

5.5 SUBSISTEMA BIOFISICO

5.5.1 Clima.

Vale la pena abordar el tema definiendo el clima como el promedio del estado del tiempo en un lugar dado durante un amplio período; es decir la combinación de variables como temperatura, precipitación, brillo solar, evapotranspiración, humedad y dirección del viento. Bajo esta visión se aborda por ahora el tema con los registros de precipitación del IDEAM, al no disponerse de datos sobre los otros componentes del clima, información que debe ser completada durante la implementación del plan básico de ordenamiento territorial

Hoy más que nunca el conocimiento del clima es indispensable para planificar las actividades agropecuarias, industriales, mineras, el emplazamiento de la población, la construcción de infraestructura, prevención de desastres, entre muchas otras actividades humanas que tienen que ver con el clima y el agua como valioso recurso o potencial amenaza

De lo anterior se infiere la necesidad de fomentar el montaje y buen manejo de las estaciones climáticas, bajo el criterio de consolidar redes con el objetivo de recopilar información meteorológica con miras a hacer seguimiento técnico al comportamiento del clima con información más precisa y de mayor cubrimiento, porque es un requerimiento de la vida moderna, como consecuencia del incremento permanente de la demanda de alimentos y materias primas de origen agropecuario para sostener una población creciente.

Por otra parte, se requiere el conocimiento del clima para acondicionar técnicas de manejo del suelo y la cobertura vegetal bajo el criterio del desarrollo sostenible, como lo exige el momento, haciendo énfasis en que Silvia es un municipio agropecuario en sus pisos andinos y subandinos, aunque domine la agricultura de subsistencia.

Lo expuesto da a entender el gran compromiso que adquieren los municipios en el apoyo al mejoramiento permanente de la información climática en sus jurisdicciones, tarea en la cual deben empeñarse en acción coordinada con el IDEAM, hasta cuando cada uno de dichos entes territoriales tenga la cultura y la capacidad de montar y manejar estaciones para mejorar su información con destino a la planificación local entendiendo la importancia que en todos los aspectos tienen el clima y el recurso hídrico. Para el municipio es un factor asociado directamente con la altitud y con su ubicación latitudinal.

5.5.2 Vientos: Al territorio silviano por su vecindad a la línea del Ecuador y su ubicación sobre la ladera interandina media y alta de la Cordillera Central, al suroeste de Colombia le corresponde un clima ecuatorial de montaña con pisos térmicos, tal emplazamiento le permite disfrutar de dichos pisos, como sigue: Templado, frío y de páramo, área correspondiente a los pisos bioclimáticos que Cuatrecasas denominó subandino, andino y altoandino.

La ubicación astronómica y geográfica del municipio hace que su territorio sea afectado tanto por la confluencia de los vientos Alisios del nordeste y del sureste que ocasionan tanto los dos periodos lluviosos, como por la presencia ocasional del primero y la fuerte influencia del último; de otro lado, la formación de vientos diurnos y nocturnos o de montaña, de efecto adiabático y catabático como consecuencia de la ubicación del territorio sobre ladera montañosa con escarpes y valles profundos.

A propósito de los vientos de montaña, su mecanismo de funcionamiento se produce porque durante el día el calentamiento gradual de la superficie terrestre ocasionado por el sol aumenta la temperatura de la baja atmósfera refrescada en la noche por los vientos fríos descendentes, provocando con en el transcurso de las horas una dinámica atmosférica contraria a la nocturna porque el descenso de la presión atmosférica favorece el ascenso de masas de aire cálido y húmedo desde el fondo del valle del río Cauca, las cuales producen la condensación que origina las lluvias de relieve que en horas de la tarde suelen afectar las partes altas del oriente del municipio.

Por otra parte, desde las últimas horas de la tarde y en la noche, el marcado descenso de la temperatura provocado por el debilitamiento de los rayos del sol

en las últimas horas y la puesta del astro ocasiona en las alturas el enfriamiento rápido del aire, que en consecuencia genera el aumento de la presión atmosférica, entonces el aire frío por ser más pesado comienza a descender por las laderas hacia las partes bajas más cálidas, más absorbente de humedad al ganar temperatura y por ende capacidad de convección puede ocasionar lluvias nocturnas en las depresiones mientras que en las laderas altas reina el tiempo seco. Estos vientos nocturnos descienden aguas abajo llevando la dirección de los encañonados valles desde las gélidas alturas.

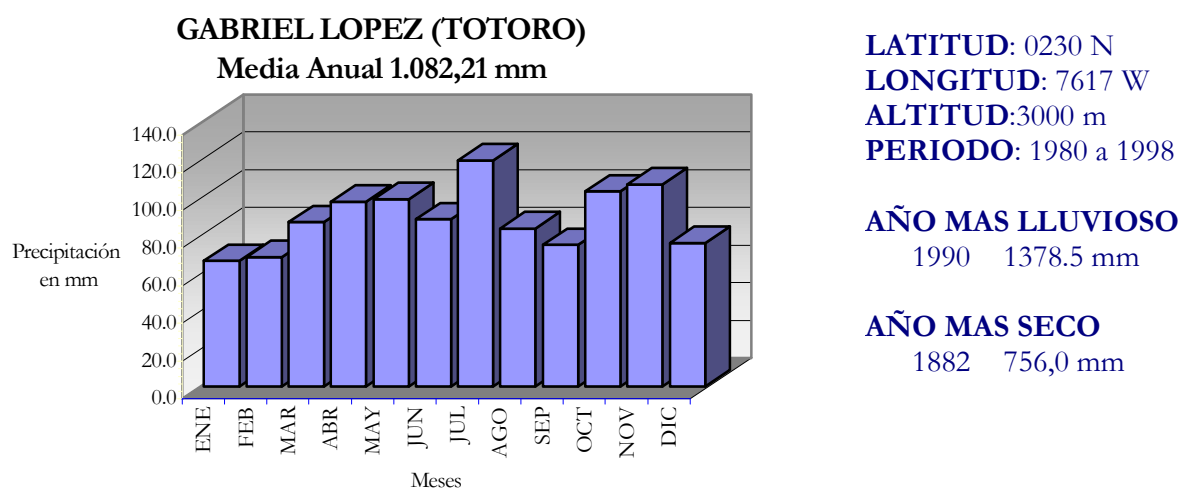
El fenómeno de los vientos de montaña se atenúa, cuando está en actividad la confluencia intertropical que produce convección y lluvias generalizadas a diversas horas del día o de la noche sin importar la altura, porque la humedad llega a gran altura en la atmósfera como efecto de la convergencia de los alisios. Mientras que los vientos de montaña son de carácter local y no afectan directamente las capas atmosféricas que están en contacto con el suelo, es decir que no dan origen a sistemas de nubes de gran desarrollo vertical.

5.5.3 Precipitación. Las estaciones meteorológicas tienen registros confiables los cuales aparecen relacionados en las tabla No 4.

Según la definición de clima, para conocer su comportamiento dentro del municipio, se requiere analizar información de estaciones meteorológicas del territorio y de localidades vecinas, con periodos secuenciales no menores de 15 años. Para el propósito se han tomado dos estaciones de Silvia y cuatro de sitios vecinos, para poder tener una visión mejor de área, pues los datos puntuales no son significativos para inferir las condiciones climáticas de un territorio amplio y de complejidad fisiográfica. Esta es la razón para haber tomado los seis lugares cuya información aparece en los histogramas de precipitación 2, 3, 4, 5, 6 y tabla No. 3 estos contienen solamente los datos de precipitación y ubicación geográfica de las estaciones, información no suficiente para conocer el clima, pero si importante para iniciar el estudio de su comportamiento y el de las lluvias para la planificación local del uso del agua.

HISTOGRAMA DE PRECIPITACION CORRESPONDIENTE A SEIS ESTACIONES METEOROLOGICAS DEL MUNICIPIO DE SILVIA Y AREAS VECINAS

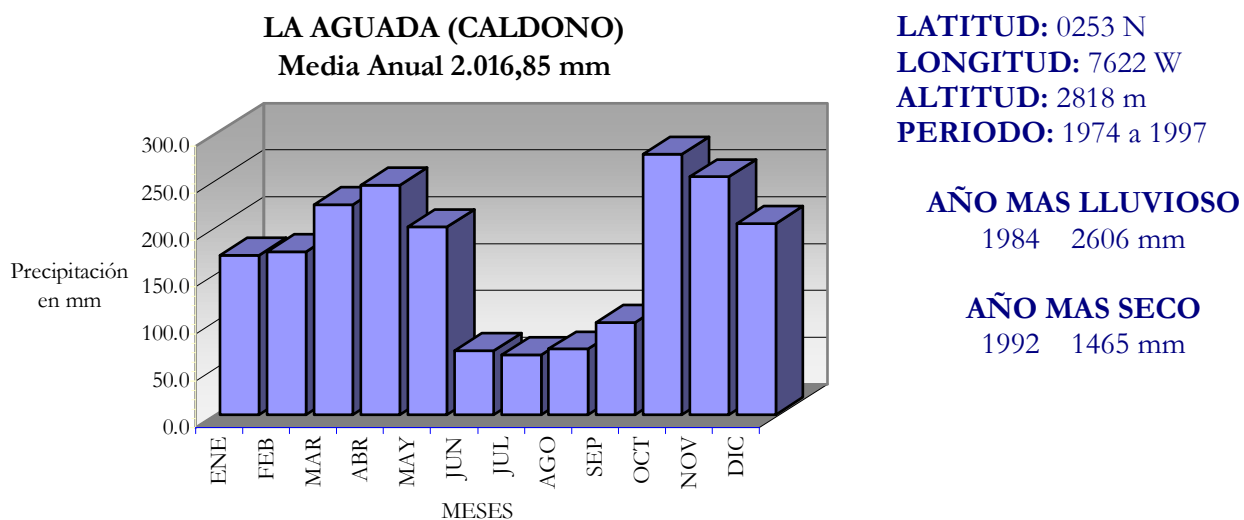
Gráfico 5



DATOS DE PRECIPITACION

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	66,8	68,7	87,3	98,1	99,5	88,8	120,1	84,0	75,3	103,7	107,3	76,1
MAXIMOS	193,8	171,3	174,2	174,5	151,4	170,0	190,0	170,0	170,7	179,0	209,0	175,9
MINIMOS	8,5	19,8	45,5	51,0	45,0	31,8	39,7	28,5	19,9	16,0	52,8	0,0

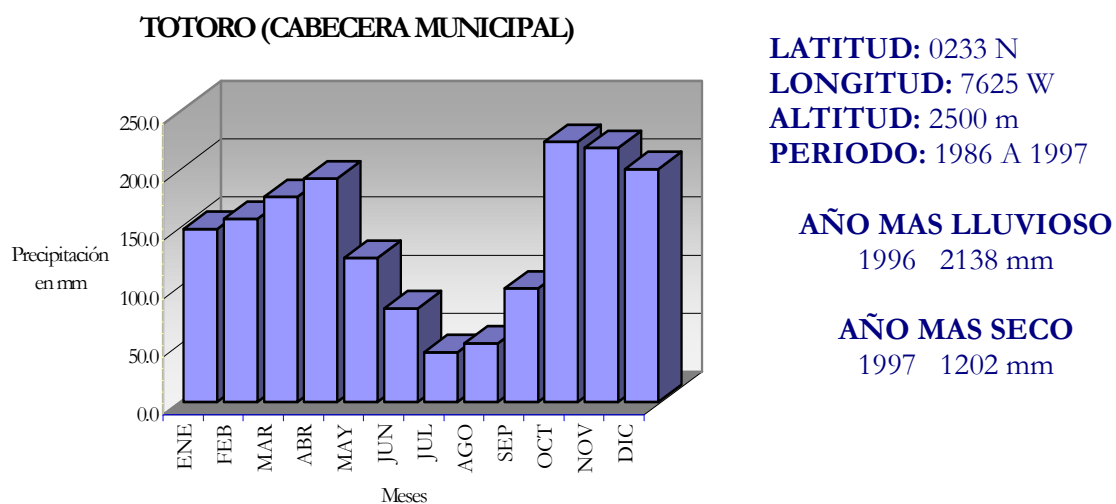
Grafico 6.



DATOS DE PRECIPITACION

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	170,3	173,8	223,8	244,4	200,5	67,9	64,2	70,0	98,1	277,6	253,7	203,7
MÁXIMOS	366,0	336,0	463,0	415,0	377,0	188,0	221,0	248,0	219,0	418,0	408,0	372,0
MINIMOS	42,3	8,0	42,0	127,0	73,0	2,0	0,0	0,0	15,0	67,0	125,0	49,0

Gráfico 7



DATOS DE PRECIPITACION

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	148,7	157,4	176,2	192,1	123,7	80,6	43,1	50,2	97,5	223,6	218,4	200,1
MAXIMOS	377,0	353,0	387,0	494,3	229,3	209,8	182,7	245,2	211,6	345,5	375,0	333,0
MINIMOS	22,2	17,2	67,0	42,5	59,9	8,0	0,0	4,0	13,0	28,0	73,6	13,4

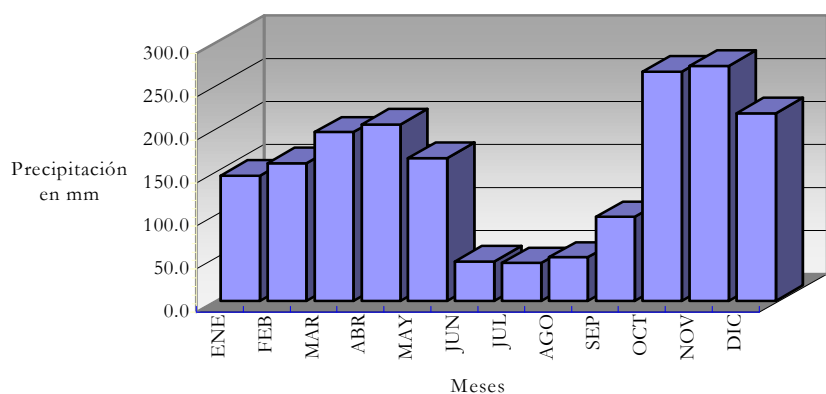
Gráfico 8

PITAYO (SILVIA)

LATITUD: 0242 N
LONGITUD: 7621 W
ALTITUD: 2500 m
PERIODO: 1978 a 1995

AÑO MAS LLUVIOSO
 1985 2573 mm

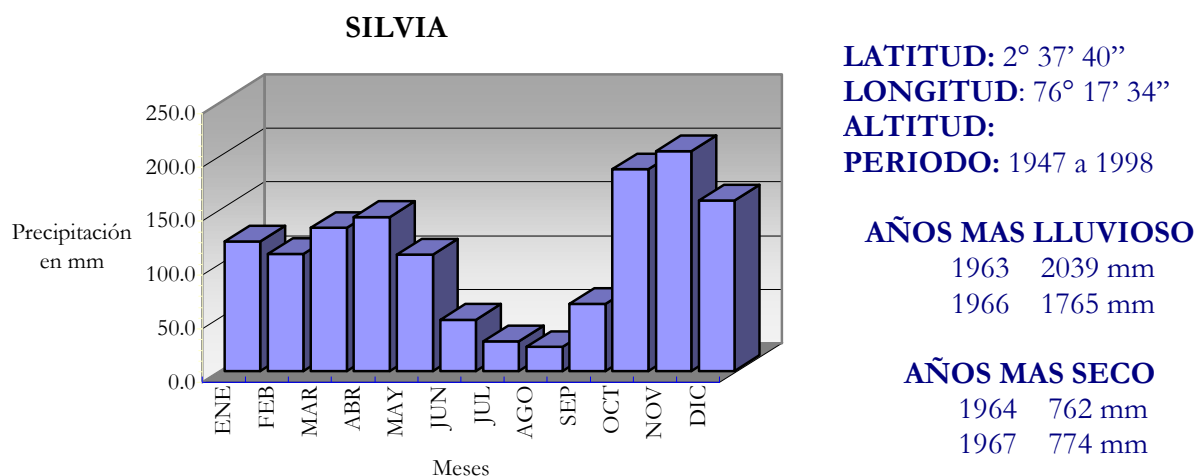
AÑO MAS SECO
 1992 931 mm



DATOS DE PRECIPITACION

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	145,5	159,7	195,5	204,7	165,7	45,6	43,7	50,3	97,3	266,2	272,3	217,8
MÁXIMOS	322,0	391,0	328,0	444,0	389,0	147,0	76,0	141,0	432,0	523,0	489,0	471,0
MINIMOS	45,0	22,0	29,0	24,0	21,0	0,0	8,0	0,0	9,0	20,0	118,0	43,0

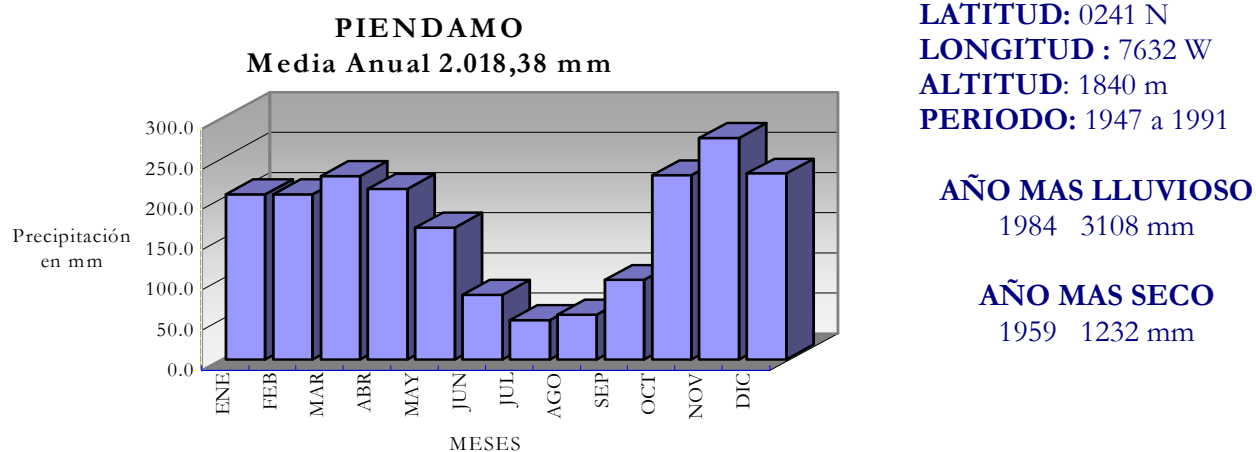
Gráfico 9



DATOS DE PRECIPITACION

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	119,9	108,3	132,9	143,0	108,0	47,4	27,6	22,4	62	187,2	204,1	158,3
MÁXIMOS	332,0	325,0	338,0	297,0	268,0	169,0	106,0	123,0	265,0	303,0	480,0	309,0
MINIMOS	0	1	5	41	0	2	0	0	0	33	62	35

Gráfico 10.



DATOS DE PRECIPITACION

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	205,3	205,2	228,1	211,9	164,0	80,4	48,8	55,8	98,8	229,0	274,9	231,2
MÁXIMOS	408,0	428,0	489,0	377,0	277,0	208,0	173,0	121,0	265,0	345,0	608,0	478,0
MINIMOS	62,0	47,0	87,0	60,0	37,0	5,0	1,0	1,0	14,0	63,0	20,0	81,0

Distribución espacial y temporal de las precipitaciones: La repartición de la lluvia durante el año en el territorio de Silvia, como en las laderas Caucanas del valle del río Cauca es bimodal porque pertenece al régimen ecuatorial de montaña, con dos máximos de lluvias, producidos por los pasos de la Zona Intertropical de Convergencia (lluvias zenitales), intercalados por dos menos lluviosos, uno al inicio del año y otro a mediados, este último es el realmente seco.

Hablando en términos reales, tanto el municipio como sus alrededores disfrutan por lo general de nueve meses de buena disponibilidad de agua, porque el periodo menos lluvioso de enero y febrero recibe abundantes precipitaciones, siendo seco esporádicamente, por la influencia del fenómeno de calentamiento del Océano Pacífico, cuando las sequías en el país son realmente agudas y el Alisio del Noreste logra penetrar marcadamente hacia el suroeste del país, tal como lo indican las estadísticas de 1992, (año del racionamiento) correspondientes a Pitayó, la Aguada y probablemente Piendamó, que está sin actualizar.

Del comportamiento de las estadísticas analizadas se infiere que el área ni adolece de falta de agua ni muestra como se cree cambios dramáticos en el comportamiento del clima durante los últimos tiempos, sencillamente presentan los altibajos normales del comportamiento de las lluvias en el transcurso de los años. A manera de ejemplo se tiene el caso de Piendamó, estación que presenta como años más secos a 1959, 1952 y probablemente a 1992, y como más lluviosos a 1984 y 1970 respectivamente, entre 1947 y 1991, de donde se deduce que la escasez temporal y cada vez más marcada del agua es producto de los malos manejos de la cobertura vegetal que ocasionan una escorrentía más rápida y por ende un secamiento más acelerado de los suelos y ojos de agua en tiempo seco.

En la parte alta de la cordillera los las comunidades indígenas distinguen cuatro estaciones: el srepol o época de las grandes lluvias, el lamokuaro que es el pequeño verano, el lamosre o sea periodo de las lluvias menores y el nukuaro o gran verano. Para estas comunidades dos de estas épocas presentan características especiales en los páramos y en zonas más altas, para ellos el páramo reviste gran importancia, pues significa agua, vida, cultura y sitio sagrado, según su cosmovisión el origen de la etnia está en el agua, como lo concebían muchas culturas prehispánicas, entre ellas los muíscas del altiplano cundiboyacense una concepción valiosa desde el punto de vista del manejo del medio ambiente. Durante el lamokuaro hay fuertes heladas nocturnas que

denominan puypol. Una buena parte del nukuario corresponde al Kosro, que significa caída de páramo, consistente en las lloviznas pertinaces mencionadas en el tema de los vientos, las cuales van acompañadas de temperaturas muy bajas, viento helado fuerte y persistente y gran humedad, esta es una buena descripción del clima anual de la parte alta del territorio silviano, según la concepción de la comunidad el cual es reflejo de la realidad. (Plan de vida del pueblo guambiano, 1994 pág. 31).

La comunidad relaciona de manera muy lógica la dirección del viento y de las nubes y las características de ellas con la llegada o el retiro de las lluvias y con el cambio de estación, así al final del nukuario o gran verano la presencia de remolinos y el alboroto de las golondrinas y grandes calores son el anuncio del srepol, tiempo que corresponde a septiembre, cuando se destacan estos fenómenos por ser el mes de transición del periodo más seco al más lluvioso del año. (Plan de vida del pueblo guambiano, págs. 32 y 33).

El primer máximo de lluvias corresponde a marzo, abril y mayo y el segundo a octubre, noviembre y diciembre, junio, julio y agosto son los meses más secos en los pisos térmicos templado y frío, de la misma manera el volumen de precipitación aumenta con el descenso en altitud, también la rigurosidad de la temporada seca. La zona de páramo abarca el 51.78% del municipio cubriendo todo el oriente del mismo y tiene un comportamiento climático que puede compararse con el de Gabriel López, clima húmedo todo el año, con cinco meses que por exceso o por defecto están cerca de 100 mm de lluvia al año, sin embargo, este volumen moderado de precipitaciones repartido a lo largo del año es suficiente para mantener las condiciones de humedad en la alta montaña debido a las bajas temperaturas reinantes.

Como paradoja, estas altas montañas reciben el mayor volumen de lluvias durante junio, julio y agosto, cuando en el resto del municipio y las zonas circunvecinas de la Cuenca del Cauca están en época de sequía, porque las masas de aire húmedo que trae desde la Cuenca Amazónica el Alisio del sureste traspasan fácilmente la barrera de la Cordillera Oriental, porque es muy baja y estrecha al sur, luego de dejar abundantes precipitaciones en el piedemonte amazónico, la ladera oriental y las cimas de la cordillera mencionada y de pasar secando las tierras cálidas y templadas del departamento del Huila, para condensan nuevamente, ya sobre la ladera oriental de la Cordillera Central, donde ocasionan las inclementes y pertinaces lloviznas que con fuertes y constantes vientos dificultan las actividades al aire libre. Estas lloviznas

afortunadamente reducen la posibilidad de heladas en el páramo y la tierra fría durante esta época.

Las heladas son más notorias durante los dos primeros meses del año, cuando hay más noches despejadas y sin vientos notorios, como lo evidencian las estadísticas de la estación de Gabriel López y los conocimientos de la comunidad al mostrar a diciembre, enero y febrero como los meses más secos en el páramo y la parte alta de la tierra fría.

En conclusión, el comportamiento de las precipitaciones en la alta montaña de Silvia y sus alrededores define la temporada más seca al inicio del año, como ocurre en las zonas montañosas del centro y norte de Colombia, donde parte de diciembre, enero, febrero y la primera quincena de marzo son los meses más secos del año. Para la zona paramuna en mención el ejemplo de Gabriel define también a septiembre como el mes más seco del segundo semestre. Por ser este último el de transición entre el tiempo de los “páramos” y la segunda temporada de lluvias zenitales. (Ver gráfico No.5. histograma de Gabriel López basados en datos promedio de 19 años),

Finalmente, el Alisio en su descenso de la Cordillera Central se torna secante y en su desplazamiento hacia el noroccidente absorbe la humedad, impidiendo las precipitaciones sobre la Fosa Cauca Patía, el altiplano de Popayán, estos vientos tan sentidos, especialmente en agosto, son los que favorecen la temporada de cometas.

Poblados de tierra fría como Totoró, Silvia, Pitayó y la Aguada en Caldon presenten muy marcado el periodo seco de junio, julio y agosto, y naturalmente Piendamó, por estar ubicado en piso térmico templado, comportamiento de las precipitaciones que es posible inferir para Usenda, área templada del occidente de Silvia.

La información existente relacionada en la tabla No. 3, fue obtenida por el Instituto de Estudios Ambientales y Meteorológicos (IDEAM) y corresponde básicamente a volúmenes de precipitación. (Mapa 3. Climático)

Tabla 3. Datos de precipitación.

LA AGUADA (CALDONO)												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	170,3	173,8	223,8	244,4	200,5	67,9	64,2	70	98,1	277,6	253,7	203,7
MAXIMOS	336,0	336,0	463,0	415,0	377,0	188,0	221,0	248,0	219,0	918,0	408,0	372,0
MININOS	42,3	8,0	42,0	127,0	73,0	2,0	0,0	0,0	15,0	67,0	125,0	49,0
PITAYO (SILVIA)												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	145,5	159,7	195,5	204,7	165,7	45,6	43,7	50,3	97,3	266,2	272,3	217,8
MAXIMOS	322,0	391,0	328,0	444,0	389,0	147,0	76,0	141,0	432,0	523,0	489,0	471,0
MININOS	45,0	22,0	29,0	24,0	21,0	0,0	8,0	0,0	9,0	20,0	118,0	43,0
GABRIEL LOPEZ (TOTORO)												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	66,5	68,7	87,3	98,1	99,5	88,8	120,1	84,0	75,3	103,7	107,3	76,1
MAXIMOS	193,8	171,3	174,2	174,5	151,4	170,0	190,0	170,0	170,7	179,0	209,0	175,3
MININOS	8,5	19,8	45,5	51,0	45,0	31,8	39,7	28,5	19,9	16,0	52,8	0,0
TOTORO (CAB. MUNICIPAL)												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	148,7	157,4	176,2	192,1	123,7	80,6	43,1	50,2	97,5	223,6	218,4	200,1
MAXIMOS	311,0	353,0	387,0	494,3	229,3	209,8	182,7	245,2	211,6	345,5	375,0	333,0
MININOS	22,2	17,2	67,0	42,5	59,9	8,0	0,0	4,0	13,0	28,0	73,6	13,4
SILVIA (CAB. MUNICIPAL)												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	119,9	108,3	132,9	143,0	108,0	47,4	27,6	22,4	62	187,2	204,1	158,3
MÁXIMOS	332,0	325,0	338,0	297,0	268,0	169,0	106,0	123,0	265,0	303,0	480,0	309,0
MINIMOS	0	1	5	41	0	2	0	0	0	33	62	35
PIENDAMO												
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
MEDIOS	205,3	205,2	228,1	211,9	164,0	80,4	48,8	55,8	98,8	229,0	274,9	231,2
MAXIMOS	408,0	428,0	489,0	377,0	277,0	208,0	173,0	121,0	265,0	345,0	608,0	478,0
MINIMOS	62,0	47,0	87,0	60,0	37,0	5,0	1,0	1,0	14,0	63,0	20,0	81,0

Fuente: C.R.C- IDEAM 1998

5.5.4 La evaporación: Es un indicador natural que hace referencia a la pérdida de agua por acción del calor solar, es el parámetro de medida del balance hídrico, dicho balance es la diferencia entre excesos y excedentes del líquido y de

humedad del suelo. Como por el momento no hay estadísticas de la variable, es necesario inferir ciertos hechos, como afirmar empíricamente que Silvia es húmedo la evaporación es inferior a la precipitación por ello tiene los excedentes de agua que continuamente fluyen por las corrientes que drenan las microcuencas de los ríos Piendamó, Ovejas. Cofre y Jambaló - Palo hacia el río Cauca, otro indicador del balance favorable es la permanencia de la vegetación verde durante casi todo el año, sin que los principales cursos de agua se sequen. A manera de comparación, se trae a colación el caso de Barrancas Guajira donde una precipitación media anual es de 200 mm en piso térmico cálido da un balance desfavorable con respecto a la evaporación y en consecuencia aquella localidad tiene un clima semidesértico.

5.5.5 Pisos térmicos y bioclimáticos: Según la concepción general que se tiene del clima en Colombia no se pueden dejar de lado los conocidos pisos térmicos cálido, templado frío, paramuno y nival, porque estos explican la relación de la altitud con la temperatura, muy importante en una región de clima ecuatorial de montaña como éste Silvia tiene solamente los pisos térmicos templado, frío y paramuno.

Los pisos bioclimáticos de Cuatrecasas dan una concepción del clima ambiental porque relacionan la humedad con la temperatura lo que determina el tipo de vegetación natural, la fauna y las actividades económicas. Los pisos bioclimáticos del municipio se relacionan en el Mapa No 3 y en la tabla No.4.

Los pisos térmicos y bioclimáticos tienen sus zonas de transición, más notorios para el común de la gente en las plantas económicas, pudiendo afirmarse por ejemplo que la zona de transición entre la tierra fría y la templada está desde la altitud en la cual el café conserva su grano de tamaño normal y no hay heladas (1800 m.) y el límite superior de la caña panelera (2200m.).

Tabla 4. Pisos bioclimáticos

Altitud	Piso Bioclimático	área(has)
1350- 2200	Subandino	3.045,776
2200-2900	Andino	14.049,95
2900-3200	Alto andino	18.885,78
32000-	Páramo	29.680,76
Total		65.670,73

Fuente: P.B.O.T Municipio de Silvia (SIG) 1999.

El territorio Silviano está ubicado sobre los pisos térmicos templado, frío y de páramo, correspondientes a los pisos bioclimáticos definidos por Cuatrecasas como subandino, andino, alto andino y de páramo. De acuerdo con lo anotado, para precisar el variado clima del municipio, se requiere analizar la información de numerosas estaciones meteorológicas en periodos mínimos de 15 años de registros. Como el conocimiento del clima es importante para la planificación agropecuaria, el montaje y manejo de las estaciones.

5.5.6 Balance hídrico: El balance hídrico es la cuantificación de los déficits y excedentes de humedad del suelo en un lugar determinado; donde permite establecer la disponibilidad de agua y las relaciones temporales entre la oferta y la demanda.

De la obtención del cálculo real del agua presente en una subcuenca es posible establecer los grados de inversión económica que debe efectuar un usuario para la explotación de los recursos naturales, en actividades como la agricultura, la ganadería y la minería.

Su cálculo se hace mediante el computo entre la precipitación y la evaporación, que da a conocer el valor de la capacidad de humedad que puede retener el suelo.

Es importante destacar que el Municipio cuenta con una gran zona de páramos que le permite un buen almacenamiento del recurso hídrico, garantizando agua para municipios de mayor demanda o de menor precipitación.

El área de estudio presenta un alto volumen de precipitaciones durante el año; el 80% cae en temporada lluviosa, se puede garantizar la época de sequía entre junio y septiembre, cuando disminuyen considerablemente las lluvias dando espacio aun clima frío y seco. El resto del año es lluvioso, como se refleja en los incrementos de los caudales de ríos y quebradas.

La estación de Sierra Morena presenta registros máximos de precipitación en los meses de mayo y noviembre. Durante el resto del año se presenta suficiente disponibilidad de agua, apta para ser aprovechada eficientemente por la planta de energía ubicada en la zona de Las Delicias cabildo indígena de Guambia.

En toda el área central del municipio se presentan condiciones de humedad similares a las descritas en la cuenca del río Piendamó. En algunos sectores planos del valle aluvial de este río, los excesos de agua generan serios riesgos de inundación. Aun cuando en el registro hídrico no se presentan deficiencias de humedad en ningún periodo del año, es posible que en los meses más secos principalmente julio y agosto presenten deficiencias ocasionales.

El extremo occidental, en contraposición con el central, carece de agua la mayor parte del año, no presentan excesos durante el año; tan solo los meses de abril a junio, octubre y noviembre presentan condiciones de humedad aptas para las plantas y los cultivos. Sin embargo aunque la cantidad de lluvia es baja, la intensidad de los aguaceros es alta trayendo como consecuencia fenómenos de arrastre y remoción de la capa superficial del suelo; fenómeno que se ve agravado por la escasa cobertura vegetal.

5.6 GEOLOGÍA

El tema geológico comprende los temas siguientes: geología regional, estratigrafía, fallas, geología económica porque son la información básica de apoyo al plan básico de ordenamiento municipal.

5.6.1 GEOLOGÍA REGIONAL

Por su ubicación en el Suroccidente de Colombia el municipio de Silvia hace parte de una región montañosa reciente y de gran actividad tectónica, por ende susceptible de ser afectada por movimientos sísmicos de diferente intensidad originados por los sistemas de fallas de profundidad variable que atraviesan tanto su territorio, como la región: Esto significa que ni la falla del Romeral, ni la de San Jerónimo o la de Pijao sean las provocadoras de los sismos que afecten el área, sino el enjambre de fallamientos que tiene relación con la ubicación del sector, en el ámbito regional ligado a la zona de subducción de la Placa submarina de Nazca y la Suramericana, cuyo plano de desplazamiento es un foco sísmico que se profundiza hacia el oriente bajo el sistema andino.

La carta geológica de INGEOMINAS No 343 de Silvia, relaciona los diferentes tipos de rocas que constituyen la cordillera Central, en el sector, destacándose principalmente las polimetamórficas y se detectan varias facies metamórficas en parte superpuestas (Restrepo y Toussaint 1982).

Como rasgo estructural regional se destacan las depresiones interandinas correspondiente a las cuencas de los ríos Cauca y Magdalena.

La cordillera Central, está conformada en su flanco oriental por rocas metamórficas en alto grado, precámbricas, que forman bloques tectónicos, limitados por fallas regionales. Asociada a estas rocas se encuentra la faja metamórfica paleozoica denominada complejo de Cajamarca (González, 1989; Mosquera y Orrego, 1990)

En el flanco oeste, la cordillera Central presenta tres fajas metamórficas. La primera denominada complejo Quebrada grande, (González, 1989; Mosquera y Orrego, 1990). Mas hacia el oeste se presenta la segunda faja, compuesta por esquistos, cuarcitas y cuerpos ofiolítico metamórficos; su metamorfismo es de tipo Barremiano con Facies consistentes en esquistos verdes, anfíbolitas, denominadas complejo Arquía (Nuñez, 1990).

Al occidente del complejo Arquía se encuentra la tercera faja constituida principalmente por vulcanitas, asociadas a cuerpos ofiolíticos y denominadas

formación Amaine, que también hace parte del zócalo del valle interandino Cauca - Patía. En la parte septentrional esta secuencia toma el nombre de formación barroso (MOSQUERA y ORREGO, 1990). Las anteriores fajas metamórficas se han considerado de edad mesozoicas: no obstante McCourt (1984), les da una edad paleozoica.

El complejo barroso Amaine está instruida por plutonitas calco-alcalinas del cretáceo inferior y el complejo Arquía está asociado tectónicamente a plutonitas cataclizados (Granitoide de Bellones, de edad juratriásico (Orrego et al, 1984)

Los complejos de la roca metamórfica afloran en el flanco oeste de la cordillera Central y están limitados tectónicamente por el sistema de fallas de Romeral (Grosse, 1926); como son: la falla San Jerónimo, contacto entre el complejo Cajamarca y en el complejo Quebradagrande; Falla Pijao, Silvia lindero tectónico entre los complejos Arquía y Barroso.

En el flanco este de la cordillera Central se presentan sistemas de fallas transcurrentes que localmente pueden ser inversas de ángulo alto, preferencialmente hacia el sur. Las estructuras tienen en general dirección norte sur y un aspecto sobresaliente lo representa la falla de Palestina, de edad paleozoica que limita el complejo Cajamarca con rocas Precámbricas y cretáceas.

La cordillera Central tiene una corteza continental de 35Km de espesor (Case et al. 1971; Meisser et al, 1977; Ocola et al, 1977). Se presentan la mayoría de los volcanes actualmente activos cuyos espesos depósitos volcánicos fosilizan la paleotopografía en varios lugares de la misma.

5.6.2 EVOLUCIÓN DE LAS ROCAS EN EL TIEMPO GEOLÓGICO PLANCHA 343 SILVIA

En el presente estudio, el paleozoico esta registrado en las rocas volcánico sedimentarias que conforman el núcleo de la cordillera Central que se depositaron sobre rocas precámbricas.

Según McCourt (1984), el reconocimiento de un cinturón metamórfico aparejado del paleozoico dentro de la cordillera Central, compuesta por anfibolitas, esquistos grafiticos, rocas metabásicas y esquistos cuarzosos que van de occidente a oriente de edad paleozoico inferior se pueden interpretar como de una zona de subducción hacia el océano del escudo Guayanes. Dentro de este contexto las rocas ígneas del complejo Bolo Azul y Rosario y correlacionables con las anfibolitas de San Antonio y Metabasitas de Paispamba (Orrego y Paris, 1991) representan remanentes de arcos. Asociados con el levantamiento los complejos Rosario Y San Antonio (Cretáceos), sedimentos volcánicos de Bugalagrande (Mccourt, 1984) y esquistos verdes de la Mina (Cretáceos), se depositaron en la fosa “Fore – Arc” y en el “Back - Arc”. Al mismo tiempo sedimentos ricos en cuarzo del complejo Cajamarca, derivados esencialmente de la alteración del escudo Guayanes, fueron acumulados hacia el oriente; la falla de material sialico hacia el occidente de los esquistos paleozoicos sugiere que la subducción fue largamente simático.

En el paleozoico Tardío la secuencia superior fue acrecionada como un bloque continental a lo largo de la zona de sutura que es regionalmente representada por el sistema de fallas la Palestina, su prolongación hacia el área de estudio, correspondería a la zona de falla de Moras –San Jerónimo.

Durante el episodio de subducción, acreción la secuencia completa fue afectada por metamorfismo resultando capas apareadas de media presión a baja presión y así el complejo de falla Moras San Jerónimo representaría una sutura paleozoica.

Restrepo Pace (1992), propone dos posibles modelos tectónicos que podrían explicar el origen y evolución del terreno Andino Central con base en las recientes reconstrucciones paleogeográficas involucrando la margen continental del Atlántico: En el primer modelo, la margen noroeste de sur América fue una corteza continental convergente casi a lo largo del paleozoico. En este modelo al noroeste de Sur América alcanza los alrededores de la extremidad sur de Norteamérica del Devónico medio. Aunque una colisión tuvo lugar únicamente en el Carbonífero Superior.

Dentro de este esquema aparece probablemente un arco de isla oceánico pudo haberse establecido próximo al margen continental de sur América. Sedimentos proporcionados por este, mezclado con materiales continentales dístales originó el terreno Andino Central. El cierre de la cuenca a lo largo de una zona de subducción con buzamiento al este y acreción del terreno ocurre durante el

Silúrico Superior- Devónico Inferior. Como lo estableció McCourt (1984), un remanente de este arco podría estar representado por el complejo Metaígneo de Rosario Bolo Azul y en el área de la plancha 343, por las anfibolitas de San Antonio (En este trabajo se interpretan del Cretáceo).

En el segundo modelo, Norteamérica y Sudamérica estuvieron juntos en el Silúrico Superior Devónico Inferior. La afinidad de rocas de edad Grenvillian de Suramérica con las de Norteamérica ha sido sugerida por Kroomberg(1982), Priem et al (1989).

Forero (1986, 1990), sugiere la posibilidad, que las rocas de edad Grenvillian y las rocas del paleozoico temprano del Noroeste de Suramérica son aloctonos del catón de Suramérica. Forero (1990), describe la afinidad de la fauna del Silúrico de Colombia Venezuela con las de Norteamérica, como también su incompatibilidad con la de la Real Malvinokaffic de Gondwana Suramericano, sugiriendo que estas unidades fueron adheridas desde Norteamérica. Además la edad Grenvillian Obtenidas del basamento en Colombia, podrían indicar un evento reciente isotópico como lo sugieren Kroomberg (1982)= y Prim et al, (1989). Similarmente la deformación del Silúrico Superior –Devónico Inferior registrado en las rocas paleozoicas del noroeste de Suramérica podrían ser el resultado de la colisión con el Noreste de Norteamérica, Así el basamento y las rocas Paleozoicas no necesariamente han sido parte de Norteamérica en algún tiempo dado.

Gonzáles (1980), considera que la orogenia hercíniana del paleozoico Tardío de la cordillera Central se caracteriza por un metamorfismo regional intenso y plutonismo de intensidad débil localizado en ambos márgenes de la cordillera Central.

Las evidencias presentadas en varios estudios en secciones previas, indican un episodio metamórfico regional del tipo varrovian de presión media en el paleozoico Tardío. Aunque dichos eventos están de acuerdo cronológicamente con las conclusiones de varios autores en otras localidades de la cordillera Central, esto difieren significativamente con respecto al tipo de metamorfismo. Feininger et al. , (1972), Hall. ,(1972) y González (1980), con base a estudios petrográficos concluyen que el evento metamórfico Paleozoico establecido en Antioquía y Caldas fue de tipo Abukuma de presión baja.

5.6.2.1 Mesozoico: A nivel del globo terrestre, entre los 230 y 245 millones de años, la Pangea se disoció nuevamente en varias unidades, cortadas por fallas y separadas por aberturas oceánicas. Estas aberturas se escalonan en el tiempo y se confrontan en la superficie terrestre, a la larga se contraponen pues la formación de un océano necesita el cierre de otro. El hecho de que ciertas aberturas, iniciadas en el Jurásico, continúen en la actualidad indica que se cuenta, por primera vez en la historia de la tierra, con sedimentos oceánicos que jamás emergieron y reflejan, de manera directa, la historia de los océanos mesozoicos y cenozoicos (Cotillon, 1993).

5.6.2.2 Triásico Jurásico: Este periodo se caracteriza por actividad magmática representada en la plancha por el Batolito de Ibagué y el Granitoide de Bellones, acompañados por levantamiento de la cordillera Central.

Siguiendo la orogenia un nuevo régimen de subducción fue establecido al oeste noroeste de bloque continental precámbricos - Paleozoico. Aunque imposible de probar este postulado Triásico; el régimen de subducción fue oblicuo al margen continental más próximo desde el nordeste.

La actividad magmática asociada con el sistema de subducción dio como resultado el levantamiento de una serie de batolitos y plutones dentro de los esquistos, siguiendo un posible evento contemporáneo con los intrusivos; el borde continental fue afectado por un periodo tectónico durante el cual los plutones arriba mencionados fueron deformados y las capas metamórficas Paleozoicas fueron acuñadas y extendidas a lo largo de las fallas paralelas de al margen continental. Basados en la ausencia de deformación en el segundo ciclo de plutones, sugiere que el evento tuvo lugar en el Triásico Tardío y fue esencialmente de acuñamiento y deslizamiento (McCourt et al, 1984).

McCourt (1984), indica que esto es probable ya que la actual generación de magma del plutonismo Triásico fue en sí mismo acuñamiento y deslizamiento relativo, subducción oblicua de la relativa placa oceánica hacia el borde continental resultando un mayor movimiento de acuñamiento y deslizamiento a lo largo del sistema de fallas paleozoicas produciendo condiciones elevadas de presión y temperatura dentro del bloque Andino Central de la producción de granitos anatecticos Iniciales radios de $87\text{Sr}/\text{Sr}86$ del batolito de Santa Bárbara

(Correlacionable con el batolito de Ibagué, Granitoide de Bellones?). Son los más importantes obtenidos de la serie plutones dentro del proyecto y indica un grado de influencia de la corteza (Book, 1984).

Durante el Jurásico se incrementa las tasas de subducción, acompañada por un cambio del ángulo de la placa hacia una margen convergente; llegando al establecimiento de un mayor arco volcánico platónico localizado a lo largo del franco este de la cordillera Central. El mayor plutonismo ocurre dentro de 140-185 M.a y evidencia disponible sugieren que proviene del manto y no relacionado a la actividad de un arco de islas. Contemporáneamente ocurre una amplia sedimentación continental hacia el este de la cordillera y a lo largo del flanco este en una cuenca miogeosinclinal (Irving; 1971; Mc Court, et al, 1984).

5.6.2.3 Cretáceo: En el cretáceo Temprano se presentó un segundo periodo de acreción y la secuencia de piso oceánico Mesozoico inferior, esta representado en la plancha 34, por el complejo Quebrada grande; el cual fue acrecionado a la cordillera Central a lo largo de las fallas San Jerónimo y Silvia – Pijao, constituyéndose en una sutura del cretáceo Inferior; al mismo tiempo hacia el oeste de la falla Silvia - Pijao, se emplazó tectónicamente el Metagabro de Pueblo Nuevo. Al oeste de la falla San Jerónimo los esquistos Glaucofánicos de Jambaló, se acrecionan originando un metamorfismo de alta presión tipo bórico; como también la unidad de esquistos verdes La Mina y las anfibolitas de San Antonio correspondiendo a una secuencia ofiolítica (Orrego et al. , 1980).

Nivia et al.,(1996) interpreta las volcánitas de complejo Quebradagrande del cretáceo Temprano formadas en un ambiente magmático localizado por encima de una zona de subducción, pidiéndose tratar de un arco de islas, una cuenca marginal o una margen continental activa. Para explicar la génesis del complejo Quebradagrande proponen un modelo petrogénico, según la cual estas rocas se formaron durante la apertura de una cuenca intracratónica. La expansión conduce al adelgazamiento vertical y consecuente fusión por descompresión adiabática del manto generando, respectivamente, formación de cuencas y magnetismo. Los productos volcánicos pueden acumularse sobre corteza oceánica sobre espacio producido y sus secuencias volcánicas son comunes al Jurásico superior y cretáceo inferior de la margen pacífica de Suramérica. Además concluye que las características geoquímica de complejo Quebrada

grande y sus relaciones espacio temporales con los Complejos Cajamarca y Arquía, Las rocas máfica y ultramáficas cretáceas y las secuencias arenó – rudáceas relacionados del cretáceo inferior se pueden integrar en un modelo evolutivo de apertura de una cuenca marginal intracratónica.

Maya y González (1995), argumentan que las edades isotópicas en las metamórficas del complejo Arquía indican un evento cretáceo. El problema fundamental en la interpretación de estas edades, teniendo en cuenta las condiciones tectónicas y los métodos empleados, es si corresponden a rocas que se formaron durante el Mesozoico y sufrieron metamorfismo posterior (Restrepo y Toussaint 1975), o si se trata de metamórficas paleozoicas afectadas térmicamente en el cretáceo (Mc Court et al. ,1884).

En el oriente de la cordillera Central, a partir del Albiano, hubo una transgresión están registrados por las arenitas cuarzosas y lutitas de la formación Caballos y las Calizas de marina y una sedimentación tranquila en el miogeosinclinal, hasta finales del campaniano (Burg; 1967), en el área de la plancha de estudio Murallas.

5.6.2.4 Terciario. En el terciario inferior en la parte oriental Central de la cordillera Central se presenta un nuevo ciclo plutónico subsecuente y paralelo al sistema de subducción, representados en el presente estudio por el Stock de Mosoco, Pitayó, y el Pismo, interpretados como del periodo Paleógeno-Neógeno.

Durante el plioceno se activaron las fallas de Mora este- oeste; originando actividad volcánica la cual aporta gran cantidad de derrames eruptivos y piroclastos los cuales se depositaron discordantemente sobre las rocas paleozoicas y cretáceas, ocultando las antiguas suturas de acreción y subducción y suavizando el paleorelieve. El anterior evento esta registrado en los diferentes miembros de la formación Popayán depositada en ambos flancos de la cordillera Central.

5.6.2.5 Cuaternario. Los cambios climáticos y levantamientos de la cordillera contribuyen a la formación de aluviones que hoy rellena los cauces de los ríos Piendamó, Ovejas, Palacé, Cofre, Malvasa, Ullucos, Páez, y Negro entre otros; Actividad volcánica Holocena – reciente es registrada en los paleosuelos de la Formación Popayán.

Se integra al cuerpo de la memoria los esquemas presentados por París y Marín (1979) sobre la evolución histórica geológica del suroccidente Colombiano, para tener una imagen integral regional de la evolución de las rocas que constituyen la plancha 343 Silvia, a través del tiempo geológico.

5.6.3. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía del municipio se describe a continuación y en el mapa No 4 se localizan las unidades geológicas del municipio.

5.6.3.1 Precámbrico:

Gneis de Quinteto. (Pe? nq): Fue descrito por Orrego (1991), como un cuerpo tectónico, aflora hacia la margen derecha de la quebrada Quintero, 2 Km., al oriente del caserío de Pitayó. Al norte, el cuerpo está en contacto fallado con los Esquistos Graucofánicos de Jambaló y al sur y al occidente está cubierto por rocas recientes.

El gneis es de color gris blancuzco, de grano grueso y se compone de cuarzo, feldespato, micas, ópalo y esporádicamente alterada a caolín. La roca fresca es dura, con una estructura gnéisica e esquistosa en bandas de cuarzo y feldespato. El cuerpo tiene una orientación este oeste, coincidiendo en parte con los planos de foliación. La textura es granoblástica a porfiroblástica y compuesta por cuarzo, feldespato, moscovita, granate y accesorios.

El cuarzo presenta textura de mortero con bordes suturados. Se presentan feldespato potásico y plagioclasa. La moscovita se encuentra asociada a la plagioclasa y al granate, aunque en menor proporción, sigue los planos de foliación. Como accesorios se encuentran epidota, clorita y minerales opacos. La roca ha sido afectada por el metamorfismo regional de las facies de esquistos verdes de alto grado (anfíbolita). La presencia de clorita y epidota podría indicar un metamorfismo retrógrado por efectos de cataclasis.

La edad de la formación es difícil de precisar, pero se estima como del precámbrica (González, 1980).

5.6.3.2 Paleozoico:

Complejo de Cajamarca (P_{zmc}): Según Orrego y Mosquera, 1990; Gonzáles, 1998, Nuñez, 1998 se ha dado esta denominación a la faja de rocas metamórficas que conforman el núcleo de la cordillera Central.

Estas rocas se han denominado de diferentes maneras al norte, centro y sur de la cordillera central: Grupo Cajamarca (Nelson, 1962), Grupo Ayurá - Montebello Botero, 1963. Grupo Valdivia (Hall et al. , 1972), Grupo Barragán (Hubach y Alvarado, 1934)

En la plancha 343 Silvia, el complejo Cajamarca; aflora en la parte central formando una faja norte- sur; esta conformada por esquistos verdes, negros, cuarzo micáceos y cuarcitas. Grosse (1935), reportan cuarcitas sericíticas, pizarras filitas Granitoide, esquistos sericíticos en el Río Ullucos y alrededores de Inzá.

Según París y Marín (1979), los esquistos sericíticos están en toda la secuencia pero abundan hacia la parte central de la cordillera; Son comunes en estas rocas las segregaciones de cuarzo lechoso.

Las cuarcitas se presentan de forma casi regular dentro del complejo Cajamarca. Cuando su espesor alcanza grandes dimensiones la roca es maciza, dura, por lo cual se destaca morfológicamente. Además del cuarzo, la cuarcita puede tener

diferentes cantidades de plagioclasa, sericita, epidota y material carbonáceo. Esta roca se deforma plásticamente y por lo general presenta pliegues suaves y muy amplios

La filitas están compuestas predominantemente por láminas de sericita intercaladas con cristales de cuarzo.

Orrego (1977), en la exploración del área de cerro La Soledad y entre el río Pisno y la quebrada San Joaquín diferenció esquistos verdes. Estas rocas son metaígneas ácidas y metasedimentarias con colores blancos y grises. Las texturas son neisicas y esquistas con buena foliación y a veces se encuentran microplegadas. Están formadas por esquistos micáceos cuarzososcovíticos, cuarzofeldespáticos, cuarzosericíticos y sericíticos; ortoneises moscovíticos, biotíticos con ortoclasa y plagioclasa; paraneises cuarzososcovíticos metaarenitas y mármoles.

Las rocas premetamórficas del complejo Cajamarca posiblemente se depositaron durante el paleozoico inferior y posteriormente sufrieron más de un evento metamórfico y térmico registrado por las edades radiométricas elaboradas.

Complejo Arquía (Pz?asa, Pz?evm, Pz?ecm): Estas rocas metamórficas se encuentran localizadas en el flanco occidental de la cordillera Central, las cuales se caracterizan por presentar metamorfismo básico y formar fajas alargadas norte-sur, desde Nariño hasta Antioquía.

Conforman este grupo las siguientes unidades: Anfibolita y Metagabro, La Mina, Unidad de esquistos Glaucofánicos de Jambalo, Anfibolitas San Antonio y Metagabro de pueblo Nuevo.

Anfibolita y Metagabro de San Antonio (Pz?asa): Aflora al norte de la plancha 343 y al oeste de Jambaló, en el cauce de la quebrada San Antonio. Orrego et al, (1980), describe Anfibolitas, metagabros y esporádicos y delgados niveles de metapelitas. Las anfibolitas presentan buena foliación variando de esquitosa a neisicas, donde se observan bandas intercaladas de cristales de hornblenda y de plagioclasa. Los metagabros se presentan macizos y de un color verde grisáceo. Las metapelitas presentan estructura esquitosa con láminas micácea, de moscovita y biotita.

Las Anfibolitas y metagabros están constituidos por minerales de hornblenda, plagioclasa (albita- labradorita). Epidota, y albita. En las metapelitas se presentan minerales de plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, biotita y moscovita.

La secuencia presenta metamorfismo de las facies anfibolitas y Anfibolita – epidota y esta limitado al occidente tectónicamente con el complejo Barroso-Amame, y al oriente con las sedimentitas del complejo Quebrada grande.

Esta unidad Orrego et a., (1980), la correlaciona con los complejos Bolo azul y Rosario de McCourt (1984), y con el conjunto de Anfibolitas y Metagabros descrito por Orrego et al, (1984), que aparecen cerca a Paispamba(Cauca).

Esquistos verdes de la Mina (Pz?evm), (Pz?ecm): Fue definido por Orrego et a., (1980), en el caserío La Mina al norte de un área de 160Km², los dividió en dos conjuntos uno volcánico (PZ?evm) y otro sedimentario (Pz?esm).

Conjunto de esquistos verdes o Metabasitas (Pz?evm): Son de color verde grisáceo y oscuro. Con estructura maciza a foliada. Los minerales que lo constituyen son: anfíbol, clorita, plagioclasa, epidota y calcita, presente también en venillas; Microscópicamente se observan láminas de anfíbol (actinolita) y de cloritas separadas por plagioclasa (albita), epidota o cuarzo. Otros minerales presentes como trazas son: apatito, esfena, magnetita pirita. El protolito de los esquistos verdes posiblemente corresponde a rocas de composición básica como basaltos y grauvacas (Orrego et al, 1991).

Conjunto de rocas Metasedimentarias Esquistosas (Pz?ecm): Tiene un área de 30.3 Km², se presenta al nordeste de Silvia y al oeste de Pueblo Nuevo. El conjunto se compone de esquistos cuarzo- micáceos, negros, metareniscas y cuarcitas. Tiene foliación y colores gris a carmelitos claros y oscuros.

Los esquistos negros son las capas menos abundantes y están asociados con metasamitas y cuarcitas. El cuarzo es común en el conjunto (Pz?ecm) y se encuentra como venas paralelas a la foliación. Los componentes mineralógicos son: cuarzo, sericita, clorita, epidota, plagioclasa (albita) y óxido de hierro. Los esquistos negros se componen de grafito, sericita y cuarzo (Orrego et al, 1991)

5.6 3.3. Triásico y jurásico:

Granitoide cataclizado de Bellones (Mzqb): Orrego et al., (1984), designó el nombre a un bloque tectónico que aparece en la plancha 364, Timbio. En la plancha 343 se presentan dos cuerpos significativos, uno en un área de la quebrada Chuluambo, al norte de Paniquitá.

Los cuerpos tienen forma alargada con dirección nordeste y limitados tectónicamente y clasificados como una cuarzodiorita o tonalita cataclizada variando a gneis milonítico con textura fanerítica de grano grueso a medio. Los principales minerales que la constituyen son: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesitas). Como minerales secundarios se presentan clorita y biotita como alteración del anfíbol; sericita y epidota como alteración de la plagioclasa; en el terreno la roca se encuentra cizallada y a veces contiene textura gnéisica.

La edad se ha determinado de acuerdo a la correlación con el Batolito de Santa Bárbara como triásico-jurásico.

5.6.3.4 Cretácico:

Esquistos Glaucofánicos o azules de Jambaló (K?ieaj): Fue definido por Orrego et al., (1980), dichos esquistos afloran al este de Jambaló formando un bloque elongado norte sur, limitado tectónicamente por las fallas de San Jerónimo al este y por un ramal del sistema de fallas Pijao y Silvia al oeste.

Los esquistos glaucofánicos tienen la siguiente composición mineralógica: plagioclasa (albita), cuarzo, mica blanca, silomelana clorita, epidota, actinolita, granate, esfena, grafito, apatito, y rutilo. La plagioclasa, calcita, epidota, y arversonita?, Esfena y magnetita.

Los esquistos micáceos se componen de mica blanca, cuarzo plagioclasa y clorita; los minerales secundarios son: stilpnomelano, esfena, grafito rutilo y zircón. Estas rocas se encuentran asociadas a cuarcitas algunas con buena porosidad debido a la lixiviación de algunos minerales.

Los mármoles se componen de calcita, mica blanca y cuarzo: como minerales accesorios existen plagioclasa, grafito, apatito y magnetita; tiene estructura foliada con bandeamiento bien desarrollado. Además estudios realizados por Feininger 1982 En dos muestras colectadas cerca de Jambaló y con base en análisis de microsonda determinan minerales de paragonito y moscovita fengítica.

Los esquistos Glaucofánicos son del Cretáceo temprano según datación hecha por Orrego et al, 1980, dando 125 ± 15 m.a.

Metagabro de Pueblo Nuevo (K?qpñ): Estas rocas afloran al este de Pueblo Nuevo al norte de la plancha 343, donde se presentan gabros y diabasas cataclizados, limitado tectónicamente con los esquistos verdes de la mina y el Granitoide de Bellones.

Macroscópicamente se observan plagioclasa y minerales máficos alterados, muy cizallados y de un color verde grisáceo. Los minerales que la constituyen son: piroxeno alterado a anfíbol actinolita; plagioclasa cálcica y ocasionalmente albíta. Los minerales de alteración epidota, clorita carbonato en venillas, esfena, óxidos de hierro; el Metagabro ha sido afectado por metamorfismo de tipo dinámico y tentativamente se les da una edad Cretácea.

Complejo Quebrada Grande (Kcqs): Definido por Botero 1963, como formación Quebrada Grande en La Estrella (Antioquía), donde observó una secuencia volcano-sedimentaria; González 1976 la divide en dos miembros volcánico y sedimentario. Este complejo ha sido diferenciado de sur a norte por varios estudiosos de la geología regional entre ellos, Murcia y Cepeda (1991)

En la plancha 343, se presenta como franjas entre los esquistos verdes de Mina, metagabros de Bellones y los esquistos Glaucofánicos de Jambaló; limitado por la falla Pijao-Silvia al oriente y un ramal de ésta al occidente; extendiéndose desde el sur oeste de Totoró para continuar hacia la plancha 321, con dirección noreste. Orrego et al. (1991), diferencio dos conjuntos uno Igneo Básico (Kcqñ) y otro sedimentario (Kcqs).

El Conjunto Igneo y Básico (Kcqñ): Conformados por basaltos y diques de diabasas aflorando al sureste de Pitayó, donde se observa masivo, de color verde grisáceo, con texturas y amigdalares y almohadilladas; además se observan intercalaciones de rocas sedimentarias y tobas básicas.

La composición mineralógica de los basaltos y diabasas es plegioglase y piroxeno (augita-pigeonita) alterados; como minerales secundarios se presenta la actinolita, clorita albita, epidota, sericita, calcita, cuarzo en venilla, minerales opacos y precnita. Estos minerales secundarios estarían indicando una alteración metamórfica preorogénica o de fondo oceánico (Orrego et al, 1991).

Conjunto sedimentario (Kcqs): Aflora al este de Quichaya, constituido por limolitas, arcillolitas carbonáceas esporádicamente areniscas feldespáticas, chert y niveles de rocas básicas. Las limolitas se componen de cuarzo, arcilla clorita, óxido de hierro, materia orgánica y ocasionalmente biotita o sericita: Las arcillolitas contiene minerales de arcilla y materia carbonácea; la arenisca feldespática de granos de rocas básicas, plagioclasa, cuarzo, calcita y en menor proporción granos de feldespato potásico; el chert de cuarzo microcristalino, óxido de hierro, pirita y calcita de origen secundario. El conjunto en general muestra estructuras de metamorfismo dinámico, presenta estratificación laminar, fina rítmica y gradada.

La edad del conjunto sedimentario es cretáceo superior con base en radiolarios conectados al norte de Silvia y clasificados por Duque H, (comunicación escrita, 1974, en Orrego et al,1991). González (1976), describe fósiles del mismo complejo, que van del cretáceo Inferior al superior.

De acuerdo con los fósiles colectados en el complejo Quebradagrande, estas rocas se formaron en el intervalo del Valanginiano al Albiano (González,1980 a; Gómez, et al., 1995); y Toussaint y Restrepo 1978, reportan para un basalto del complejo una datación de 105 ± 10 m.a. (K/Ar en roca total).

Según Nivia (1996), la elaboración de un modelo petrogénico para el origen del complejo Quebradagrande depende de la edad del complejo Arquía. Cuando la edad es Paleozoica; el complejo Quebradagrande representaría una cuenca marginal incratónica producida por expansión y subsidencia, donde la atenuación progresiva de la litosfera favoreció la sedimentación en ambientes progresivamente más profundos y culminó con la formación de la corteza oceánica. Si la edad del complejo Arquía es cretácea inferior; entonces el complejo Quebradagrande correspondería a un arco de Isla atrapado durante la colisión de la placa oceánica y acrecionada al occidente del complejo Arquía.

5.6.3.5 Terciario:

Rocas ígneas intrusivas. Stock de El Pismo. (Ngep): Orrego (1977), elaboro un estudio detallado de las rocas intrusivas, que se encuentran en la cima de la Cordillera Central al noreste de la población de Silvia y encajonados con el Complejo Cajamarca y asociados a la falla de Moras o delicias.

Son de composición andesítica- dioríticos y de textura porfírica en los cuales se encuentra mineralización diseminada y en fractura de pirita y minerales de ganga como sílice y carbonatos.

El pórfido andesítico y andesíticos- dioríticos presentan fenocristales de 3 a 12mm de plagioclasa (albita, oligoclasa y andesina) en cristales eudrales alterándose a sericita, muscovita, minerales arcillosos, calcita y clorita; la alteración se presenta en anillos y en microvenillas de plagioclasa ácida. Se presentan como minerales principales a horblenda y biotita alterada a clorita (penina) y epidota (pistacita), calcita, muscovita, óxidos de hierro e hidromica. El cuarzo se presenta como fenocristales y en la matriz.

Los minerales de alteración son apatito, esfena, cuarzo, albita, biotita, ortoclasa, leucóxeno y rutilo. Como minerales accesorios se encuentran circón, apatito, magnetita, esfena y cuarzo.

El pórfido dacítico tiene una matriz microcristalina anhedral donde se presenta plagioclasa variedades albita, oligoclasa y andesita en cristales euhedrales anhedrales, la cual se caracteriza por tener zonación, microfracturamiento irregular y reabsorción por parte de la matriz.

La plagioclasa se altera a sericita, minerales arcillosos (illita – caolinita) y calcita. El cuarzo se presenta en fenocristales bipiramidales, redondeados, la biotita y la horblenda esta alterada a clorita, epidota, sericita, muscovita y piemontita.

Stock de Pitayó (Ngepi): Son seis cuerpos que afloran hacia el norte de la plancha 343, cerca de la población de Pitayó aparecen alineados de norte a sur, asociados a la falla Pijao - Silvia; presentan formas elongadas redondeadas que se interpretan como plugs volcánicos.

Los intrusivos presentan colores blancos y al meteorizarse dan una arcilla del mismo color; están compuestos por minerales de plagioclasa (andesina), se encuentran como fenocristales y la matriz; horblenda (oxihorblenda) y opacos.

Por las características anteriores, se clasificó como un pórfido andesítico del Neógeno (Mioceno?) (Orrego y París, 1991).

Formación Popayán: Las rocas han sido estudiadas por Grosse (1935), Hubach y Alvarado (1932), Hubach (1957) quienes las denominan formación Popayán; posteriormente Torres et al. (1992) elaboran un estudio litológico-estratigráfico, donde diferencian tres miembros y conservando el nombre de formación Popayán

En la plancha 343, la formación Popayán cubre aproximadamente el 48.3% correspondiendo a un área de 1158,8Km²; aflora en la cima de la cordillera Central en el páramo de las Delicias extendiéndose, hacia ambos flancos de la cordillera.

En el recorrido de Inzá al páramo Las Delicias, Grosse (1935), denominó a estas rocas volcánicas como Tobas Aglomeráticas consolidadas y sin estratificación; se componen de fragmentos angulosos de rocas (bombas) del tamaño de una haba hasta más de medio metro cúbico, las cuales se encuentran embebidos en una pasta tufica. La mayoría consisten en andesitas de color rojo.

Las bombas basálticas son escasas y de vez en cuando se encuentran fragmentos de porfiritas, dioritas y granitos andinos; con frecuencias las aristas y ángulos de los fragmentos están redondeados. Los aglomerados blancos descompuestos presentes en el mismo recorrido los clasifico como lavas aglomeráticas; además se presentan tobas volcánicas sin bomba asociadas a las tobas aglomeráticas.

En el flanco occidental de la cordillera Central se diferenciaron informalmente (Torres et al, 1992) los miembros Inferior o Polindara, Medio o Sombrerillo y Superior o la Venta.

En la presente memoria se retoma la información descrita en el cuadrángulo N-6. (Orrego y París,1991).

Lavas de composición andesítica (Ngpl): Se encuentra en la cima de la cordillera Central, constituido por flujos de lava andesítica, dando una forma de cono volcánico o caldera ubicada en el Páramo Gabriel López. Los afloramientos se presentan en la transversal Totoró -Polindara- Portachuelo correspondiente a la sección tipo (Torres,1997). Al oriente se encuentran algunos depósitos en la población de San Andrés de Pisimbalá,

Las lavas andesítica tienen textura porfirítica a afanítica, color gris oscuro, constituidas por cristales de horblenda, plagioclasa (oligoclasa) maclada y zonada, y biotita, además se presenta augita. La matriz es microcristalina de plagioclasa y piroxeno.

El miembro inferior está en discordancia con el complejo Cajamarca y el Gneis de Quintero: Se infiere para estas rocas una edad plioceno, ya que se encuentran suprayacidas por depósitos del miembro sombrero que tiene dataciones radiométricas de K / Ar de 4.5 m.a. (James et al.,1986, en Torres,1997).

Depósitos de flujos de cenizas y bloques (Ngpfg): Depósitos de flujo de ignimbritas (Ngpfg), Depósitos piroclásticos y volcanoclásticos, están conformado y rellenando las cabeceras y partes medias de los principales ríos, como el Palacé, Cofre, Piendamó, Ovejas y Quichaya

Los depósitos de flujo grises de ceniza y bloques contienen líticos de andesita porfirítica, ocasionalmente basaltos, metamórficas, pómez vesiculado, obsidiana; de forma angular a subredondeada de centímetros a metros de diámetro distribuidos caóticamente en una matriz de ceniza gris gruesa, sin selección y de composición homogénea.

Microscópicamente las rocas se clasifican como tobas líticas y tobas cristalolíticas conformada por cristales rotos de plagioclasa (oligoclasa) zonada y maclada, de biotita y horblenda; también se presentan pómez y líticos de rocas ígneas y metamórficas. La matriz está compuesta por minerales rotos de plagioclasa, biotita, anfíboles y piroxeno; la alteración de los flujos origina arcillas ocasionalmente blancas.

Hacia la parte inferior de los depósitos grises de ceniza y bloques, aparecen secuencias con cambios laterales a epiclásticas como arenitas de grano grueso a medio de plagioclasa subredondeada, biotita de color café, pómez fibrosa asociadas a las arenitas se presentan gravas y arcillas. Las gravas son de guijos y guijarros de andesita porfirítica (60-70%) y las arcillas son de color castaño oscuro con laminación interna.

Estos depósitos de flujos volcanoclásticos se encuentran discordantes hacia la base, con el complejo Quebradagrande y Arquía y hacia el techo con los flujos de cenizas de caída.

Depósito de flujo de ceniza y ceniza y caída (Qpcf): Estos depósitos tienen un espesor promedio de 40m y una extensión en la plancha 343. Se presentan cubriendo el piedemonte de la cordillera Central.

Los depósitos de flujos de ceniza, con líticos ocasionales, están constituidos por un material arcilloso de color amarillo ocre, derivado de la meteorización. El material es de textura fina, con mica blanca de brillo perlado y granos milimétricos de plagioclasa. Localmente presente concentraciones de agujas diminutas de magnetita. Es común encontrar fragmentos de cuarzo y cuarzo bipiramidal.

Los depósitos de flujo de lodo están restringidos hacia la parte alta del cañón del río Cofre, tienen un espesor promedio de 30 a 40 m. Presentan líticos dispuestos caóticamente con un porcentaje entre 50% y 70% compuestos por bloques de andesita, basalto y en menor cantidad por esquistos. Presenta cantos redondeados a subredondeados, con diámetros entre 0.01 y algo más de 1 m. La matriz es areno-arcillosa de color amarillo o gris.

La formación Popayán está relacionada con los diferentes ciclos de actividad eruptiva de la cadena volcánica de los Coconucos y se asigna una edad plioceno - pleistoceno, de acuerdo con dotaciones radiométricas K/ Ar, arrojando una edad de 4.5 m.a. (James et al, 1982) y 2 ± 0.3 m.a. (Wagner 1990 en Torres, 1997 comunicación personal).

5.6.3.6 Cuaternario: Corresponden a los depósitos recientes como son: glaciales, lacustre, fluviales y coluviales.

Depósitos aluviales (Qal, Qt): Se presenta en los cauces y márgenes de los principales ríos que drenan la cordillera Central, tanto en el flanco oriental como occidental de la plancha 343 Silvia, y corresponden a gravas arenas y arcillas de forma alargada y conformando terrazas (Qt).

Depósitos Coluviales (Qc): Se presentan al pie de las laderas, se forman por movimientos de masa ocasionados por la gravedad y también por periodos

lluviosos. Con el sismo de Paéz se originaron diferentes desprendimientos de rocas y lodo en los ríos Paéz, Negro y Ullucos.

Depósitos lacustres (Ql).

Son depósitos correspondientes a la colmatación de antiguas lagunas dejadas por los glaciares. Se presentan hacia la cima de la cordillera Central, en el páramo de Gabriel López.

Depósitos Glaciales (Qsg): Se presentan hacia el piedemonte de la cordillera y alrededores de la caldera de Gabriel López, forman valles sinuosos en U, geoformas de circo en las cabeceras de algunas quebradas como la de Michambe, afluente del río Piendamó.

Dentro de los valles en U se forman montículos correspondientes a morrenas. Orrego (1977, 1982), cartografió depósitos glaciales en el área del Pisno y los denominó till.

La tabla No 5 relaciona las unidades geológicas encontradas en el municipio según INGEOMINAS.

Tabla 5. Unidades geológicas

Unidad	SUM_AREA(m)	Area(has)
Kcqs	4614122,6500	461,4122
Kcqv	2789474,0000	278,9474
K?gpn	945639,0000	94,5639
K?leaj	30040360,0000	3004,036
Mzgb	38982673,0000	3898,267
Ngpl	418289,5000	41,82895
Ngep	6572874,8300	657,2874
Ngpfg	75077397,3000	7507,739
Ngpi	5074110,2400	507,4110
Ngpl	165496700,0000	16549,67
PZ?ecm	6173171,0000	617,3171
Pe?ng	20069300,0000	2006,93
Pz?ecm	1557785,0000	155,7785
Pz?evm	98317486,0000	9831,748
Pzmc	46276210,0000	4627,621
QL	21389912,5000	2138,991
QPcf	4119007,0000	411,9007
Qal	11477951,5000	1147,795
Qc	411725,7000	41,17257
Qpcf	78629157,1000	7862,915
Qsg	817272,4000	81,72724
Kcqv	25005310,0000	2500,531
Kgpn	8457015,0000	845,7015
Total		65670,73

Fuente: INGEOMINAS - SIG P.B.O.T SILVIA

5.6.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La cordillera Central en este sector de la plancha 343, Silvia se encuentra afectada estructuralmente por el sistema de fallas del Romeral al occidente y por el de La Palestina al oriente, los cuales sirven como límite de los complejos Cajamarca, Quebradagrande y Arquía.

5.6.4.1. Pliegues: Las rocas metamórficas de la cordillera Central presentan micropliegues, a veces isoclinales, evidenciando mínimo tres deformaciones metamórficas. El sector de la plancha 343, a grandes rasgos está compuesto de dos anticlinorios de rocas Paleozoicas y Mesozoicas, con anfibolitas muy metamorfizadas y atravesadas por plutones andinos y separados por fallas de NNE-SSE con buzamiento al este (IGAC,1981).

El anticlinorio occidental, contiene rocas volcánicas básicas del cretáceo superior, el Granitoide de Bellones del jurásico y intrusivos dacíticos y andesíticos del terciario. El oriental por rocas paleozoicas, Batolito de Ibagué del jurásico y rocas sedimentarias cretáceas; los anteriores anticlinorios están cubiertos discordantemente por los productos volcanoclásticos de la formación Popayán.

Mojica y Kammer (1996) destacan en la cordillera Central el sinclinal de Quebradagrande con una longitud de 300 Km. ubicado tanto hacia la cima como hacia el piedemonte de la cordillera Central. Este sinclinal separa en el costado occidental un antiforme de basamento, el antiforme del Cauca, del resto de la cordillera Central. Las rocas metamórficas de ambas unidades estructurales muestran una correspondencia litológica muy estrecha y se consideran pertenecientes a un mismo basamento premesozoico.

Además caracterizan sinclinales más internos dentro de la cordillera Central y la vertiente oriental con las siguientes características: Están restringidos con su extensión longitudinal a una decena de kilómetros, pero igual que el sinclinal de Quebradagrande, están intruidos por stocks y batolitos de composición máfica.

Dichos sinclinales están fallados, por ser estructuras superficiales, la cobertura cretácea puede presentarse solamente como remanente de erosión en partes topográficas altas que se correlacionan a través de sus fallas limitantes. Estas fallas se reconocen, en donde separan bloques de basamento, por franjas delgadas de serpentina. En cuanto a su organización interna, los sinclinales se presentan en dos modalidades:

- a) En cuñas sedimentarias, imbricadas por fallas inversas
- b) En Sinclinales doblemente fallados, en analogía al sinclinal de Quebradagrande.

Los mismos autores indican, que para entender la evolución estructural del Sinclinal de Quebradagrande es necesario resaltar los siguientes aspectos:

Los planos de falla más occidentales de esta estructura tienen buzamiento menos inclinados, alrededor de 60° que sus equivalentes orientales oscilan de 70° y 80° con esta variación define un arreglo en abanico.

Los intrusivos máficos ultramáficos se emplazaron extensamente a lo largo de la falla limitante occidental o normal, subordinadamente a lo largo de las fallas intermedias y están prácticamente ausentes a lo largo de la falla limitante oriental o inversa.

Los estratos de la cobertura cretácea asumen posiciones muy inclinadas en el contacto de todas las fallas.

Criterios de polaridad en las vulcanitas básicas del cretáceo Superior indican que los topes de los derrames están dirigidos hacia el oriente y que este sinclinal carece de un franco invertido.

5.6.4.2 Fallas:

Sistema de Fallas de Romeral: Rasgo estructural regional considerado como una megafalla la cual ha jugado un papel importante en la deformación metamórfica

de las rocas de los complejos Arquía, Quebradagrande y Cajamarca. Comprende las fallas San Jerónimo, Pijao- Silvia, Las estrellas, El crucero, Cauca- Almaguer.

Falla San Jerónimo: Nominada por Grosse (1926), Mosquera (1990). Corresponde a la estructura que limita los Complejos Cajamarca de edad Paleozoica, de afinidad continental y Quebradagrande de edad mesozoica, de afinidad continental y Quebradagrande de edad mesozoica, rocas de afinidad oceánica; además pudo sacar tectónicamente la ventana del Gneis de Quintero de edad precámbrica.

Falla Pijao-Silvia: Definida por Orrego et al. (1984) y McCourt et al, 1984 y sirve de límite entre los complejos Arquía y Quebradagrande. En la plancha 343, al norte tiene un rumbo N35°E, hacia el sur N 15°E y una longitud de 43Km. Según París y Sauret (1991) es una de gran extensión en la cordillera Central, cuya expresión topográfica es persistente, por centenares de kilómetros a lo largo del franco occidental de dicha cordillera.

En la zona de Paispamba al sur de la plancha 343, existen grandes deslizamientos en cenizas y suelos húmedos y en el área de estudio presenta facetas triangulares y escarpe de fallas.

En el ámbito regional la falla Pijao-Silvia desarrolla un sistema anatomizado con la falla de las estrellas.

Falla Las Estrellas : Falla de carácter regional, corresponde al límite oriental de los cuerpos ígneos plutónicos del Granitoide de Bellones que afectan el complejo Arquía, y al conjunto sedimentario del complejo Quebradagrande. Tiene un rumbo N30°E y una longitud de 44Km. Según París y Sauret (1991), la línea de falla es evidente en gran longitud, a lo largo de la cual se observan indicios fuertes de activada: silletas de falla, escarpes regularmente preservados y quiebres de terreno. Una ramificación oriental de la falla de las estrellas, muestra varias facetas triangulares, escarpes poco extensos y el desplazamiento de una corriente de agua en sentido dextrolateral.

Falla El Crucero: Esta falla sirve de límite occidental de los granitoides de Bellones que en este sector norte de la plancha 343, intruyen al complejo Arquía y al Metagabro de Pueblo Nuevo. Tiene un rumbo N30°E y una longitud de 44Km mostrando la actitud paralela a la Falla Las Estrellas.

En el estudio de Microzonificación Sismotectónica de Popayán (París y Sauret; 1991), se escribe que la falla presenta, al igual que las otras fallas del borde montañoso, indicios fuertes de actividad cuaternaria; una traza de falla relevante, escarpes regularmente degradados de varios kilómetros, que se destacan con mayor claridad al sur de la plancha y que conforman el límite del borde montañoso de la cordillera Central. La altura del escarpe varía de 80 a 200 m, entre el río blanco y el río Piendamó. Otros rasgos asociados son las facetas triangulares desgastadas, valles con corrientes rectilíneas, silletas, quiebres del terreno y una corriente de agua desplazada en sentido lateral derecho. En la carretera Totoró se presentan fracturas de distensión.

Falla de Piendamó: Su trazo de falla se presenta al noroeste de la plancha 343, con una longitud de 20Km y rumbo N8°E. Se presenta muy bien expuesta en las vecindades de Piendamó donde se observan rasgos morfoTECTÓNICOS notables como un escarpe de falla con cara al occidente, alcanza a tener unos 450metros de altura, y muestra quiebres topográficos en los perfiles del escarpe, lo cual constituye una manifestación de los varios episodios de reactivación de la falla. El escarpe además se presenta algo inclinado, y reemplazado, y con ligeros indicios de un movimiento inverso lateral derecho. La parte occidental del escarpe mayor, muestra otras líneas de falla, y escarpes menores, con algunos derrumbes prehistóricos, que conducen a pensar, que su mayor actividad ha sido como falla inversa.

Sobre la vertiente derecha del río Piendamó, se presenta otro escarpe con dirección NWW, que limita el bloque tectónico por el sur de Piendamó esta falla coincide con el trazo de la falla de Popayán.

Falla de Popayán: Se presenta sobre el pie de monte del franco oeste de la cordillera central con rumbo N10°E y una extensión de 32.5Km, en el área de estudio. La falla tiene trazo regional y una historia de fracturamiento antiguo desde el plioceno; donde presenta escarpes de falla y silletas (París y Sauret, 1991).

Fallas del flanco este de la cordillera Central: En la plancha 343, las rocas del franco oeste de la cordillera Central están estructuralmente afectadas por el sistema regional de fallas de La Palestina de tipo regional inverso de gran longitud y desplazamiento; son fallas antiguas, verticales o con muy poca inclinación; acompañadas por rocas volcánicas de composición ácida hasta básica, que durante diferentes épocas han sido afectadas por reactivación tectónica (Sismo

de Paéz, del 6 de junio de 1994). El sistema de Fallas de la Palestina está asociada a varios eventos de la cordillera representados por fenómenos de subsidencia, plutonismo, vulcanismo, plegamiento y solevantamiento originando el fracturamiento y las estructuras características del área.

Las principales fallas que componen el sistema de la Palestina en la Plancha 343 Silvia, son: Falla Mora, Falla Inzá, Falla Avirama, Falla El Grillo y Falla Tálaga.

Falla Moras: En el área de estudio se presenta hacia la cima de la cordillera Central, tiene una extensión de 56 Km, un rumbo N15°E en su trazo sur y N53°E en la parte norte. Asociados a esta falla se presentan los intrusivos del Pisno y Mosoco, además afectando el Batolito de Ibagué.

Orrego y París (1991) consideran que esta falla representa una sutura paleozoica que sirve de límite entre rocas metamórficas paleozoicas y precámbricos (Gneis de Quintero). Su nombre proviene del río Moras que corre cerca al caserío Mosoco al nordeste de la plancha 343. Se deduce que esta ruptura coincide en parte, con la línea de volcanes actuales y posiblemente corresponda a la megafalla de Palestina o a la de Mulatos al norte del País.

Según Orrego (1977), en el río Moras, esta falla hizo aflorar un conjunto de rocas metabásicas, correspondientes a una eclogita, registro de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura, que podría haber sucedido durante el proceso de subducción de edad paleozoica.

En el estudio de INGEOMINAS-NASAKIWE,(1995), diferencia las fallas Moras como Toez y escriben que es una factura evidente por la terminación abrupta de un cuerpo ígneo, denominado Plutón de cohetandillo, contra las lavas riolíticas del cono volcánico del nevado del Huila; presenta una perfecta alineación entre este volcán, el volcán de Puracé y la caldera y de Gabriel López y su traza coincide con rasgos morfológicos de fuertes pendientes y la dirección de los granajes. La interpretan como una falla inversa, localmente pone en contacto rocas cretáceas metasedimentarias, con rocas ígneas intrusivas del terciario.

Las fallas Moras este y oeste definen el bloque tectónico denominado epicentral donde ocurrió el sismo de Paéz y sus replicas como los deslizamientos y agrietamientos ocurridos durante el sismo.

Falla Inzá: Tiene una longitud en el área de estudio de 42Km, un rumbo de N3°E en su parte sur y N15°W; sirve como límite entre las rocas paleozoicas del complejo Cajamarca y las Calizas de Murallas de edad cretácea.

Cerca de la población de Inzá, presenta una zona de brecha de aproximadamente 1Km de ancho y no se detectó evidencia de actividad reciente (INGEOMINAS-NASA KIWE, 1995).

En el estudio de I.C.E.L. (1983), la denominan falla Moras y la consideran como una falla transversal a todo el sistema de fallamiento regional que corta todas las fallas de la parte alta de la cuenca del río Páez; de tipo inverso con inclinación del plano al oeste. Es una falla antigua que proviene de la génesis misma de la cordillera.

Falla Avirama: Según: I.C.E.L. (1983), es una falla regional de tipo normal, de poco salto; la zona de brecha es angosta, de unos 50M de anchura. En la vereda de Muralla, margen derecha alta del río Páez, se observa desplazamiento de rocas sedimentarias de 3 a 4 m. Tiene una dirección N40E y en el área de estudio tiene una longitud de 40 Km. en parte cubierta por el flujo piroclásticos de la formación Popayán.

Falla El Grillo: Tiene rumbo de N15°E y una longitud en la plancha de 15 Km. extendiéndose hacia la plancha 344; sirve de límite tectónico entre las areniscas cuarzosas y lutitas de la formación Caballos y las calizas de murallas de edad cretácea.

El estudio del IC.E. L (1983), la consideran una falla normal, con reactivación posterior al lateral dificultándose su reconocimiento por estar cubierta por depósitos volcánicos recientes; constituye el límite occidental de la fosa o depresión de Guadalejo.

Falla de Talaga: Tiene una dirección de N38°E y se extiende en el área de estudio por 15 Km, afectando el batolito de Ibagué y las calizas de Murallas. IC.E.L. (1983), la interpretan como una falla normal y siniestra – lateral que forma parte de la falla Moras.

Falla transversal SE- NW

Falla Paso de Bobo: Tiene una longitud de 68Km, un rumbo de N45°W en el flanco occidental y N80°W en el flanco oriental, atraviesa la plancha 343, Silvia, controlando la parte alta de los ríos Quichayá, Malvasa, y Piendamó, está cubierta hacia el núcleo de la cordillera central por los productos volcánicos de la cordillera de la formación Popayán. Arcilla y Monsalve (1996), en el estudio estructural a partir de la evaluación dinámica del proceso de réplicas del mismo de Páez, concluyen que el proceso de replicas en el área se restringió a un sector comprendido entre dos fallas del sistema Salen, una al Norte del nevado del Huila, y la otra, continuación de la falla del Paso de Bobo, al sur.

5.6.4.3. Discordancias: La principal discordancia que se presenta en el área de estudio, es entre rocas paleozoicas del complejo Cajamarca, rocas cretáceas del complejo Quebradagrande y Arquía, con los depósitos volcanoclásticos del plioceno- holoceno de la formación Popayán.

5.6.4.4 Geología económica: Los recursos naturales no renovables de interés económico presentes en la plancha 343, Silvia son: oro asociado con metales básicos, mármol y barita. El mapa 4 relaciona el mapa de geología Económica.

Oro y metales básicos: Se presentan en el Pisno al norte de la plancha 343, Silvia en la cima de la cordillera Central una mineralización tipo Pórfido cuprífero. Orrego (1978) realizó un estudio geológico y geoquímico del área del Pisno donde termina que existe cuatro facies de alteración hidrotermal: potásica, Propílica, Argílica, Argílica y Propílica. Los análisis geoquímicos de rocas y sedimentos activos indican anomalías de Cu, Mo, Au, Pb, Zn y Ag demostrando que el área del Pisno es un prospecto de Pórfido cuprífero potencialmente económico. Oro de aluvión se presenta en las gravas auríferas del río Páez y algunos de sus afluentes y en el río Molino cerca de la población de Paniquitá.

Mármol: Existen manifestaciones en el flanco occidental de la cordillera Central, en área de los municipios de Silvia, Jambaló y se asocian a los Esquistos Glaucofánicos de Jambaló.

INGEOMINAS (Vergara, 1982), realizó estudios básicos de exploración de los mármoles de Pitayó, actualmente se explotan para producir cal agrícola y se ha calculado unas reservas explotables de 1.113.664 toneladas para arrancar a cielo abierto.

5.6.4.5 Geología Económica potencial :

Gneis de Quinteto. (Pe[?]nq): Esta formación no tiene potencial económico.

Complejo de Cajamarca (Pz[?]mc): Conformada por esquistos verdes, negros, cuarzo micáceos y cuarcitas. Este complejo no tiene potencial económico.

Anfibolita y Metagabro de San Antonio (Pz[?]asa): Las anfíbolitas y metapelitas. Esta formación no tiene potencial económico.

Conjunto de esquistos verdes o Metabasitas (Pz[?]evm): Esquistos verdes. Este conjunto no tiene potencial económico.

Conjunto de rocas Metasedimentarias Esquistosas (Pz[?]ecm): Este conjunto no tiene potencial económico

Granitoide cataclizado de Bellones (Mz[?]gb): Clasificados como una cuarzodiorita o tonalita cataclizada variando a gneis milonítico. Esta formación tiene potencial económico para materiales de construcción.

Esquistos Glaucofánicos o azules de Jambaló (K[?]ieaj): Los esquistos glaucofánicos, esquistos micáceos y mármoles. Esta formación no tiene potencial económico.

Metagabro de Pueblo Nuevo (K[?]qpn): Presentan gabros y diabasas cataclizados su potencial económico se basa en triturados y bases en vía.

Complejo Quebradagrande (Kcqs): Presenta franjas entre los esquistos verdes de Mina, metagabros de Bellones y los esquistos Glaucofánicos de Jambaló. No tiene potencial económico.

El Conjunto Igneo –Básico (Kcqv): Conformados por basaltos y diques de diabasas: No tiene potencial económico.

Conjunto sedimentario (Kcqs): Constituido por limolitas, arcillolitas carbonáceas esporádicamente areniscas feldespáticas, chert y niveles de rocas básicas. Potencial económico para materiales para construcción.

Stock de El Pisno. (Ngep), Stock de Pitayó (Ngpi): El pórfido andesítico y andesíticos-dioríticos

Formación Popayán: Tobas Aglomeráticas; Las bombas basálticas escasas, porfiritas, dioritas y granitos andinos. lavas aglomeráticas; además se presentan tobas volcánicas sin bomba asociadas a las tobas aglomeráticas.

Lavas de composición andesítica (Ngpl): Las lavas andesítica, augita, flujos de ignimbritas, piroclásticos y volcanoclásticos, .flujos grises de ceniza y bloques contienen líticos de andesita porfirítica, ocasionalmente basaltos, metamórficas, pómez

Depósito de flujo de ceniza y ceniza y caída (Qpct): Los depósitos de flujos de ceniza. Compuestos por bloques de andesita, basalto y en menor cantidad por esquistos. Presenta cantos redondeados a subredondeados, con diámetros entre 0.01 y algo más de 1. Su Potencial económico es para materiales de construcción.

Depósitos aluviales (Qal, Qt) y Depósitos Coluviales (Qc: Corresponden a gravas arenas y arcillas Su potencial económico es para materiales de construcción.

Depósitos lacustres (Ql): Son depósitos correspondientes a la colmatación de antiguas lagunas dejadas por los glaciares. No tienen potencial económico

Depósitos Glaciales (Qsg): Dentro de los valles en U se forman montículos correspondientes a morrenas. No tienen potencial económico.

Resumen: El potencial económico más representativo en forma importante para el municipio lo constituyen las calizas, el cobre, las arenitas y grabas, según SENA E INGEOMINAS 1999

