Fenómenos endógenos de contacto

Variaciones no causadas por adicion de substancias

Los cambios de las rocas no originados por una adición de substancias consiste en que ésta en el contacto llega á ser en parte de grano más fino y semejante á la porfirita, y que por el aumento de los componentes obscuros toma á veces un aspecto lamprofírico. La penetración granofírica de cuarzo y ortoclasa parece ser más frecuente en las rocas marginales que en la granodiorita normal; de mis observaciones no puedo deducir con seguridad que estas rocas de contacto contengan más pyroxena que la granodiorita. Tal vez se debería mencionar la presencia de pyroxena verde de pasta (véase página 18) en algunas muestras del Valle del Arco. Pero me parece dudoso su carácter primario; al contrario, no me parece imposible que esta coloración esté en relación con los procesos que después del principio de la consolidación de la roca han conducido, en las cercanías inmediatas, á una formación intensa de granate y al origen de la zona de granate (véase arriba).

Más adelante se demostrará que también las diopsidas contenidas en la zona de granate no completamente reabsorbidas, tienen una intensa coloración verde.

La localidad de plagioclasa notable que se encuentra cerca del Salto de agua, antes de llegar á Aranzazú merece una descripción más extensa (Lámina VIII, figura 1). Allí un camino corta las rocas por casualidad precisamente en el límite de contacto y así se abrió una localidad rica en minerales que ya hace mucho hubiera llamado la atención en otras partes. La transformación muy intensa de la roca conducía á la formación de vesuviana parda, de mármol azul y de granate de diferentes colores. Más adelante hablaremos de la vesuviana. En algunos puntos se halla también roca de granate y diopsida. Estas formaciones de contacto están impregnadas por inyecciones de roca eruptiva, que de por sí ha segregado mucho granate, y que en parte está transformada en roca de epidota, como ya lo mencionamos arriba. De una de estas inyecciones, que se compone de una mezcla de grano fino de plagioclasa, ortoclasa, poco cuarzo, poca mica y mucha pyroxena, y que contiene además de mucho granate pardo obscuro y claro, verde y rojo de salmón, también mucha titanita, colecté muestras de agregados de plagioclasa fibrosa, íntimamente ligadas con el resto de la roca, y sin duda segregaciones de ella. El mineral que yo había tomado antes por wollastonita, está pues en relación íntima con la roca eruptiva que pasa en algunos lugares á una masa fibrosa y lustrosa de feldespato.

En la plagioclasa fibrosa (así la llamo para distinguirla de las plagioclasas normales de la roca principal), se encuentran diseminados como se ve aun macroscópicamente, granos y cristales perfectos de diopsida (caras reconocidas: ∞P, $\infty \breve{P} \infty$, $\infty \underset{\cdot}{P} \infty$), y granitos de granate. Pero además ten-

go muestras compuestas casi enteramente de plagioclasa fibrosa maciza, íntimamente ligada con granate de varios colores, generalmente color de brea y que casi se podría llamar roca de plagioclasa y granate, si fuera más extensa y de mayor potencia. La diopsida se encuentra en cantidad muy pequeña, la plagioclasa se encuentra en forma de drusas y el interior de éstas está rellenado principalmente con calcita, y á veces se observa con la lente un pequeño dodecaedro pentagonal de pyrita.

Después de haber disuelto el espato calizo se pueden aislar algunos cristales de plagioclasa que penetran en las drusas. Las estrías paralelas á la extensión longitudinal se muestran alrededor de los individuos prismáticos ó en forma de láminas ó varillas y por esto no corresponde á la laminación de maclas, sino á la estructura fibrosa que se observa también en los planos de fractura. Así es que los extremos de los cristales presentan una estructura finamente drúsica, que sin embargo no permiten ni con una amplificación de diez veces la determinación de las caras de los individuos de 1 á 2 milímetros visibles en las drusas. Por lo demás, las fibras prismáticas de tamaño de sólo fracciones de milímetro no están paralelamente ligadas Los agregados ó pseudocristales que se forman de este modo tienen en lo cortes transversales una forma generalmente rectangular y alcanzan un tamaño mayor de un centímetro.

No pudo hacerse un análisis del mineral por haber sido imposible encontrar material puro para este fin; pues las fibras están atravesadas por varios silicatos y sobre todo por numerosas lamelas finísimas de ópalo y de una substancia zeolítica. Una astilla casi libre de silicatos obscuros tiene un peso específico de 2.52–2.53. Al soplete el mineral humedecido con HF muestra una reacción muy viva de Na. En astillas delgadas se funden sólo las esquinas y el ácido clorhídrico no lo ataca notablemente. El índice de refracción del rojo es para α_1 y γ_1 más pequeño que 1.552 y casi igual á 1.544.

Una lámina muestra las relaciones íntimas del mineral con la diorita de pyroxena limítrofe, que lo envuelve á veces. La plagioclasa fibrosa encierra numerosos granos y cristalitos de diopsida y titanita, á veces individuos de plagioclasa normal que se reconocen por su lamelación de gemelos y á veces también cristalitos de jergón. Se encuentra epidota como producto de alteración del mineral. Los agregados fibrosos ligados en forma de cuñas tienen una extinción casi uniforme y no se distinguen de las plagioclasas normales que las envuelven ó con las cuales están ligadas de alguna manera, por su refracción y doble refracción. La estructura fibrosa se observa en la lámina por medio de hendeduras más ó menos claras atravesadas á su vez por grietitas más pequeñas. Esta se ve claramente entre nicols cruzados. Entonces se observa que los agregados de plagioclasa no son compactos, sino que encierran á lo largo de las fibras otras dos substancias que son de menor refracción que el mineral y que presentan además entre sí, una diferencia clara de refracción. El mineral de menor refracción es completamente hialino, sin crucero regular y enteramente isotrópico. Es sin du-

da ópalo que aun se nota macroscópicamente en las grietitas de los agregados, bajo la forma de una capita delgada azulada. Está acompañado por una pequeña cantidad de espato calizo. El segundo mineral tiene una doble refracción muy débil y sólo puede ser una zeolita, probablemente chabasita, cuya presencia pude comprobar en esta localidad. Encontré en una muestra compuesta de granate, plagioclasa y diopsida, cristales (R) de este mineral de tamaño de 0.75 mm. más ó menos; su refracción es entre 1.446 y 1.510 (chabasita = 1.49). Habiendo pensado al principio en la presencia de fluorita, sujeté tanto estos cristales como la plagioclasa fibrosa al soplete á la reacción del fluor, pero con resultado negativo. Esta chabasita se funde rápidamente al soplete en un vidrio ampolloso. La plagioclasa está bien separada por sus caras de las inclusiones de ópalo y zeolita.

Según las indicaciones anteriores acerca de la refracción de la luz, el mineral es una oligoclasa ó una oligoclasa-andesina de la misma composición que las zonas marginales ácidas de los fenocristales normales de plagioclasa de la roca eruptiva. Sólo aparentemente no está de acuerdo con esto el peso específico bajo de 2.52-2.53, pues la zeolita (chabasita peso esp. 2.1) y el ópalo (2.2) que lo atraviesan en todas partes, han de rebajar notablemente el peso del agregado (plagioclasa $Ab_{60}\,An_{40} = 2.68$). Tomando estas plagioclasas por cristales simples y no por agregados de individuos ligados casi paralelamente, la falta de laminación común de gemelos llamaría mucho la atención. Es cierto que en partes se observa que los agregados orientados de distinta manera se ligan y se atraviesan de una manera que se basa quizá en alguna ley. La extinción se hace aproximadamente paralela y vertical á la dirección del crucero principal que es al mismo tiempo la dirección longitudinal de los individuos. Paralela á esta está también el plano del eje óptico y en la lámina que estudié, igualmente paralela la dirección de la elasticidad máxima del éter, de lo cual resulta que los individuos están alargados en la dirección del eje *a*.

Sin duda esta oligoclasa-andesina se cristalizó del magma mismo y puede ser considerada igual á la plagioclasa de la roca como una de las últimas segregaciones de ésta. El carácter drúsico del agregado recuerda formaciones miaroliticas.

Por último, mencionaremos una observación notable: en la citada roca del apófisis, una de las plagioclasas normales en lamelas está transformada en una brecha y cementada de nuevo en las grietitas por un sistema de extinción uniforme de fibras de plagioclasa más recientes y del ópalo ligado con ellas. El sistema corresponde completamente á la inyección de la plagioclasa ácida en grietitas de núcleos más básicos y más antiguos de plagioclasa en la roca de Hernández mencionada en la pág. 16.

Una muestra encontrada abajo de la mina El Carmen en el contacto inmediato, que no se presta para una lámina por el estado alterado, deja ver en polvo al microscopio y á la lente, la plagioclasa fibrosa en gran cantidad, ligada con hornblenda azul-verdosa, granate pardo, epidota y cuarzo. Este

último se liga con feldespato, formando así una especie de granito gráfico. El agregado presenta una segregación de una granodiorita con mica y hornblenda muy rica en cuarzo é igualmente alterada.

Transformaciones de la roca eruptiva por adición de cal

Segregaciones de granate y diopsida

Las segregaciones á veces frecuentes de granate y quizá también en parte de diopsida, se explican por una absorción de materia por el magma eruptivo. Se observan casi únicamente en el contacto inmediato en donde se presenta el granate de cuando en cuando en gran cantidad en las rocas marginales. El granate forma entonces intercalaciones y granos irregularmente limitados y ligados de una manera sinuosa con los elementos de la roca limítrofe, así como cristales y grupos de cristales. Su color cambia aun en la misma muestra; por ejemplo, las inclusiones de granate en la roca de la apófisis en la localidad de la vesuviana, la cual contiene la plagioclasa fibrosa, son en gran parte pardo negruzcas, en parte también de color pardo claro (en este caso individuos de estructura zonal ó granos, tienen muchas veces un núcleo más obscuro y una costra clara) ó también verdes ó rojo claros. Sin duda estas inclusiones de granate no pueden considerarse como fragmentos de caliza con agrupación molecular cambiada y metamorfizados por el contacto, sino que se formaron de las partes del magma por las cuales fué reabsorbida antes la caliza. Esto resulta de los fenómenos siguientes: Muchas veces, aunque no siempre, las inclusiones muestran contornos cristalográficos. Los fenocristales de forma irregular y sinuosa no pueden ser fragmentos fundidos exteriormente por tener muchas veces en su totalidad una estructura concéntrica zonal, formando el núcleo de la masa las partes más obscuras y probablemente más ricas en hierro. El granate se muestra como una segregación verdadera de la roca y se adapta á su tejido. En donde está ligado con la plagioclasa fibrosa se observa á veces una estructura ofítica, formando entonces el feldespato el tejido de varillas y el granate la masa que rellena los intersticios; pero además se ve que se atraviesan mutuamente y de una manera irregular, de lo cual resulta que ambos tienen más ó menos igual tiempo de consolidación siendo la formación del granate contemporánea con las últimas segregaciones ácidas del feldespato (véase arriba). Tampoco observé en masas mayores de granate la forma angulosa de los fragmentos. Nunca tampoco parecen ser formados de granate solo; al lado del espato calizo aquí también en forma de segregación y como tal incluyendo granos de granate y de diopsida, se encuentra en ellos además feldespato. Entonces el granate está limitado por caras más ó menos claras (∞O, $2O2$) de los minerales ligados con él. También los pe-

queños granos de granate diseminados en la diorita encierran diopsida, feldespato y apatita, por lo cual la consolidación del magma está satisfactoriamente comprobada.

La reabsorción de la caliza por el magma y su influencia en las segregaciones minerales, pudo estudiarse de un modo excelente en la roca del dique de la Piedra Cargada. Esta última atraviesa desde Concepción en dirección meridional todo el valle aquí amplio, hacia la pared escarpada originada por la falla principal antes mencionada y formada en calizas jurásicas y cretácicas. La Piedra Cargada misma consiste de bancos delgados y levantados pertenecientes á una caliza gris mesocretácica con bancos y nódulos de pedernal y está atravesada por un dique eruptivo arqueado á lo largo del cual la caliza ha sido transformada en roca de granate y á veces también en masas de wollastonita en filones. De estas formaciones de contacto hablaremos más adelante. El dique mismo parece tener pocos metros de potencia, á veces solamente un metro; hubo dificultad de determinar su espesor, porque como lo muestra el estudio microscópico, parece ser transformado tan completamente en granate á lo largo del contacto, que no se puede observar un límite claro entre él y la roca de granate formada de la caliza; lo mismo sucede generalmente en los alrededores de Concepción entre la granodiorita y las formaciones de roca de granate, originadas por el metamorfismo de contacto (véase adelante). La roca eruptiva causa en el paisaje la impresión de una felsita rojo-clara ó verde clara, pero tiene una dureza notable y mayor lustre. Una de las láminas muestra una transformación casi completa en granate; otra muestra macroscópicamente poco distinta de la primera es en lo esencial todavía una roca de feldespato que sin embargo ha sido transformada por la absorción de cal. (Lám. VIII, fig. 2). Los carácteres más notables de esta última roca son al microscopio una segregación abundante de un granate claro y una diopsida incolora distinta respecto á su carácter, de la pyroxena común que se presenta en la zona interior del macizo.

La estructura microscópica de la roca mencionada al último, recuerda algo la de una traquita y parece ser porfírica. Consiste en mucha plagioclasa ácida, diopsida, granate y titanita; raras veces se observa un granito opaco de mena, aisladamente también jergón. La presencia de ortoclasa no es enteramente segura; cuarzo, apatita, mica y hornblenda no han podido observarse.

En una pasta fundamental de grano muy fino yacen generalmente granos fundidos exteriormente de plagioclasa, granos y cristales de granate y cristales que parecen pyroxena, pero que consisten sólo en parte de este mineral, componiéndose más bien de pyroxena y plagioclasa íntimamente ligadas. Casi eutéctica es la estructura de la pasta fundamental formada generalmente de feldespato; la roca en su totalidad no permite reconocer diferencias notables en la edad de los componentes, si no se toman en cuenta los fenocristales de plagioclasa.

El feldespato es en su mayor parte plagioclasa. La composición química de la roca nos lleva á la conclusión de que existe también la ortoclasa. Tanto los individuos grandes como los feldespatos de la pasta fundamental, son turbios por inclusiones microscópicas á veces netamente arregladas en series.

Los fenocristales se distinguen de los de la granodiorita normal y de las rocas marginales, por la falta casi completa de una estructura zonal y por la ausencia de una zona marginal más ácida, y por último, por el ángulo más pequeño de extinción de las lamelas, la que asigna á este feldespato su lugar en la serie de composición de la andesina. Varillitas de plagioclasa sólo se encuentran en número reducido; pertenecen, según se ha podido observar por su ángulo de extinción, á unas composiciones más ácidas. Por lo demás el feldespato forma entre los nicols cruzados un agregado de individuos coposos irregularmente limitados en general de extinción ondulada y aproximadamente con la refracción del bálsamo de Canadá (1.54). Algunos feldespatos que pudieran tomarse por ortoclasa porque no presentan laminación de gemelos, dejan reconocer individuos atravesados granofíricamente.

La diopsida es incolora en la lámina microscópica. Se presenta en individuos radiados aislados y en agregados de éstos, es muy pobre en inclusiones más antiguas, sobre todo de menas, y se distingue por estos caracteres de la pyroxena de la granodiorita, mientras que recuerda la de las rocas de contacto. Entre los individuos diseminados en gran cantidad por la pasta fundamental y los fenocristales de diopsida hay todas las transiciones de tamaño. La mayor cantidad del mineral se presenta en forma de granitos cuyas dimensiones bajan á veces hasta ser microlíticas y que á veces se juntan formando grupitos y acumulaciones encerrando así diopsidas grandes ó formando agregados, que imitan la forma de fenocristales de pyroxena, si son de algún tamaño mayor. De estas acumulaciones existen transiciones hasta formas particulares de crecimiento que poseen exteriormente la forma de cristales de diopsida, pero que sólo en parte consisten de varillas de extinción común ó de otros cortes transversales de este mineral, el cual está íntimamente ligado en estructura eutéctica con feldespato. La participación de la diopsida en estos pseudocristales puede ser muy pequeña y á veces mucho menor que la del feldespato. Estas formaciones de esqueletos y cristales atravesados recuerdan perfectamente una estructura de contacto. Los fenocristales grandes formados de este modo presentan muchas veces gemelos según $\infty P.\infty$ y están limitados por caras terminales. Se trata según la forma de los cortes de una pirámide aguda 2P de la forma de fassaita. En los pseudocristales descritos la pyroxena comprueba la fuerza directiva mayor de la agrupación molecular; la substancia feldespática que la atraviesa posee una estructura alotriomorfa granulosa de la pasta fundamental de feldespato. Hay que mencionar la presencia de inclusiones de líquidos con burbuja móvil en la pyroxena.

Es muy común la titanita; se encuentra por lo general en la forma de

acumulaciones de granos turbios, forma también coronitas alrededor del feldespato y de la pyroxena y se observa por último de vez en cuando como inclusión en dichos minerales.

El granate incoloro se presenta generalmente bajo la forma de granos sinuosos de figura irregular y de cristales más ó menos bien limitados. Sólo en parte muestra una anomalía óptica clara. Atraviesa del mismo modo la pyroxena que el feldespato. La suposición de que haya provenido del último ó de la pyroxena no está justificada. Se encuentra de preferencia bajo la forma de granos sinuosos en el feldespato, pero entonces este último no está alterado en su superficie y no muestra ni grietas ni canales de conducción por medio de los cuales la transformación haya podido tener lugar. Algunos granos de granate están envueltos concéntricamente por una cinta feldespática delgada ópticamente uniforme y además se observan también agregados de granate que están atravesados por feldespato y pyroxena. Este granate tiene por lo tanto, como las inclusiones de granate arriba descritas, la misma edad que la plagioclasa ó es un poco más antiguo. Como se segregó en una grieta rellenada de matriz á consecuencia de la reabsorción del panino calcáreo, resulta que toda la roca, incluso los fenocristales de plagioclasa y á lo más con excepción de la titanita y de los otros componentes accesorios muy escasos, ha de haberse formado en la grieta del filón.

La roca de la Piedra Cargada estudiada microscópicamente fué analizada por el Prof. Dr. Dittrich obteniendo los resultados siguientes:

	XVa.	XVb.	XV*α*.		XV*β*.		VI
	—	—	—		—		—
SiO_2	54,60	55,51	0,9040		58,01		64,77
TiO_2	0,89	0,91	0,0111		0,71		0,83
Al_2O_3	14,56	14,81	0,1425		9,14		9,51
Fe_2O_3	1,04	1,06	0,0065	como FeO		$0,42Fe_2O_3$	
FeO	0,49	0,50	0,0068	0,0198	1,27	0,43FeO	2,71
Mn O	0,06	0,06	0,0008		0,05		
Ca O	15,79	*16,05*	0,2815		*18,06*		9,23
Sr O	0,09	0,09	0,0009		0,06		0,03
Mg O	4,68	4,76	0,1159		7,44		5,03
Na_2O	3,63	3,69	0,0585		3,75		4,69
K_2O	2,09	2,12	0,0222		1,42		2,76
P_2O_5	0,16	0,16	0,0011		0,07		0,41
S	huellas						
H_2O	1,64					CO_2	0,03
	99,72	99,72	1,5583		99,98		100,00

XVa. Composición absoluta de la roca.
XVb. La misma calculada según la substancia anhidra.
XV*α*. Relaciones moleculares.
XV*β*. Las mismas calculadas en cifras por ciento.

En VI se indican los por cientos moleculares del análisis de la roca marginal del Puerto del Arco, la cual entre las tres muestras de roca que fueron analizadas de la masa principal de la granodiorita, se distinguió por el menor contenido de ácido silícico, así como por un contenido muy alto de cal. En la roca del dique de la Piedra Cargada la proporción de cal es casi doble. Como lo demostraremos más adelante el panino de la Piedra Cargada es muy pobre en alúmina y fierro, contiene poca magnesia y además en las partes exentas de pedernal, un poco de cuarzo; el titanio se encuentra en huellas. Por una reabsorción del panino debe haberse alterado un poco el contenido de magnesia y ácido silícico del magma y muy poco el contenido de alúmina, fierro, titanio, substancias alcalinas, etc., mientras que el contenido de cal alcanzó tal cantidad que hay que presumir que aproximadamente el 10 por ciento de la roca actual consiste en material reabsorbido del panino. Deduciendo estos 10 por ciento de las proporciones moleculares de CaO y calculando entonces los componentes restantes de nuevo en por cientos, obtenemos los números siguientes que se acercan mucho á los de la prueba VI:

SiO_2	64,45
TiO_2	0,79
Al_2O_3	10,15
Fe O	1,41
Mn O	0,05
Ca O	8,96
Sr O	0,07
Mg O	8,27
K_2O	1,58
Na_2O	4,16
P_2O_5	0,08
Suma	99,98

En este análisis sería A=5,74; el valor n sería en la roca=7, así pues, muy distinto del de las otras rocas analizadas (5.5—5.3—6.2).

Los cálculos ejecutados aquí, que presumen para la matriz un contenido todavía muy alto de cal, son ciertamente muy arbitrarios; pero también es claro que los números para SiO_2, Al_2O_3 y MgO alcanzarían una altura inverosímil si se calculara una reabsorción todavía más intensa de CaO. El valor indicado arriba MgO = 8.27 es probablemente demasiado alto para que se pudiera explicar su altura por la reabsorción de MgO, la cual tomando en cuenta el contenido poco considerable de magnesia del panino, sólo podría haber sido muy baja. El valor de Al_2O_3 = 10.15 corresponde al contenido bastante uniforme de alúmina de las granodioritas examinadas y el valor n = 7 probablemente conforme con la composición original del magma, indicaría un magma más básico si se pudiera deducir de los análisis citados arriba para la región de Concepción, que la acidez de las rocas disminuye con el aumento de n. El carácter básico original del magma es

también por ésto muy probable, porque un poco de ácido silícico del panino debe haber sido reabsorbido seguramente.

De los por cientos moleculares para SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, FeO, MgO, K_2O y Na_2O se puede, en vista de la composición mineralógica sencilla de la roca, calcular con alguna aproximación la proporción por ciento de los componentes principales feldespato: granate y diopsida. Tomando entonces en cuenta las cantidades completas de SiO_2 y $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ obtenemos la distribución siguiente:

	SiO_2	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	Ca O	Mg O + Fe O	K_2O	Na_2O	
Ortoclasa (2 Or).....	8,52	1,42	... ..	.....	1,42	.....	11,36
Albita (2 Ab.).....	22,50	3,75	.....	.....	.....	3,75	30,00
Anortita (An).....	3,84	1,92	1,92	.....	.....	.....	7,68
Diopsida.....	15,74	.....	7,87	7,87	.....	.....	31,48
Granate.....	7,41	2,47	7,41	.....	.....	.....	17,29
	58,01	9,56	17,20	7,87	1,42	3,75	97,81

Quedaría un resto de 0.86 CaO que estaría en parte combinada á la titanita.

En este cálculo las proporciones moleculares referentes á granate y anortita fueron determinadas al último, de modo que es posible que los números encontrados para la anortita sean un poco bajos; resultaría para la plagioclasa Ab : An = 60 : 7.68 ó Ab_{89} An_{11}. De todos modos este resultado no está en desacuerdo con el del examen microscópico, porque también así se comprueba la presencia de una mezcla ácida de plagioclasa.

En la roca de la Piedra Cargada los diques delgados macroscópicamente visibles de diopsida y granate presentan un fenómeno muy curioso. En las grietitas finas se pueden determinar con la lente granate y prismas de diopsida, ambos incoloros. En la lámina examinada se observa una grietita microscópica de esta clase. Entre el granate y la diopsida que rellenan la grieta y las que se encuentran en la roca del dique no hay ninguna diferencia aparte de la anomalía débil del granate del dique. En donde la grieta atraviesa un cristal de plagioclasa se puede ver fácilmente que éste, á pesar de la potencia mínima de la grieta, de 0.15 mm. solamente ha sido transformado en granate. Hay que admitir que agentes semejantes al carácter del magma alterado por adición de cal, magnesia y probablemente ácido silícico, circularon más tarde por segunda vez en las grietas de la roca.

La transformacion de la granodiorita en roca de granate

(la cinta de granate)

Como ya lo mencionamos hubo en la roca del dique de la Piedra Cargada una transformación, aunque en pequeña escala, de la plagioclasa en granate á lo largo de grietas finas con granate y diopsida. Tal transformación

se observa muchas veces en un grado más intenso en donde la granodiorita ó sus modificaciones marginales se encuentran en el límite de la caliza. Principalmente se trata de caliza con Nerineas, que se transformó casi siempre en una roca de granate, frecuentemente de muchos metros de ancho por lo general amarillo-verdosa y atravesada de diopsida, wollastonita, cuarzo, espato calizo y menas. Con esta roca de granate se encuentra tan íntimamente ligada la que se formó de la roca eruptiva y que llamaremos aquí cinta de granate, así como con la diorita misma, de modo que se puede obtener con frecuencia una muestra de las tres zonas de rocas, tanto más que según mis observaciones la cinta de granate es de un ancho de unos cuantos centímetros.

En su totalidad, así como en su detalle, el límite de contacto es muy irregular, lo que se ve tanto en las minas como en las muestras en pequeña escala. En estas se ve cómo la diorita penetra á veces de un modo sinuoso ó bajo la forma de pequeños apófisis en la roca de granate; aun en las proporciones mínimas de la lámina se puede comprobar á veces una verdadera impregnación de la roca del contacto por material eruptivo. En algunos lugares, diques enteros de roca han sido transformados en roca de granate, como por ejemplo: varias inyecciones delgadas observadas cerca de un manantial en la bajada del Puerto del Arco á Catarroyo (fig. 1.) ó en el Puerto del Arco mismo, en donde tales diques de roca de granate se levantan de la caliza transformada como arrecifes de cuarzo.

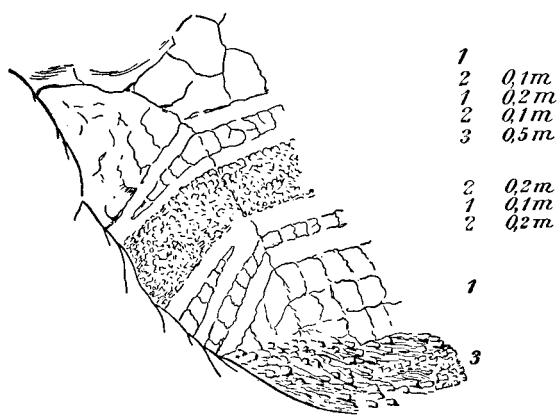

Fig. 1.—Corte en la boca-mina del socavón cerca del manantial en el Valle del Arco. 1. Granodiorita. 2. Granodiorita transformada en roca de granate. 3. Roca de granate granulosa. Escala 1 : 60.

El límite entre la roca eruptiva y su cinta de granate es por lo general muy bien marcado. Puede volverse poco claro en los detalles por la circunstancia de que la transformación en granate haya avanzado en grietas finas desde el último hacia la diorita coloreando la roca con tintes rojizas ó verduscas. Sin embargo, las láminas examinadas de la diorita encontrada en el límite inmediato del granate no dejan reconocer transformaciones notables en comparación con la roca no alterada, no tomando en cuenta aquí las particularidades de estructura y de composición mineralógica caracte-

rísticas para la facies marginal. Es cierto que hay que recordar la coloración viva de verde de muchas pyroxenas de las rocas marginales (comp. p. 27) la que se repite en los restos de pyroxenas observables en la cinta de granate. La plagioclasa es aquí mucho más rica en partes turbias opacas, pero es completamente fresca hasta la cinta de granate dejando aparte una formación ocasional y secundaria de kaolín. A lo largo de la cinta de granate se encuentran granos de granate esparcidos en la diorita fresca.

La cinta de granate es por lo general una roca muy compacta y dura que deja reconocer macroscópicamente fenocristales más claros y angulosos, en una pasta fundamental ordinariamente amarillo-verdosa recordando una formación de epidota. Estos corresponden según su alineamiento, forma, tamaño y número á los fenocristales porfíricos de plagioclasa de la roca fresca limítrofe tan perfectamente, que nadie puede dudar de su origen ni de su significación. Perdieron sin embargo el lustre de la plagioclasa, muestran solamente indicaciones incompletas de crucero, no presentan laminación de gemelos y consisten según el examen microscópico, de granate casi incoloro. En la pasta fundamental verde se observa con la lente en algunas muestras restos de pyroxena ú hornblenda, pero nunca de mica. Depósitos con algo de chalcopyrita se encuentran en la cinta de granate y en la roca de granate limítrofe como formación contemporánea y en la diorita colindante á veces como impregnación.

Láminas que provienen de la cinta de granate muestran el hecho sorprendente que la roca eruptiva ha sido transformada casi sin restos y sin transiciones en roca de granate de grano fino, con adiciones secundarias de diopsida incolora, wollastonita, cuarzo y espato calizo. El examen se basa principalmente en material del Puerto del Arco, pero la cinta de granate en la mina Jaime en Aranzazú muestra un carácter microscópico muy semejante.

El feldespato desapareció en todas las preparaciones á pesar de que estas provienen de una distancia de sólo unos milímetros de la roca fresca. En su lugar entró granate en granos que deja reconocer una estructura zonal muy bien definida causada por la finura del grano y no por el color ó por consiguiente por la composición química. Esta estructura zonal recuerda enteramente la de las plagioclasas (lám. VIII, fig. 3). A pesar de esto no pretendo que haya una relación entre los dos fenómenos, porque la plagioclasa de la diorita no presenta la estructura zonal en lo general con tanta frecuencia y con tanta perfección como estas pseudomorfosis. Creo que no es imposible reconocer en dicha estructura zonal varios períodos de la transformación centripetal. Así se ven en una lámina algunas zonas de wollastonita finamente cristalina. Ya durante el proceso de la transformación tuvo lugar un fracturamiento de los cristales de plagioclasa de modo que se formaron desde algunas zonas granate y wollastonita en grietas. Las diferentes zonas se distinguen en estas pseudomorfosis no solamente por el tamaño de los granos del granate casi totalmente isotropo, sino también por la di-

ferente compacidad de inclusiones mínimas que originan una coloración, parda turbia del mineral. Estas también con la mayor amplificación todavía se parecen á un polvo finísimo sucio más ó menos denso, que puede hacer opaco el mineral ó algunas zonas de él; su naturaleza no se puede reconocer ni con una amplificación de 1200 veces. Estas zonas turbias aparecen blancas á la luz reflejada. Probablemente se trata de burbujas de gas y líquido; por lo menos reconocí en un granate verdaderas cavidades relativamente grandes y numerosas que según el margen obscuro causado por la reflexión total estarán rellenadas de gas. Mencionaré aquí que todos los minerales transparentes de la cinta de granate son más ó menos ricos en ampollas.

La pasta fundamental de la diorita porfírica ha sido sustituída por una mezcla de granate, por lo general con diopsida, mas raras veces con wollastonita y frecuentemente con cuarzo, espato calizo y un poco de apatita. El granate, la diopsida y la wollastonita son más ó menos contemporáneos; la formación de granate puede haber empezado un poco antes de la cristalización de los otros silicatos. El cuarzo y el espato calizo son un poco más recientes perteneciendo sin embargo al mismo proceso de formación mineral. No se pudo decidir con seguridad si á veces el cuarzo sustituyó al espato calizo.

Los silicatos no están distribuídos de un modo regular en la pasta fundamental. Los individuos de granate tienen aquí un tamaño muy variable; tanto en granos muy finos, como netamente cristalino, el mineral se presenta también drúsico y entonces no raras veces con anomalía óptica; esto último acontece en el mismo individuo, á veces en el núcleo, otras veces en la zona exterior. Con frecuencia cristales bastante grandes de granate muestran una estructura conchoide de capas delgadas, de refracción muy distinta y de diferencias claras en el color, las cuales provienen de un grado distinto de doble refracción. Partes claras de granate pobres en inclusiones muestran con más frecuencia la anomalía que las opacas. Para la explicación de las últimas no hay indicios, sin embargo se puede decir que en estas rocas los granates anormales son los más recientes.

En varias preparaciones se encuentran cantidades mayores de pyroxena y á veces también de hornblenda. La pyroxena es de dos clases; en una de las láminas consiste aparentemente sólo de restos uniformes corroidos de la pyroxena diorítica; en otra se encuentran al lado de individuos uniformes grandes, también corroidos y más ó menos transformados, numerosos granos y agregados de una diopsida recién formada. La pyroxena diorítica más antigua y los restos de hornblenda del mismo origen que se encuentran al lado de ella, se distinguen por su color verde ó amarillo en la lámina, por las inclusiones escasas de menas negras y por la corrosión indudable del resto de los silicatos que componen la cinta granatoide. Estas inclusiones verdes no siempre pueden determinarse y distinguirse, faltando en ellas una limitación exterior marcada. Considero como hornblenda los individuos

con crucero bien definido con ángulo de extinción pequeño y con un pleocroismo claro que demuestra tintes pardos, azul verdosos, amarillos vivos y amarillos verdosos, distinguiéndose así de la anfíbola diorítica no alterada. La pyroxena se reconoce con seguridad por el ángulo de extinción muy grande y por un crucero menos aparente; es de color amarillo verdoso ó presenta la coloración verde nebulosa característica para muchas pyroxenas de la zona diorítica marginal ya antes mencionada. Es muy intensa sobre todo cerca de la periferia del grano y casi incolora en otras partes. Como los feldespatos transformados en granate, también los restos de pyroxena y hornblenda han sido fracturados repetidas veces durante la transformación y se presentan en ciertos casos como fragmentos del mismo fenocristal de tamaño considerable. La corrosión engendra muchas veces formas muy irregulares sinuosas en la lámina ó una separación en pedazos aparentemente aislados, cuya relación mutua dentro del resto de la masa de silicatos se puede comprobar todavía por su orientación óptica común. La extinción de la pyroxena verde hierba se determinó en un caso como $C:c = 53°$, no pudiéndose tratar pues de aegirina.

En una lámina muy rica en wollastonita la transformación de la hornblenda verde presenta los detalles siguientes. Las zonas marginales del mineral se rellenan en partes con polvo opaco, el margen mismo presenta fenómenos de reabsorción y en el lugar de la hornblenda entra una mezcla de granate y wollastonita que recuerda por su refracción muy distinta de estos dos minerales el aspecto de una esponja muy porosa. En el interior se forman partes irregulares de granate por las cuales la hornblenda aparece como perforada por polilla. El mineral de hierro contenido en la anfíbola se encuentra completamente reabsorbido por el granate. La reabsorción de la pyroxena verde es muy semejante. En una lámina aparentemente exenta de hornblenda se ve cómo en una sección transversal de pyroxena ejecutada paralelamente al plano de simetría, se desarrollan con preferencia en partes más intensamente coloridas, varillitas opacas tanto paralelas al eje *c*, tanto inclinadas en relación con él bajo 75° más ó menos. En su cercanía la pyroxena ha sido transformada en granate que forma en ella cuadros más ó menos rectangulares en parte contiguos entre sí. En una lámina que proviene de la cinta de granate de la mina Jaime se encuentran al lado de pseudomorfosis de granate según feldespato, también otras en las cuales la transformación engendró primero un agregado de partículas rectangulares de granate compacto turbio, isotropo y después en los intersticios granos de granate anómalos y más claros. Ya no se puede reconocer cuál es el mineral transformado en este caso. Ni en la hornblenda ni en la pyroxena se pueden comprobar siempre grietitas por las cuales pudieran haber penetrado los agentes que formaron el granate. A veces yacen restos de pyroxena diorítica verde más antigua, en medio de acumulaciones con límites rectangulares de granate y granos más modernos de diopsida; los antiguos restos muestran en su orientación común todavía su relación,

mientras que los individuos modernos de diopsida forman un agregado irregular. En tanto que las pyroxenos no están coloridas de verde y no muestran fenómenos notables de reabsorción no se puede distinguir siempre netamente la pyroxena diorítica más antigua de la diopsida recién formada. Hay que mencionar que la última nunca encierra minerales de hierro y es incolora ó de un verde muy claro. No se puede resolver si los agregados ya mencionados de granos más ó menos bien limitados y angulosos, casi exclusivamente formados de diopsida y á veces encerrando también apatita, no pueden ser explicados en parte por una desagregación molecular de hornblenda.

En una muestra rica en restos de hornblenda amarilla verdosa parece faltar enteramente la diopsida más reciente; en su lugar se observa aún macroscópicamente wollastonita. En la lámina se ve que es más ó menos contemporánea con el granate; quizá su cristalización empezó un poco más tarde que la del último. La dirección de la extinción concuerda generalmente con la dirección de las fibras, el plano óptico de los ejes está perpendicular á la extensión longitudinal de los individuos. Secciones octogonales semejantes á las de la pyroxena dejan reconocer tres direcciones de crucero muy bien marcadas, de las cuales ninguna se encuentra paralela al eje óptico de elasticidad. La wollastonita es pobre en inclusiones; á veces se observan agrupaciones de cavidades en parte con una burbuja. Como producto de transformación de la wollastonita se observan agregados de un carbonato en fibras finas que según el examen microscópico no parece ser espato calizo, sino más bien aragonita.

La apatita no es muy rara en las rocas de la cinta de granate. Se presenta en individuos de tamaño mayor que en la roca eruptiva y por eso ha sido seguramente transformada. Los cristales prismáticos no tienen límites muy claros, pero dejan reconocer en parte con claridad el corte transversal exagonal; el carácter negativo, el eje único, la fuerte refracción y la doble refracción débil no dejan en duda la naturaleza del mineral. Este está rellenado de ampollas relativamente grandes.

Al lado de la diopsida se presenta á veces mucho cuarzo con ó sin espato calizo é íntimamente ligado con el granate. Rellena en él, por decirlo así, drusas, cuyo núcleo puede ser también granate. El cuarzo y el espato cailzo pertenecen al mismo proceso de formación que los silicatos. El cuarzo encierra inclusiones de líquido con burbuja muy móvil y granitos y cristalitos con caras bien limitadas (∞ O,2O2) de granate. Calentando ligeramente la burbuja desaparece temporalmente, lo que demuestra que las primeras contienen por lo menos en parte ácido carbónico líquido.

El señor profesor Dr. M. Dittrich ha analizado una muestra de la cinta de granate que colinda con la diorita de pyroxena y mica, cuarcífera y de grano fino (núm. 8) del puerto del Arco y que se ha formado por la transformación de esta última roca; la muestra presenta la diorita no alterada y fresca y la cinta de granate. Fenocristales de plagioclasa frescos, blancos y

prismas de pyroxena azul-verdosa son los componentes característicos de la roca eruptiva; además se encuentran, reconocibles á la simple vista, los cristales alargados de mica con su cinta de pyroxena y plagioclasa (véase p. 18). Con la lente se reconocen fenocristales de granate. Muy bien marcado es el límite de la cinta de granate. Sin un estudio detenido se podría creer que se trataba de una zona de descomposición en la roca colorida de verde por una formación cuantiosa de epidota, también se ha conservado la estructura de la roca. Se ven las pseudoformosis según feldespato claras compuestas de granate compacto, entre ellas (á la lente) la pasta fundamental algo drúsica por efecto de la disolución y principalmente compuesta también de granate amarillo-verdoso y en ella todavía con bastante claridad las pseudoformosis según pyroxena igualmente compuestas de granate y en parte de restos bien conservados de pyroxena azul-verdosa. De biotita no se observa ni huella. La cinta de granate tiene un ancho de sólo 3 cm.; á mayor distancia de la roca fresca la roca granatífera ya no muestra la estructura de la diorita ni las pseudomorfosis. Según esta muestra no cabe duda que la cinta de granate realmente es una diorita transformada.

Al microscopio la roca se compone de granate principalmente de color pardo claro ó verde claro, en parte en pseudomorfosis claras muy bien limitadas según cristales de plagioclasa, con una estructura zonal muy notable que recuerda perfectamente la estructura conchoide de este último mineral, de bastante cuarzo, de diopsida y un poco de espato calizo. De esta muestra se ha tomado la sección representada en la lámina VIII, fig. 3. El resultado de su análisis fué:

	A	B	
	Análisis total	Insoluble en HCl (calculado)	Soluble en HCl
	—	—	—
SiO_2	41,49	32,78	8,71
TiO_2	0,42	0,14	0,28
Al_2O_3	11,68	2,58	9,10
Fe_2O_3	11,14	1,19	10,46
FeO	0,46	——	——
MnO	0,12	——	0,12
CaO	30,80	4,61	26,19
MgO	1,73	1,58	0,15
K_2O / Na_2O	0,32	0,10 / 0,10	0,12
P_2O_5	0,03	——	0,03
S	huella		
Pérdida al rojo	1,25	$H_2O = 1,08$; $CO_2 = 0,17$ (calculado).	
	99,44		

Suponiendo que la muestra pudiera contener productos secundarios de descomposición supliqué al señor profesor Dr. Dittrich, que lavara el polvo con ácido clorhídrico caliente antes de comenzar el análisis. El tratamiento con el ácido tuvo la consecuencia inesperada que una parte bastante

grande del polvo mismo fué disuelta. En el análisis anterior fueron mencionados en B el producto de la disolución y el residuo; el tratamiento fué continuado hasta que el HCl diluído (1 : 4) y en varias veces renovado ya no mostraba coloración.

El residuo deja reconocer al microscopio astillas angulosas de diopsida y granos de granate.

Como lo demuestran los análisis el contenido de magnesia del polvo ha cambiado muy poco por la lixiviación, lo que concuerda con la resistencia de la diopsida al ácido clorhídrico. El granate al contrario ha sido destruído en su mayor parte.

Para poder juzgar de la adición de materia y quizá también de su diminución durante la formación de la cinta de granate, se debería saber si algunos componentes químicos han conservado su cantidad durante la transformación de la roca y cuáles fueron éstos. Si se pudiera suponer que, como en muchos otros procesos de transformación, la cantidad de alúmina no haya cambiado y que la granodiorita transformada haya poseído la composición de la roca VI muy semejante que proviene también del Puerto del Arco (p. 9), entonces el cuadro siguiente podría demostrar los cambios de las proporciones entre los porcientos de peso de alúmina y de los otros componentes esenciales.

	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
							0,30	0,27
VI.	1,00	4,02	0,13	0,08	0,53	0,21	0,57	
A.	1,00	3,55	0,95	0,04	2,63	0,15	0,03	

La proporción del ácido silícico habría entonces quedado aproximadamente la misma, un aumento considerable lo muestra el contenido de cal y también el contenido de Fe_2O_3 habría aumentado mientras que la cantidad de MgO habría cambiado aparentemente poco; las substancias alcalinas habrían desaparecido por completo. Este resultado corresponderá probablemente en lo general á la realidad, aunque estaría justificada la suposición de una adición tanto de alúmina como de ácido silícico. Pues sin tal adición no se puede concebir el origen de la roca granatífera inmediata procedente de calizas bastante puras, ni el de las formaciones de wollastonita en partes bastante considerable, de las cuales hablaremos más adelante. Comparando el análisis con la composición mineralógica de la roca resulta que el granate debe ser un granate de cal, alúmina y fierro.

La transformación de la granodiorita y el origen de la roca granatífera formada de la caliza é íntimamente ligada con la cinta de granate fueron seguramente contemporáneos; debe haberse producido cuando la roca eruptiva se había consolidado por lo menos ya en gran parte. Esto lo indica la estructura de la cinta de granate con sus pseudomorfosis según plagioclasa,

sus restos de hornblenda y pyroxena y la extensión del fenómeno ocasionalmente visible á lo largo de las grietitas capilares de la roca eruptiva. La adición de materia tuvo lugar desde abajo y del lado, principalmente desde la caliza; sin adición de cal la cinta de granate no podría haberse formado, y esta provenía desde la caliza, está comprobado por el hecho de que tales formaciones faltan lejos del contacto, es decir, en el interior del macizo de granodiorita.

La estructura de la cinta de granate recuerda en muchos puntos las rocas de contacto; no se puede reconocer una serie determinada de la edad de los minerales participantes. El límite entre ella y la roca eruptiva es muy marcado y al mismo tiempo los componentes de la roca fueron destruídos casi sin dejar resto; el feldespato desapareció por completo, y lo mismo la biotita, el cuarzo de la roca y la titanita. La hornblenda y la pyroxena resistieron mayor tiempo á la reabsorción ó transformación; la apatita ha sido recristalizada.

La diorita no muestra fusión en ninguna parte del contacto; ni en las cercanías inmediatas á la cinta de granate se puede reconocer formación de vidrio en sus feldespatos. Para eso sería necesaria la alta temperatura de fusión del labrador Ab_1An_1 (1415–1426°).[1] La presencia del cuarzo y de la wollastonita ponen un límite mucho más bajo á la temperatura que predominaba al tiempo de la formación de los minerales. Ambos son componentes primarios de la cinta de granate y no pseudomorfosis; el cuarzo se forma sólo á temperaturas más bajas de 800°,[2] la wollastonita sólo abajo de 1180°.[3] Respecto al límite inferior de la temperatura necesaria para este proceso daría algún indicio la falta completa de silicatos primarios hidratados, principalmente la epidota.[4] La formación de la cinta de granate no se tendrá que referir á soluciones sino á una penetración de gases; no se encuentran pruebas como p. e. una estructura en capas de los macizos para la influencia de agua líquida cuya existencia sería concebible hasta una temperatura de 365° bajo una presión simultánea de 200 atmósferas (correspondiente al peso de una cubierta de caliza de una potencia de 800 m.). Con seguridad se puede decir que exhalaciones enormes de ácido carbónico deben haber acompañado la formación de granate; de cada metro cúbico de la caliza transformada deben haberse producido en números redondos 1,200 kg. de CO_2.

1 Day and Allen, The isomorphism, and thermal properties of the felspars. *Am. Jour. of Sc. 19*, 1905, p. 93–142.

2 Day and Sheperd, The lime-silica series of minerals. *Am. Jour. of Sc. 22*, 1906, p. 265–302; Die Kalkkieselreihe der Minerale. *Min. petr. Mitt. 26*, 1907, p. 169–232.

3 Allen and White, On wollastonite and pseudo-wollastonite, polymorphic form of calcium metasilicate; with optical study by Fred. Eugene Wright. *Am. Jour. of Sc. 21*, 1906, p. 89–108.

4 Mencionaré aquí que Specia (Il dinamometamorfismo e la minerogenesi. *Atti R. Accad. d. Scienze di Torino.* 40, 1904–1905. Adun. del 7 maggio 1905) en vano ha tratado de obtener la síntesis de la wollastonita de calcita y ácido silícico gelatinoso á temperaturas entre 100° y 200° durante siete días.

Los fenómenos exógenos de contacto

Observaciones generales

Dándole á la idea de los fenómenos exógenos de contacto la concepción más amplia, describiré en las páginas siguientes, conforme á la subdivisión dada en p. 26, las transformaciones de los sedimentos con ó sin adición de materia, así como todas las formaciones de minerales de la cercanía del contacto en los sedimentos y procedentes con toda seguridad ó con gran probabilidad de la roca eruptiva. El capítulo siguiente se ocupa pues en la verdadera metamorfosis de contacto y la formación de los criaderos de menas.

En la región que estudié los sedimentos se componen casi únicamente de calizas. Su impureza consiste esencialmente en ácido silícico distribuído en la roca, unas veces concentrado en concreciones de pedernal, otras veces como arena cuarzosa, en algunos casos en cantidad muy considerable. En las numerosas rocas de contacto estudiadas, no he podido demostrar la existencia del ácido fosfórico bajo ninguna forma, tan considerable en varias capas no alteradas del Jurásico superior. Magnesia, fierro y alúmina no desempeñan un papel importante en los sedimentos, como lo demostrarán los análisis que se dan más adelante; margas y calizas dolomíticas no las he encontrado en las cercanías de Concepción.[1]

De acuerdo con la falta casi completa de alúmina en los sedimentos se debería esperar como producto de contacto únicamente mármol y silicatos de cal libres de alúmina. Realmente la wollastonita es muy frecuente en algunas partes alrededor de Concepción, pero el granate más ó menos rico en fierro forma el mineral de contacto más importante y se encuentra á veces en masas grandes. De esto resulta que la metamorfosis debe haber tenido lugar bajo una adición considerable de materia. Diopsida, vesuvianita, dipyro y epidota son otros minerales de contacto; en algunos casos raros he encontrado también hornblenda y zoisita. En un capítulo especial discutiremos hasta qué grado, según una opinión bastante generalizada, los silicatos se han formado por una transposición molecular de la materia contenida en la caliza ó hasta qué grado fué necesaria para su formación una adición de materia procedente de la roca eruptiva.

Las calizas más ó menos ricas en cuarzo arenoso, pertenecientes principalmente al Portlandiano, muestran una metamorfosis completamente distinta de la de las calizas con pedernal, por lo demás casi puras del Cretácico y del Jurásico; esto se puede decir por lo menos de la zona de contacto no colindando inmediatamente con la roca eruptiva, donde ambas de igual

1 Nos permitimos observar que en los trabajos citados de Burckhardt se hace constar que tanto en Mazapil como en Concepción del Oro se encuentran muchas capas arcillosas y margosas en la serie neojurásica; estas rocas se hacen notables por dar lugar siempre á una depresión característica en el terreno. (Nota de los traductores *E. Böse y C. Burckhardt.*)

manera han sido transformadas en roca de granate ó de vesuvianita. Fuera de esta zona la metamorfosis de la primera conduce á la formación de piedra córnea de wollastonita rica en cuarzo, la de la última á mármoles con un contenido de silicatos. Tenemos pues que discutir en lo siguiente varias clases de rocas de contacto.

La extensión de la metamorfosis de contacto no se puede limitar muy claramente, porque se pierde poco á poco con la distancia de la roca eruptiva. Como ya lo mencionamos antes (p. 6) sólo la parte del sistema de capas que según Burckhardt fué impulsada hacia arriba por la granodiorita, ha sido metamorfizada en parte. Burckhardt habrá limitado bien en su carta la zona de la metamorfosis visible; esta desaparece pues á una distancia de sólo unos 300 metros del macizo eruptivo; pero se debe tener en cuenta que varias veces como p. e. en la región del Picacho del Abra debajo de la roca sedimentaria se encontrarán á poca profundidad masas eruptivas y que la distancia del gran macizo principal no es necesariamente la del verdadero foco de la metamorfosis.

Probablemente todos los sedimentos de la región de Concepción son bituminosos y por esto teñidos más ó menos de gris, negro ó pardo. El grado de esta coloración no necesita corresponder de por sí á la cantidad de los hidrocarburos existentes, sino que podría depender de su clase especial y color. También calizas casi negras dieron con el tratamiento con ácido clorhídrico sólo un residuo pequeño carbonoso al lado del contenido del cuarzo generalmente poco considerable. El efecto de la atmósfera ha blanqueado muchas calizas primitivamente bituminosas y esto tanto más cuanto menos compacta es su estructura. Esto se refiere principalmente á las calizas del Portlandiano superior ricas en arena de cuarzo, en los afloramientos superficiales casi áspero-terrosos y en parte completamente blancos. El verdadero contenido de carbón en las calizas fué hecho visible y conservable por la metamorfosis de contacto, transformándose el hidrocarburo en grafita. La formación de la grafita es en Concepción un fenómeno que pertenece á la zona de contacto exterior; en los productos de metamorfosis de contacto más intensa, especialmente en donde ésta había tenido lugar con adición considerable de materia, no pude comprobar la presencia de carbón ó sólo en cantidades pequeñas. La formación de grafita tiene que referirse claramente á un proceso de destilación semejante á aquél que en las cercanías de rocas eruptivas transforma la lignita y la hulla en antracita. Este fenómeno da en la zona de contacto un color intensamente negro á muchas calizas que en lo general no llaman la atención por su color y que hasta son de color completamente claro en sus afloramientos superficiales. Esto se refiere á las capas del Portlandiano y á muchas capas de la caliza con Nerineas, lo que se observa perfectamente en el lado Sur del Picacho del Abra, donde tal capa en un pliegue fuertemente arqueado se hace visible desde lejos (lám. V, fig. 1).

Más cerca del contacto se observa una repartición en ondas y cintas del

contenido del carbón antes de que la caliza pase á mármol blanco. La coloración profundamente negra de algunas capas como p. e. de las calizas del Portlandiano ricas en wollastonita cerca del Picacho del Abra, no corresponde de ninguna manera á un contenido alto de grafita; en la mayor parte de los casos este contenido es muy pequeño como se puede comprobar calentando al rojo el residuo no disuelto en el ácido clorhídrico.

Todas las rocas de contacto tienen un contenido de pyrita ó pyrrhotita, aunque en lo general muy pequeño. Las acumulaciones de mayor importancia de minerales de cobre y fierro, etc., que serán descritas aparte se encuentran por lo común más cerca al contacto.

Además de las transformaciones químicas y mineralógicas de las rocas, tendremos que mencionar también cambios mecánicos notables que se han producido durante la recristalización, probablemente como consecuencia de la presión de la roca eruptiva hacia arriba.

La naturaleza quimica de los sedimentos normales

Para poder seguir exactamente el proceso químico de la metamorfosis de contacto, es decir, una transformación de la cubierta de rocas metamorfizadas no sólo á consecuencia de cambios moleculares, sino también por una adición de materia por parte del magma, sería necesario comparar la composición química de determinadas capas de naturaleza normal con su producto de transformación, y todavía en este caso se tendría que suponer que una capa sedimentaria dentro de una extensión limitada tuviera una composición química poco variable, suposición no siempre justificada. Es cierto que cerca de Concepción el carácter de las capas en las diferentes formaciones es bastante distinto en parte, pero no me ha sido posible seguir determinado horizonte verticalmente poco extenso por todos los estados de la metamorfosis de contacto. En la cercanía del contacto series enteras de capas me parecían perder los caracteres necesarios para su reconocimiento, y dentro de la zona más ó menos potente de la transformación más intensa en el lugar de todos los sedimentos se encuentra una masa de silicatos de cal hasta de 80 m. de ancho y ya no se puede hablar de una serie de capas. Esta insuficiencia de la observación no es de tanta importancia porque dentro de complexos de capas bastante potentes, la naturaleza de los sedimentos casi todos calcáreos, es muy monótona y deja presumir una composición química bastante constante. Como ya lo mencioné no he encontrado rocas dolomíticas ó arcillosas cerca de Concepción. Pero varias capas son ricas en ácido silícico, otras al mismo tiempo en ácido fosfórico.

A continuación doy algunos análisis que fueron hechos de muestras de caliza escogidas arbitrariamente y que confirman lo dicho.

Caliza con Nerineas gris-obscura de la pendiente oriental del Picacho del Abra. Se disuelve fácilmente en ácido clorhídrico diluído dejando un residuo negro-pardusco. Análisis del Sr. Ayudante Dr. Zimmermann:

SiO_2	3,20	3,19
Al_2O_3	0,31	0.33
$Ca\ Co_3$	95,67	95,73
$Mg\ Co_3$	0,77	0,81
Fe_2O_3	huella	.....
P_2O_5	huella	.....
	99,95	100,06

En otra muestra de la caliza con Nerineas de la misma región encontró el Dr. Zimmermann:

SiO_2	1,18	1.20
Al_2O_3	0,70	0,69
$Ca\ Co_3$	96,57	96,54
$Mg\ CO_3$	1,55	1,49
Fe_2O_3	huellas	.....
	100,00	99,92

Caliza gris-pardusca del Cretácico medio cerca de Mazapil, de la cual se ha quitado el pedernal mencionado más adelante. Disolviéndola con ácido clorhídrico quedan cristalitos mínimos de cuarzo que encierran substancia carbonosa. Analizada por el Dr. Zimmermann, dió:

SiO_2	2,90	2,92
Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2	1,07	1,04
$CaCO_3$	95,82	95,81
MgO	0,50	0,51
	100,29	100,28

Caliza apizarrada gris-pardusca cristalina de grano grueso del horizonte con *Waagenia* (Kimmeridgiano) con una impresión de *Perisphinctes* del Puerto de la Laborcilla. Análisis del Prof. Dr. Dittrich:

SiO_2	20,54
Al_2O_3	1,23
Fe_2O_3	0,26
CaO	42,49
MgO	0,53
P_2O_5	0,14
Pérdida al rojo (de esta 33,99 CO_2)	34,56
	99,75

Notable es el contenido pequeño de fósforo, fierro y magnesia y la gran cantidad de ácido silícico. Tratando 13.2 gr. de la misma roca con ácido clorhídrico, obtuve 21.4 por ciento de residuo seco, que calentado al rojo

perdió 0.4 por ciento. El pequeño resto que quedó después de calentar el residuo con ácido fluorhídrico, fué fundido con $KHSO_4$ lavado con agua fría y dió al hervir cantidades claras de ácido titánico, el que pudo comprobarse por H_2O_2 y en la perla de sal de fósforo con toda seguridad.

Una muestra de las calizas margosas, apizarradas, blancas del Portlandiano superior del Puerto de la Laborcilla, dió igualmente un residuo bastante cuantioso colorido de negro-pardusco por carbón que consistió casi unicamente de ácido silícico con un poco de alúmina y óxido de fierro.

El contenido de ácido fosfórico de las capas normales alcanza según Burckhardt[1] en tres horizontes del Jurásico superior, una cifra tan alta que aquellas rocas pueden ser llamadas fosforíticas. El horizonte fosforítico inferior pertenece, cerca de Mazapil, más allá de la montaña, al Kimeridgiano superior; un análisis ejecutado por el Dr. v. Vigier dió 0.93 por ciento de P_2O_5. Otros dos horizontes más importantes se encuentran en el Portlandiano; v. Vigier encontró en ellos hasta 23.54 por ciento de P_2O_5. Burckhardt cita además los análisis de muestras de la llamada caliza fosforítica roja (I) y de la gris (II) de la región de Mazapil, ejecutados por J. Bush. El color rojo de la primera proviene de impregnaciones con óxido de fierro. Es característico para esta clase de rocas que ambas son ricas en fósiles. La caliza roja posee una estructura singularmente nodular que debe su origen en parte á riñones de caliza de grano grueso, intercalados en una pasta fundamental de grano más fino. Las rocas son bastante ricas en carbón; una caliza fosforítica negra llena de conchas de *Aucella* dió al ser tratada por ácido clorhídrico un residuo carbonoso en forma de hojitas exagonales, probablemente grafita.

Bush encontró las composiciones siguientes:

	I		II[2]
H_2O	0,31		0,37
$Ca_3(PO_4)_2$	36,59	$P_2O_5 = 16,76$	41,18 $P_2O_5 = 18.87$
$CaCO_3$	19,66		26,45
$CaFl_2$	5,03		6,55
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0,65		0,43
Substancias orgánicas	0,58		1,10
Componentes no determinados	5,09		1,23
Residuo insoluble	32,09		22,69
	100,00		100,00

El residuo considerable se compone sin duda en su mayor parte de cuarzo.

Las calizas fosforíticas de la región de Concepción contienen, según C. Castro y F. Urbina:

1 BURCKHARDT. Sobre las rocas fosforíticas de las Sierras de Mazapil y Concepción del Oro, Zacatecas. *Parergon. Inst. Geol. de México.* 2, 1907. pág. 63-67.

2 El Sr. Dr. Burckhardt me confirma que en el trabajo original se encuentra un error de imprenta, siendo el contenido verdadero de $CaFl_2$ 6,55 y no 8,55 como se indica allí.

Puerto de la Laborcilla	16,08	P_2O_5
Cerro del Temeroso	6,78	,,
Valle del Almagre	8,06	,,
Aranzazú	3,26	,,

Mencionaré aquí que no he encontrado bajo ninguna forma el alto contenido de fosfato de calcio y de fluoruro de calcio de estas rocas en el estudio microscópico de las rocas de contacto (véase abajo).

MÁRMOL EPIDOTÍFERO

A lo largo del camino de Aranzazú la zona de roca de granate del contacto inmediato en donde éste no está cubierto por acarreo y toba calcárea, parece ser poco potente. La caliza con Nerineas demuestra allí una transformación intensa en un mármol azulado ó verdoso claro, con un grano hasta de un centímetro, cuyo tamaño cambia hasta en una misma muestra. En donde contiene segregaciones de pedernal como especialmente en la parte superior del camino más allá del salto de agua, estas se han transformado en granate verde. Estas intercalaciones de roca de granate cuyas dimensiones cambian mucho y disminuyen hasta la de cintas finísimas, son en partes despedazadas como en un material plástico, arqueadas y los fragmentos son movidos (láms. V, fig. 2 y VI, fig. 2). Sin duda esta transformación mecánica ha tenido lugar durante la recristalización de la caliza, pues no la he visto en ninguna parte fuera de la zona de contacto cerca de Concepción, mientras que arrugamientos, plegamientos y despedazamientos, no son de ninguna manera raros cerca del contacto. En el presente caso, el mármol mismo que encierra las inclusiones de roca de granate despedazadas no muestra indicios de los efectos de tensiones ó presiones. Es tan uniformemente granulado y homogéneo, que sólo la posición cambiada de las inclusiones deja reconocer que aquí ha tenido lugar un efecto mecánico durante la formación del mármol. Este efecto proviene seguramente del magma ascendente.

Para encontrar la causa de la coloración de verde más intenso, en partes del mármol, disolví primero grandes cantidades de él en ácido clorhídrico y obtuve un residuo en forma de polvo, compuesto principalmente de epidota, muy poco granate, individuos aislados de plagioclasa, dodecaedros pentagonales así como hojitas rectangulares y varillas de pyrita, y por fin grandes cantidades de esqueletos de ácido silícico. Traté de nuevo cantidades de mármol con ácido acético y entonces quedaron en lugar de los esqueletos numerosos cristales de tamaño microscópico, de un mineral incoloro. Este último forma prismas y grupos de prismas de un aspecto algo fibroso, lo que quizá se puede referir á un crucero paralelo al eje longitudinal. Estos cristales encierran en algunos casos grafita. Tratando el residuo con acetileno tetrabromado pude aislar un polvo bastante puro, perfectamente blanco, compuesto de estos cristalitos, mezclados con muy poca epido-

ta y de un peso específico aproximadamente de 2.65. A veces los individuos son fusiformes, pero otras veces muestran un perfil claramente octagonal alargado y permiten reconocer, no obstante sus aristas arredondadas, á veces caras, que interpretadas como formas del sistema monoclínico, se podrían designar como ∞P, $\infty \breve{P} \infty$, $\infty \bar{P} \infty$, OP y como pirámides planas ó domas. El carácter óptico de la zona principal se mostró en estas observaciones generalmente como positivo, pero frecuentemente también como negativo, la doble refracción es bastante fuerte; el mineral tiene dos ejes ópticos con una extinción aparentemente recta; el plano de los ejes está perpendicular á la extensión longitudinal de los prismas; los ejes muestran una dispersión clara. Sólo excepcionalmente los individuos alcanzan una longitud de $0.^{mm}3$, por lo general su tamaño es apenas de $0.^{mm}05$. La determinación más exacta de la refracción es impedida por la circunstancia de que los cristalitos están claramente destruídos en su superficie por la acción del ácido acético y cubiertos de una película de ácido silícico amorfo, de modo que aparecen ser de menor refracción que el bálsamo de Canadá. Considerando sus propiedades ópticas tomo el mineral por wollastonita; esto indica también su comportamiento con relación á la influencia de los ácidos, especialmente del ácido acético.[1] El peso específico demasiado bajo se explicaría por el ácido silícico amorfo pegado en el mineral. Las plagioclasas escasas y defectuosamente desarrolladas poseen para a y c una refracción mayor que el bálsamo de Canadá. El espato calizo del mármol muestra la laminación de gemelos según $-\frac{1}{2}$ R.

Como lo demuestra una piedra rodada, estas rocas epidotíferas se encuentran también en la zona de las calizas con Nerineas grafíticas metamorfizadas del Valle del Arco. Al microscópio este mármol muestra en lo general una estructura alotriomorfo-granuda, pero también numerosos individuos intercalados de espato calizo de forma prismática. Especialmente en estos últimos ha tenido lugar un enriquecimiento en carbón, por lo cual se logra separar de la roca tales prismas por medio del ácido acético como fenocristales difícilmente atacables. La caliza contiene además de pyrita bastantes prismas de epidota imperfectamente desarrollados. El mineral incoloro, hasta en granos aislados, raras veces es un poco verdoso; demuestra una doble refracción fuerte sin colores de interferencia, anómalos, el plano de los ejes ópticos está vertical á la zona principal, la dispersión no es notable. No obstante su falta de coloración el mineral no debe considerarse por esto como clinozoisita, sino como epidota sin fierro ó pobre en fierro.

1 Wollastonita de Perheniemi se descompone bastante pronto en el ácido acético diluído caliente; en ácido acético frío se disuelve completamente después de algunos días, quedando un residuo de esqueletos de ácido silícico. Respecto á la descomposición del mismo mineral por sulfato de fierro y sulfato de cobre véase *Centrabl. f. Min.* etc. 1909, p. 163 y 167.