos lo constituyen pórfidos traquiandesíticos, pórfidos andesíticos, andesitas, microdioritas, riodacitas, dacitas, basaltos y filones de cuarzo.

La participación y vinculación de las rocas intrusivas y efusivas, sus contactos discordantes y fenómenos de metamorfismo de contacto ofrece una orientación hacia la fase intercedente-subsecuente, que estamos considerando. Pero lo escaso de sus afloramientos reduce un tanto esta suposición.

A este cuerpo plutónico y a sus vulcanitas asociadas se les ha señalado una edad que se sitúa entre el Carbónico y el Pérmico, en relación con la magnitud regional que desarrollan las fases orogénicas de los tiempos hercínicos y por sus relaciones geológicas relativas. Ultimamente el mismo Turner (1965) llega a suponer para este cuerpo plutónico y sus rocas asociadas una edad más antigua (Silúrica ?), que relaciona con la fase Tacónica de los movimientos Caledónicos, pues las sedimentitas de la Formación Mecoyita (Silúrica) y las de la Formación Lipeón (Devónica) no presentan los diques volcánicos atravesando sus rocas.

De confirmarse esta suposición, este cuerpo señalaría una vinculación más estrecha con el proceso magmático del Precámbrico y no del Paleozoico. Es de considerar que la región que nos ocupa demuestra en su desenvolvimiento magmático muchas particularidades, que nos acercan hacia un determinado tipo de emplazamiento, pero que al mismo tiempo crea dudas, por las pocas evidencias de peso y por las variables que ofrece el cuadro geomagmático. Dejando abierta la posibilidad para mejores argumentos, se estima tentativamente que existe un proceso de tipo sinorogénico tardío, poco evidente, al que se agrega un intercedente-subsecuente de escasa manifestación regional. Posiblemente dataciones absolutas brinden argumentos más valederos que se traducirían en un acercamiento a la edad de emplazamiento y a una real determinación de las fases magmáticas.

3. CORDILLERA ANDINA DE MENDOZA Y NEUQUÉN

Los tiempos mesozoicos y cenozoicos merecieron una consideración específica en razón de evidenciar en sus procesos de evolución orogénica asociaciones de rocas vulcaníticas secuentes y cuerpos plutónicos de tipo intercedente. La Cordillera Andina del Sur de Mendoza y Norte de Neuquén muestra en su desarrollo rocas volcánicas e intrusivas del Terciario inferior correspondientes a las unidades creadas por Groeber (1946 y 1947) como Mollelitense y Palaocolitense. Con estos dos nombres son indicados conjuntos de cuerpos intrusivos y rocas volcánicas y piroclásticas asociadas que desde la Sierra Nevada al Sur del río Diamante se prolongan hasta la parte septentrional de Neuquén, a la altura de Chos Malal, y desde el límite internacional se desarrollan hacia el Este, correspondiendo a la Sierra de Palao Co sus afloramientos más orientales.

Su edad terciaria inferior a media circunscripta al Oligoceno y

Mioceno inferior, queda argumentada pues estas rocas atraviesan sedimentos del Cretácico superior y Paleoceno (Diamantiano-Malalhueyano-Chilelense) y están cubiertas por sedimentos y rocas volcánicas del Mioceno superior y Plioceno (Coyocholitense-Huinecalense).

Las observaciones de campaña, la analogía de acontecimientos y la aplicación de las características para las fases secuentes-intercedentes, indican para estas entidades una vinculación al esquema que estamos tratando.

En la racionalización del esquema hay que anexar algunas consideraciones estratigráficas de carácter cronológico que permiten comprender en conjunto la proyección temporal de la fase magmática tratada. Si bien el Mollelense está integrado por manifestaciones efusivas e intrusivas las primeras están muy condicionadas a las segundas y otro tanto acontece para el Palaocolitense pero a la inversa, es decir las rocas plutónicas están subordinadas a los derrames volcánicos y piroclásticos asociados. Los cuerpos plutónicos del Palaocolitense son propios de una etapa anterior en partes concomitantes al derrame lávico, evidenciando una continuación del fenómeno intrusivo del Mollelense. Las manifestaciones efusivas de esta entidad participan o resultan anteriores al proceso intrusivo pertinente. Resulta evidente que el proceso efusivo terciario, en forma general, se desarrolla en dos etapas, entre las cuales se instalan los cuerpos intrusivos mencionados. El mismo Groeber (1951) adelanta la idea de separar los cuerpos plutónicos de los derrames volcánicos anteriores y posteriores al considerar que esta etapa intrusiva se podría denominar de acuerdo a su esquema como Domuyolitense. Las relaciones de campo demuestran que algunos de ellos resultan anteriores al derrame lávico y otros son ligeramente posteriores. Esta posible desarmonía no modifica las características de esta fase y concuerda con la repetición de los impulsos de emplazamientos comagmáticos. Los afloramientos de rocas intrusivas no poseen grandes dimensiones y se disponen configurando pequeños macizos y stocks. Son frecuentes también las manifestaciones hipabisales o filones con variaciones de granito a riolitas o de adameilitas a dacitas, que responden como vemos a las características de los volcanes-plutones que son como se ha mencionado una particularidad de los plutones intercedentes. Gerth (1931) ha brindado una idea anterior sobre la distribución de las rocas semejantes entre los ríos Grande y Diamante de Mendoza.

Los ejemplos que se pueden ofrecer del comportamiento plutónico-filoniano de estas rocas es realmente ilustrativo, demostrando la im-

plantación subcrustal del magma. Los cerros Palao y Domuyo de composición adamellítica están ligados entre sí por masas intrusivas de dacitas y andesitas. La composición de los mismos indica una preponderancia hacia las rocas de tipo mesosilíceo y ácido. Los núcleos de la Sierra Nevada, Dedos de Fraile, Choicas, Mari Mahuida y otros se componen de tonalitas y dioritas cuarcíferas, mientras que el Domuyo, Palao, Palao Co y otros se componen de rocas adamellíticas, graníticas y granodioríticas.

Se advierten tránsitos graduales entre uno y otro tipo de roca y con las vulcanitas del conjunto. La mencionada cumbre tonalítica de Dedos de Fraile muestra en sus faldeos a rocas señaladas como pórfiros graníticos, pórfiros tonalíticos y pórfiros granodioríticos. Estas rocas intruyen a las sedimentitas del Mesozoico y Terciario inferior, plegadas y deformadas tectónicamente. Las relaciones entre roca intrusiva y roca de caja no son complejas, pues se han instalado a continuación de la deformación principal creando los efectos del metamorfismo de contacto y aprovechando las debilidades tectónicas regionales. Así, el macizo intrusivo del Cerro Domuyo, está intruido sobre la falda oriental de la Cordillera del Viento, siguiendo al parecer una adaptación de planos de discontinuidad estructural. El núcleo interno de tipo adamellítico que forma la parte alta de la elevación, ha levantado no sólo a las sedimentitas del Cretácico que lo rodean en todo su perímetro, sino también a las coladas de andesita augítica anteriores al emplazamiento aludido. Los contactos que guardan entre sí muestran relaciones de aguda discordancia, desarrollando en su perímetro un sistema de fallas, como si la roca encajante hubiera aprovechado los planos de debilidad creados por el plegamiento anterior. Periféricamente y hacia su flanco austral se distribuyen manifestaciones a un granito gráfico de carácter filoniano.

El Cerro Palao ubicado hacia el Sur de la cumbre anterior es de igual índole. Un núcleo adamellítico hasta dacítico levanta a los sedimentos mesozoicos de su periferia y rocas intermedias que partiendo de su núcleo atraviesan a estas últimas. Sorprende en estos ejemplos el comportamiento del magma. El mismo asciende aprovechando los planos de menor resistencia tectónica y se instala subcrustalmente a manera de "tapón" diapírico, enfriándose lentamente para dar lugar a la plutonita y transformar a las rocas de caja por el efecto térmico. Igualmente parte del magma puede instalarse más subcorticalmente dando lugar a las rocas filonianas y aún derramarse al exterior. La vinculación entre la roca intrusiva y extrusiva es manifiesta señalando

una particularidad de la fase magmática. El desarrollo volcánico de tipo subsecuente se manifiesta con anterioridad al proceso intrusivo por el derrame de andesitas y riolacitas que tienen poca expansión. Más representativo es el proceso lávico posterior que se proyecta no sólo en el Palaocolitense, sino que se continúa en el Tristecense y Huincalicense (Groeber). Los derrames volcánicos y los cuerpos filonianos son reemplazados y suplantados en parte por las brechas, conglomerados, cineritas, tobas e ignimbritas asociadas que poseen gran desarrollo areal y espacial.

Este vulcanismo posee derrames y coladas de basalto que anuncian el preludio del régimen vulcanítico final simático. Dentro de este complejo no faltan rocas como traquitas, riolitas, dacitas y riolacitas, respectivamente.

Esta fase magmática se proyecta hacia Chile, en los Andes Centrales del país trasandino. La Formación de los Farellones (Muñoz Cristi, 1956), de edad cretácica superior a paleocena está compuesta por unos 2.000 m de andesitas efusivas, piroclastitas, riolitas, basaltos y sedimentos límnicos intercalados. Esta formación que se reparte por las provincias centrales de Chile sin que se conozca hasta el presente la extensión total de ella, hállase penetrada en diversos sectores por cuerpos intrusivos de adamellitas, granitos y granodioritas que lucen

CUADRO II

Dataciones absolutas de los tiempos cenozoicos en Chile Central

Edad (S/ Kulp, 1960)	M. A.	Roca y lugar	Métodos	País
23				
Olig.	30a — 20	Adamellita, Estero Rie-cillos Aconcagua	Pb/alfa	Chile
35				
Tc.				
Eoc.	50 — 20	Granodiorita, Estero Chacayes, Aconcagua	Pb/alfa	Chile
55				
Paleoc.				
70				

típicamente como intercedentes. De dos de estos cuerpos de la provincia de Aconcagua se cuenta con dataciones absolutas por el método de Plomo/alfa que indican edades para el Eoceno medio y Oligoceno respectivamente (cuadro II).

La localización de esta fase intercedente-subsecuente, señala la vinculación que existe con los procesos tectónicos. La iniciación de los movimientos andinos han condicionado y delimitado este período de subsecuencia. Si bien el efecto estructural y orogénico de este diastrofismo creó el cuadro tectónico de plegamientos fuertes, no se descarta la participación en este cuadro de los movimientos intersenonianos que adquieren gran importancia en la parte occidental del Geosinclinal andino y en la Cordillera de la Costa del país vecino.

4. CORDILLERA PATAGÓNICO-FUEGUINA

Esta región morfoestructural compleja muestra en su desenvolvimiento aspectos que permiten señalarla como una región donde los fenómenos del vulcanismo subsecuente y plutonismo intercedente relacionados a problemas de magmatismo geosinclinal revelan los caracteres de este tipo de asociación. El área pertinente corresponde al geosinclinal patagónico fueguino que en forma de óvalo se desarrolla desde el paralelo de 40° Lat. S hasta la Isla de los Estados, con fuerte encorvamiento geotectónico desde el paralelo de 52° Lat. S. Participan en su constitución geológica capas marinas y continentales cuya edad fluctúa entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior a superior (Feruglio, 1949). Son sedimentos de tipo pelítico-psamítico, transformados en parte por metamorfismo dinámico y alcanzan gran desarrollo hacia el archipiélago chileno. Asociados a ellas se presentan las manifestaciones del vulcanismo inicial básico de tipo ofiolítico. Hacia la parte continental (entre los lagos San Martín y Buenos Aires), surgen sedimentos del Paleozoico superior sobre los que discordantemente se apoya la Serie Porfírica Pretitoniense (Riggs, A. C., 1934). Se suceden los sedimentos jurásicos y cretácicos que pasan en transición al complejo Titonense-Turonense, el que culmina en la comarca con los terrenos marinos del Senoniano-Daniano.

Intruyendo por sectores a estos complejos sedimentarios, tanto en la parte fueguina como en la patagónica, se disponen cuerpos ígneos que se escalonan desde Tierra del Fuego, pasan al archipiélago chileno y se continúan en la parte continental andina. Estas masas de la llamada Cordillera Principal Patagónica se prolongan aflorando en la región

del límite argentino chileno y llegan hasta la latitud de Neuquén en la Argentina.

Estos cuerpos emergen en forma de macizos relativamente continuos, de poca extensión areal, discontinuos entre sí, pero relacionados por su composición. El problema se ha planteado en poder diferenciar si dentro de este complejo cuadro de plutonización regional los cuerpos que lo constituyen tienen diferente composición y edad. Contando con las características de implantación de las fases geomagmáticas y las relaciones del cuadro stratigráfico geológico de emplazamiento plutónico, podremos acercarnos al problema aunque el mismo diste mucho de estar resuelto. Poder diferenciar si ciertos cuerpos corresponden a una fase sinorogénica y otros a la intercedente nos permitirá aproximarnos a la edad relativa de la intrusión y de esa forma separarlos en tiempo y edad de génesis.

En la zona fueguina, los granitos de la Cordillera Darwin y Cerro Svea intruyen a las sedimentitas de la Formación Yaghan y Buckland de edad dentro del Neojurásico-Eocretácico (Borrello, 1968). Corresponden a una fase sinorogénica de emplazamiento sintectónico. La consolidación del magma que dio origen a los cuerpos se ha producido al mismo tiempo que el plegamiento y si bien se pueden evidenciar los efectos térmicos sobre los depósitos sedimentarios, éste aparece subordinado en relación al dinámico. Son frecuentes los fenómenos de recristalización tanto en el cuerpo intrusivo como en las sedimentitas. Abundan los gneises graníticos y los productos del complejo magmático de inyección y recristalización que producen la llamada cáscara gneíssica que circunscribe a este tipo de plutones. Configura de esta manera un límite concordante, transicional entre roca encajante y sedimentaria, particular y característico de estos cuerpos sintectónicos. La edad de la intrusión, copartícipe del plegamiento, señalaría para esta fase de emplazamiento una edad neocomiana superior. El carácter dinometamórfico y su posición a lo largo del eje geosinclinal es otro argumento en favor de esta fase magmática.¹

Junto con estos cuerpos pertenecientes a la fase magmática aludida, existen otros que desde el Sur del Canal de Beagle (Islas Navarino y Hoste) hacia el extremo occidental de la Isla Grande de Tierra del

¹ Estas rocas constituyen las llamadas por Kranck (1932) Granitos de la Cordillera Principal y son las que el autor separa incuestionablemente de las Dioritas Andinas o Batolito Patagónico, aunque considera que ambas provienen de un mismo magma original.

Fuego (Canal de Magallanes), continuándose peripacíficamente por el archipiélago chileno, alcanzan la zona continental hasta el Golfo de Penas (49° Lat. S). Constituyen lo que se ha designado con el nombre de "Batolito Patagónico". La masa intrusiva batolítica aludida aflora a lo largo del eje en la vertiente occidental de la Cordillera Patagónica. Está integrado en general por rocas plutónicas entre tonalitas y granodioritas en la masa principal, con derivados ácidos de granito y básicos de gabros y anfibolitas. No faltan tampoco las rocas hipabisales como dioritas cuarcíferas, kersantitas y aplitas, siendo poco frecuentes las pegmatitas.

La edad de intrusión de este batolito ha sido referida por unos al Terciario, y por otros al Cretácico. Recientemente Cecioni (1957) ha podido demostrar que esta intrusión es posterior a la fase orogénica subherciniana (Turoniano-Coniaciano) y anterior al más bajo Maestrichtiano o más alto Campaniano. Con todo, en la repartición regional tan extensa de este batolito, el cuadro de plutonización se proyecta anteriormente y posteriormente a la edad fijada para el mismo.¹

Quedan como satélites rezagados de este cuerpo mayor, las masas lacolíticas menores que en la parte chilena constituyen los montes Balmaceda, Paine, Donoso y Fitz Roy y San Lorenzo en la región del límite internacional. Todos estos cuerpos están integrados por dioritas, granodioritas y monzonitas al igual que los cuerpos del Batolito en el archipiélago. Un examen más minucioso de los cuerpos mencionados (Balmaceda, Paine y Fitz Roy) indican que los esquistos que lo rodean se presentan parcialmente migmatizados y granitizados en la zona del contacto inmediato. A su vez la masa interna de los mismos evidencia señales de fluidez y cataclasis. Al lado de estas características, que señalarían para estos cuerpos una vinculación hacia una fase sinorogénica, encontramos ciertas contradicciones. El mismo monte Paine en el Sur de Chile, cuyo núcleo central corresponde a una diorita cuarcífera, pasa gradualmente en su periferia a una roca más ácida y de grano fino aplítico. Del mismo parten diques de pórfidos graníticos que atraviesan su masa y la de las sedimentitas mesozoicas ya plegadas. Otro tanto acontece con los cuerpos granodioríticos que van desde el Cerro Hewepen a la Sierra de Sorondo al Sur del Lago Fagnano en Tierra del Fuego. Estos cuerpos por su composición y su situación más avanzada hacia el Este indicarían una vinculación hacia una fase sinorogé-

¹ Los geólogos chilenos consideran que esta masa plutónica se proyectaría por el centro y norte de Chile, configurando el llamado Batolito Andino.

nica tardía, distinta en carácter y edad a la de la fueguina. Se puede suponer que la edad del emplazamiento es cretácica media (Cenomaniano-Turoniano) coincidentes con los movimientos intersenonianos de referencia.

Al lado de estos cuerpos existen otros como el Cerro Murallón, San Lorenzo, Belgrano, Ferrier, los granitos del valle del río Aysen, río Yelcho, río Puelo, Bellavista y otros, sólo para indicar algunos de los más representativos de Sur a Norte hasta la latitud de Neuquén, que asoma como decididamente intercedente. Casi todos ellos transforman a las sedimentitas que los rodean por efecto del metamorfismo térmico. Su emplazamiento ha ocurrido después del plegamiento de la masa sedimentaria que penetra, destacando las características discordantes de los mismos. Del Cerro Moyano parten filones lamprófiros, riolíticos y andesíticos que cortan a los granitos del cuerpo intrusivo y a las sedimentitas mesozoicas, pero que no penetran en las capas del Patagoniano (Oligoceno-Mioceno) que se asientan en discordancia paralela sobre el complejo sedimentario cretácico. Además desde el Cerro San Lorenzo, Santa Cruz, estos cuerpos señalan estrecha vinculación con la llamada Serie Andesítica Eógena indicada por Riggi, J. C. (1958) como vulcanita del Cerro San Lorenzo. Esta manifestación vulcanítica que alcanza enorme expansión y desarrollo hacia la parte septentrional de la Cordillera Patagónica corresponde al derrame lávico secuente que acompaña a la fase intercedente. Este complejo está integrado por manifestaciones efusivas de lavas liparíticas, riolíticas, andesíticas y basálticas, aunque la faz piroclástica del mismo es tan manifiesta que por sectores reemplaza a las otras manifestaciones efusivas.

Es obvio admitir que durante el lapso que media entre Cretácico medio y Terciario inferior, se ha producido una plutonización que configura una vez más el cuadro de impulsos comagmáticos de repartición temporal.

En esta distribución, algunos cuerpos indicarían una vinculación hacia una fase sinorogénica tardía coincidente con los movimientos intersenonianos y otros hacia una fase intercedente subsecuente en correspondencia con los preludios de los movimientos andinos. Si acudimos nuevamente a las dataciones radiométricas que se cuentan en la actualidad para los cuerpos desarrollados en territorio chileno comprobaremos esta suposición (cuadro III). Todos estos cuerpos penetran formaciones asignadas al Cretácico superior por los geólogos chilenos y la adamellita fechada en 60 m.a. no es la excepción, por lo que cabría suponer que su edad absoluta es cuestionable, o bien puede res-

CUADRO III

Dataciones absolutas de los tiempos mesozoicos en Chile Austral

Era (S/ Kulp, 1960)	M. A.	Roca y lugar	Método	País
Te. Paleoceno	55	Adamellita, Isla Providencia, Magallanes	Pb/alfa	Chile
	70			
S	90	Adamellita, Lago Colico, Paso Cantin	Pb/alfa	Chile
		Granodiorita, Mallín de Icalma, Malleco	Pb/alfa	Chile
		Granodiorita, Quebrada Facunto, Malleco	Pb/alfa	Chile
Kr	90 — 10	Microadamellita, Juan de Morales, Tarapacá	Pb/alfa	Chile
	95 — 10	Granodiorita, Huara, Tarapacá	Pb/alfa	Chile
	100 — 10	Adamellita, Los Loros, Atacama	Pb/alfa	Chile
M	105 — 10			
	120			
I	135			

ponder a la finalización de los impulsos magmáticos de emplazamiento temporal. Sintetizando se echa de ver que la Cordillera Patagónica y Fueguina revela un cuadro de magmatismo complejo que incluye a las fases sinorogénicas e intercedentes, con un emplazamiento intermedio que está más de acuerdo con un sinorogénico tardío. La confirmación de este cuadro dentro del cual pueden ser incluidos algunos cuerpos del Norte de la Patagonia (Granito Piltriquitrón), y otros del Sur de Mendoza, depende de las futuras mediciones de edades geológicas absolutas.

CONCLUSIONES

Los estudios realizados surgidos en la aplicación del plan seguido y la valoración de las investigaciones modernas hacia las zonas de movilidad geosinclinal evidencian una serie de particularidades cuando las referimos como en este caso a nuestras estructuras andinas de movilidad geosinclinal.

La implantación de una fase intercedente subsecuente en ciertas áreas montañosas es una realidad evidente que permite, aparte de admitirla como tal, extraer una serie de consideraciones.

Una de las más importantes por las implicaciones presentes y futuras reside en la total vinculación que existe entre estos fenómenos intercedentes subsecuentes y el desarrollo de una tectónica geosinclinal posterior a la tectónica principal o de efecto póstumo o retardado de la misma. Argand emplea el término de tectónica de fondo para explicar la acción de los movimientos verticales de la corteza y deformación cortical y que serían los responsables de esta implantación magmática, y en tal sentido Rittmann (*op. cit.*) la vincula con esta tectónica que es la responsable de la implantación del plutonismo intercedente de carácter diapírico.

Resulta actualmente dificultoso intentar sistematizar la génesis de los procesos tectónicos que condicionan este tipo de emplazamiento pues los mismos evidencian un desarrollo temporal y espacial amplio. El mecanismo que en profundidad crea la implantación de un nuevo desarrollo intrusivo de tipo ácido no se conoce con certeza. Parecería que todo o parte del material ígneo aprovechara los efectos posttectónicos de la orogénesis principal. Irrumpe y se instala intrusiva y extrusivamente para dar a una estructura montañosa el cemento o aglutinante que a ésta le falta para que pueda desarrollarse totalmente y llegar a su consolidación y eratonización definitiva. De cualquier

manera la temporalidad del efecto intrusivo y extrusivo obedece a una misma causa orogénica y ello se evidencia pues los cuerpos se disponen siguiendo las líneas estructurales y tectónicas regionales del cuerpo de la montaña en el cual están instalados.

En los ejemplos dados para los tiempos paleozoicos surge que la fase magmática considerada está en vinculación con los procesos geotectónicos del Neopaleozoico que condicionaron la instalación de estos cuerpos para que se cumpla como hemos visto en tiempos que van del Carbonífero inferior al Triásico. Trasladándonos a los tiempos indican que hay una relación entre los mismos y los cuerpos magmáticos asociados que introducen en el esquema ejemplos que van desde el Cretácico superior al Terciario inferior.

Una característica de esta fase que se evidencia de nuestras estructuras geosinclinales consiste en la enorme importancia, desarrollo y expansión que adquieren las rocas piroclásticas que en ciertos lugares reemplazan al proceso lávico secuente.

Se echa de ver pues que la expansión de los procesos de penetración magmática intercedente subsecuente que dominan el cuadro del magmatismo andino y la escasa representación de los cuerpos sinorogénicos. De prescindir de los aspectos teóricos del "gravity folding" que desvincula a los granitos de la compresión orogénica no es sino excepcional la ocurrencia sintectónica de los plutones en la mayor parte de las estructuras andinas del Oeste Argentino.

BIBLIOGRAFIA

- ARMANDO, V. (1949). *Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza-Departamento de Tunuyán, entre el río Palomares y el cordón del Marmolejo, al Oeste del Alto río Tunuyán*. Tesis MLP, n° 153 (inédito).
- BONARELLI, G. (1917). *Tierra del Fuego y sus turberas*. Anales DNGM, t. XII, n° 1, Buenos Aires.
- BORRELLO, A. V. (1963). *Tipos de regeneración tectónica en el proceso geosinclinal*. Notas CIC, Vol. I, n° 7. La Plata.
- (1964). *Los rasgos morfoestructurales de la Provincia de La Rioja y sus relaciones con los geosinclinales en el Oeste argentino*. Rev. MLP (N. Ser.), t. V, Geol., n° 34, La Plata.
- (1966). *Geosinclinales*. Conferencia pronunc. en el Centro Arg. de Geólogos.
- (1969). *Geosinclinales de la Argentina*. An. INGM, Anales XIV, Buenos Aires.
- CAMINOS, R. (1965). *Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XX, n° 3, Buenos Aires.
- CECCIONI, G. (1957). *Cretaceous Flysch and Molasse in Departamento Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., V. 41, n° 3, USA.

- DESSANTI, R. N. (1956). *Descripción geológica de la Hoja 27 c. Cerro Diamante (Provincia de Mendoza)*. Bol. DNGM, n° 85, Buenos Aires.
- DESSANTI, R. N. y CAMINOS, R. (1967). *Edades K-Ar y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y de San Rafael, Provincia de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XXV, n° 2. Buenos Aires.
- FERNANDEZ, P. C. (1955). *Geología del alto río Tupungato*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. X, n° 2. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E. (1949). *Descripción geológica de la Patagonia*. T. 1, Buenos Aires.
- FIDALGO, F. (1958). *Contribución al conocimiento del Carbónico en las nacientes del río Tunuyán (Provincia de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XIII, n° 1-2. Buenos Aires.
- GERTH, E. (1931). *Contribuciones. V. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el Río Grande y el Río Diamante en el Sud de la Provincia de Mendoza*. Rev. Acad. Nac. Cs. Córdoba, X, p. 125.
- GONZÁLEZ DIAZ, E. F. (1958). *Estructuras del Basamento y del Neopaleozoico en los contrafuertes Nord-orientales del Cordón Portillo (Provincia de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XII, n° 2. Buenos Aires.
- GROEBER, P. (1946). *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70-Hoja Chos Malal*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. I, n° 3. Buenos Aires.
- (1947 a). *Hoja Sosneado y Maipo*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. II, n° 2. Buenos Aires.
- (1947 b). *Ibid. : Hoja Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte Epu Lauken. Hoja Bardas Blancas y Los Molles*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. II, n° 4. Buenos Aires.
- (1951). *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. « B. Rivadavia ». Cienc. Geol., t. I, n° 5. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J. (1941). *Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza*. Bol. DNGM, n° 49. Buenos Aires.
- KRANCK, E. H. (1932). *Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego*. Act. Geogr. (Soc. Geol. Fenniae), t. IV, n° 2. Helsinki.
- LEVI, B., MEHECH, S. y MUNIZAGA, F. (1963). *Edades radiométricas y petrográficas de granitos chilenos*. Bol. Inst. Invest. Geol., n° 12. Chile.
- MIRRE, J. C. (1966). *Geología del valle del río de Los Patos (entre Barreal y Las Hornillas)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XXI, n° 4. Buenos Aires.
- MUÑOZ CRISTI, J. (1956). *Chile : in Handbook of South American Geology*. Geol. Soc. Amer. Mem. 65. USA.
- PASCUAL, R. (1949). *Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza-Departamento de Tunuyán entre el Mesón de San Juan y el río Palomares, al oeste del alto río Tunuyán*. Tesis MLP, n° 150 (inédito).
- POLANSKI, J. (1957). *El bloque variscico de la Cordillera Frontal*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XXI, n° 3. Buenos Aires.
- (1964 a). *Descripción geológica de la Hoja 25 c, Volcán San José (Provincia de Mendoza)*. Bol. DNGM, n° 98. Buenos Aires.
- (1964 b). *Descripción geológica de la Hoja 26 c, La Tosca (Provincia de Mendoza)*. Bol. DNGM, n° 101. Buenos Aires.
- (1966). *Edades eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrofismo variscico*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XXXI, n° 1. Buenos Aires.

- QUARTINO, B. y ZARDINI, R. N. (1967). *Geología y petrografía de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa, San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan, magmatismo, metamorfismo y metalogénesis*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XXI, n° 1. Buenos Aires.
- RIGGI, A. E. (1934). *Nota geológica sobre el borde sur del Lago San Martín. Territorio de Santa Cruz*. Rev. Minera. Año VI, n° 1, Buenos Aires.
- (1958). *Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XII, n° 2. Buenos Aires.
- RITTMANN, A. (1963). *Les volcans et leur activité*. Masson et Cie. Editeurs. París.
- RODRIGUEZ, E. (1955). *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera en la zona comprendida entre Estancia Uspallata y Cordón de los Paramillos*. Tesis MLP n° 231 (inédito). La Plata.
- RUIZ, C., SEGERSTROM, K., AGUIRRE, L., CORVALAN, J., ROSI, H. J. y STERN, T. W. (1960). *Edades plomo-alfa y marco estratigráfico de granitos chilenos*. Bol. Inst. Invest. Geol., n° 7. Chile.
- SALSO, C. (1950). *Estudio geológico y petrográfico de la zona de confluencia de los ríos Nahuere y Buraleo. Neuquén*. Tesis MLP n° 236 (inédito). La Plata.
- STIPANICIC, P. N. (1967). *Consideración sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XXII, n° 2. Buenos Aires.
- STILLE, H. (1940). *Einführung in den Bau Amerikas*. 6. Borntraeger. Berlín.
- (1946). *Mudanzas en el magmatismo de nuestro globo*. Inst. Invest. L. Mallada. Est. Geológicos, n° 4. Madrid.
- (1951). *El motivo temático del desarrollo geotectónico de la Tierra*. Inst. Invest. L. Mallada. Est. Geológicos n° 13. Madrid.
- TURNER, J. C. M. (1959). *Estratigrafía del Cordón de Escaya y Sierra de la Rinconada*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XIII, n° 1. Buenos Aires.
- (1964 a). *Descripción geológica de la Hoja 7 c, Nevado de Cachi (Provincia de Salta)*. Bol. DNGM, n° 99. Buenos Aires.
- (1964 b). *Descripción geológica de la Hoja 2 b, La Quiaca, Provincia de Jujuy*. Bol. INGM, n° 108. Buenos Aires.
- (1964 c). *Descripción geológica de la Hoja 2 c, Santa Victoria (Provincia de Salta y Jujuy)*. Bol. INGM, n° 104. Buenos Aires.
- (1965). *Perfil transversal de la Puna, Latitud 22° 15', aproximadamente*. III Jorn. Geol. Arg., t. III, Tucumán.
- VILELA, C. E. (1961). *Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta-Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. 15, n° 3-4. Buenos Aires.
- VILELA, C. R. (1956). *Descripción geológica de la Hoja 7 d, Rosario de Lerma (Provincia de Salta)*. Bol. DNGM, n° 84. Buenos Aires.
- ZOLLNER, W. y AMOS, A. (1955). *Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Andacollo (Neuquén)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. X, n° 2. Buenos Aires.