

KARAKTERISTIK INTERAKSI AIR - CO₂ - CaCO₃ DAN ANALISIS SISTEM ALIRAN AIR TANAH KARST MUSIM KEMARAU DI KAB. GUNUNGKIDUL, DAERAH ISTIMEWA YOGYAKARTA

CHARACTERISTICS OF WATER - CO₂ - CaCO₃ INTERACTION AND KARST GROUNDWATER FLOW SYSTEM ANALYSIS OF DRY SEASON IN GUNUNGKIDUL REGENCY, SPECIAL REGION OF YOGYAKARTA

Taat Setiawan, Soeharti Isnaini, Novi M. A. Asghaf, dan Idham Effendi

Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan, Badan Geologi, KESDM

ABSTRAK Penelitian ini dilakukan dengan pengukuran sifat fisika dan kimia air di lapangan berupa suhu, daya hantar listrik, pH, dan ion HCO₃⁻, serta analisis hidrokimia di laboratorium terhadap contoh air dari sumur bor, mata air, dan sungai bawah tanah. Interpretasi aliran air tanah karst sebagai bentuk interaksi antara air (H₂O), CO₂, dan CaCO₃ dilakukan dengan menghitung indeks kejenuhan CaCO₃ dan tekanan parsial CO₂. Hasil analisis menunjukkan air tanah pada mata air dan sungai bawah tanah memiliki tingkat interaksi air- CaCO₃ lebih singkat dan interaksi air-CO₂ lebih lama dibanding air tanah pada sumur bor. Kondisi tersebut mengindikasikan bahwa sistem akuifer karst pada satuan plato Wonosari memiliki karakter aliran difusi yang bersifat tertutup, sedangkan pada satuan perbukitan karst Gunungsewu menunjukkan adanya perubahan karakter aliran secara difusi pada zona epikarst menjadi aliran konduktif.

Naskah masuk : 18 Maret 2019
Naskah direvisi : 29 Juli 2019
Naskah diterima : 5 November 2019

Taat Setiawan
Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan, Badan Geologi, KESDM
Email: taat_setia@yahoo.com

Kata kunci : kejenuhan CaCO₃, tekanan parsial CO₂, air tanah karst, Gunungkidul.

ABSTRACT This study was conducted by measuring the physical and chemical properties of water in the field: temperature, electrical conductivity, pH, and HCO₃⁻, as well as hydrochemical analysis of major ions in the laboratory against water samples from boreholes, springs, and underground rivers. Groundwater flow system as a result of water-CO₂-CaCO₃ interaction is interpreted by calculating the saturation index of CaCO₃ and the partial pressure of CO₂. The results of the analysis show that groundwater in springs and underground rivers have shorter water-rock interaction and longer water-CO₂ interactions than groundwater in boreholes. This condition indicates that the karst aquifer system in the Wonosari plateau unit has a character of diffusion flow (closed system), whereas in the Gunungsewu karst hills shows a change in the character of the flow diffusion in the epikarst zone into a conduit flow.

Keywords : saturation of CaCO₃, partial pressure of CO₂, karstic groundwater, Gunungkidul.

PENDAHULUAN

Di wilayah Kabupaten Gunungkidul berkembang kawasan karst yang unik dengan berbagai fenomena seperti kerucut karst, dolina, polje, ponor, mata air karst, serta gua-gua yang berasosiasi dengan sistem sungai bawah tanah. Satu-satunya akuifer yang mempunyai arti penting di daerah ini adalah batugamping Formasi Wonosari (Sir MacDonald dan Partners, 1979) yang secara litofasies terdiri atas batugamping bioklastik di daerah plato karst Wonosari dan

batugamping terumbu di perbukitan karst Gunungsewu (Kusumayudha, 2005). Sir MacDonald dan Partners (1984) menyebutkan bahwa berdasarkan perbedaan batuan penyusun dan lokasi penyebarannya, formasi pembawa air di daerah penelitian dapat dibagi menjadi dua yaitu sistem akuifer karst Plato Wonosari dan sistem akuifer karst Gunungsewu. Karakter hidrogeologi dan morfologi yang berbeda tersebut memungkinkan sistem aliran air tanah yang ada juga memiliki perbedaan. Berkaitan dengan hal tersebut, maka penelitian mengenai sistem aliran air tanah pada satuan plato karst Wonosari dengan satuan perbukitan karst Gunungsewu berdasarkan atas sifat hidrogeokimia sangat menarik untuk dilakukan.

White (1988), Ford dan Williams (1992), Smart dan Hobbes (1986), serta Gillieson (1996) membagi sifat aliran air tanah karst menjadi tiga komponen, yaitu saluran konduktif (rongga), rekahan, dan rembesan (difusi). Sementara itu, menurut Domenico dan Schwartz (1990) serta Kehew (2001), sifat aliran air tanah di daerah karst dibagi menjadi aliran difusi (aliran lambat) melalui media pori atau jaringan rekahan yang rapat dan aliran cepat melalui jaringan rongga atau konduktif. Adji (2011) menyebutkan bahwa sistem imbuhan air tanah karst melalui sistem rekahan-rekahan kecil yang ada (difusi) merupakan satu-satunya pemasok sistem sungai bawah tanah di musim kemarau sebagai aliran dasar (*baseflow*) ketika saluran lorong sudah tidak ada lagi.

Menurut Matthes (1981), karakter aliran air tanah pada akuifer karst dapat dilihat dari sifat hidrokimia sebagai interaksi antara air (H₂O), batuan (CaCO₃), dan gas (CO₂). Dalam proses karstifikasi, air berperan sebagai agen pelarutan batuan karbonat (Freeze dan Cherry, 1979; Domenico dan Schwartz, 1990; Kehew, 2001; Ford dan Williams, 2007; serta Kresic dan Stevanovic, 2010). Untuk mengetahui tingkat interaksi antara air dengan CO₂ maka hal yang penting adalah mengetahui besarnya tekanan parsial CO₂ (PCO₂) (Ford dan Williams, 2007; Goldscheider dan Drew, 2007; serta Kresic dan Stevanovic, 2010). Reaksi kimia antara air dengan batuan karbonat (CaCO₃) merupakan reaksi kesetimbangan parsial yang bersifat *reversible* antara pelarutan dan presipitasi yang dapat dilihat dari parameter indeks kejenuhan terhadap mineral CaCO₃ (SI-CaCO₃) (Domenico dan Schwartz, 1990 serta Ford dan Williams, 2007). Menurut

Adji (2010), kondisi contoh air yang tidak jenuh terhadap CaCO₃ menunjukkan rendahnya tingkat *water-rock interaction* yang kemungkinan disebabkan oleh beberapa hal, antara lain adanya proses pengenceran oleh air hujan dan interaksi dengan gas CO₂ pada jaringan rongga.

LOKASI PENELITIAN

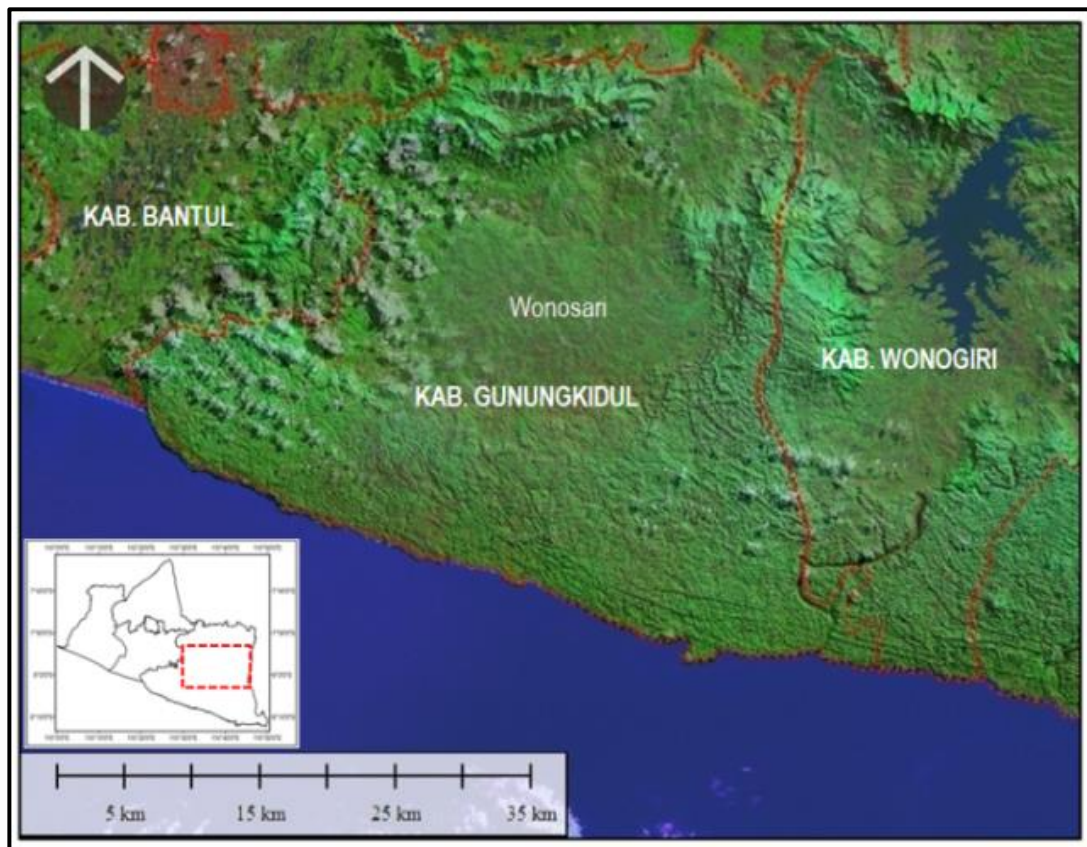
Lokasi penelitian secara administrasi masuk dalam wilayah Kabupaten Gunungkidul, Daerah Istimewa Yogyakarta, terletak pada koordinat 110°28'12" - 110°50'24" BT dan 7°46'48"-8°12'36" LS (Gambar 1). Daerah ini pada bagian utara berbatasan dengan Kab. Klaten dan Kab. Sukoharjo (Prov. Jawa Tengah), bagian timur dengan Kab. Wonogiri (Prov. Jawa Tengah), bagian barat dengan Kab. Bantul dan Kab. Sleman (DIY), dan bagian selatan dengan Samudera Hindia.

Tujuan Penelitian

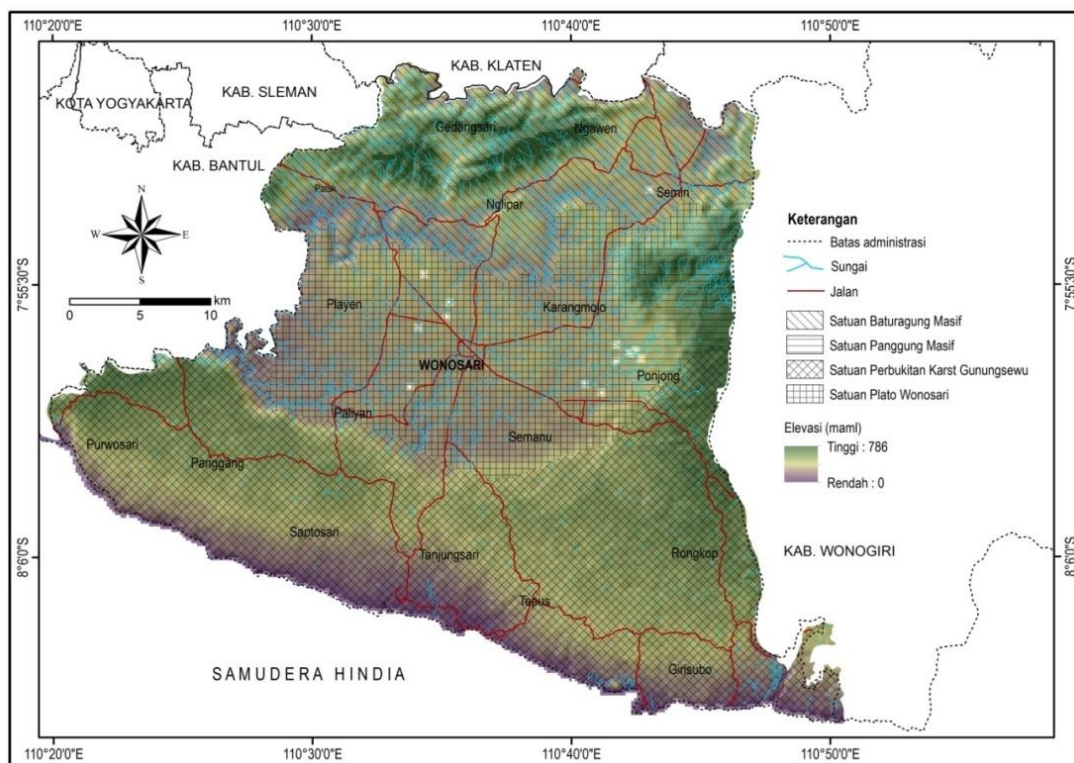
Penelitian ini dilakukan untuk mengidentifikasi karakteristik interaksi antara air (H₂O), CO₂, dan CaCO₃ dan sistem aliran air tanah karst pada saat musim kemarau di Kab. Gunungkidul, berdasarkan analisis fasies hidrokimia, indeks kejenuhan terhadap CaCO₃, dan tekanan parsial CO₂.

Fisiografi dan Geologi

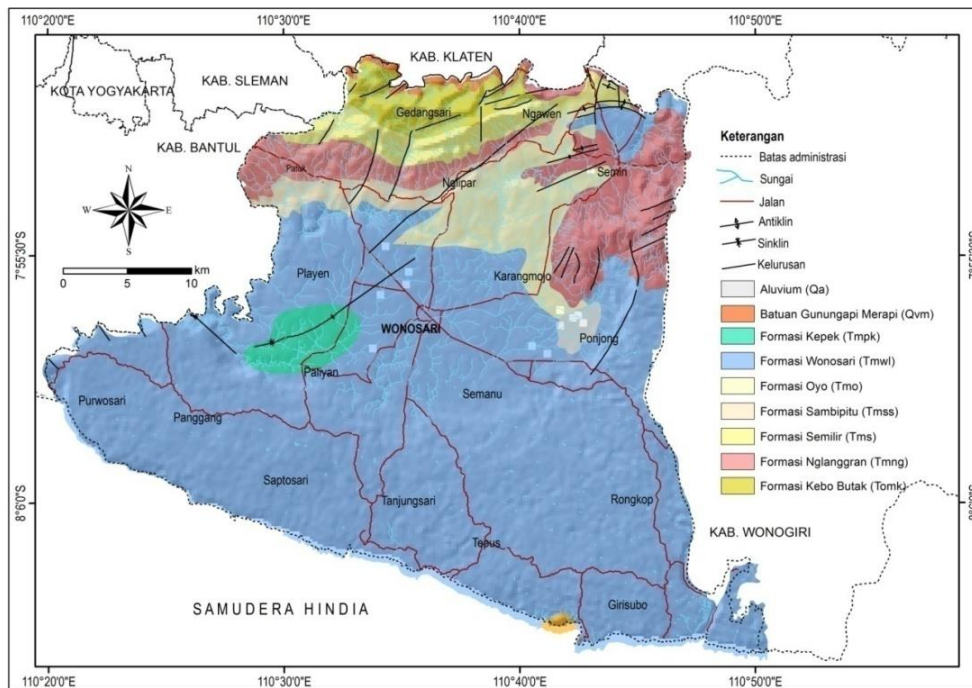
Van Bemmelen (1949) menyebutkan bahwa secara fisiografis daerah Kab. Gunungkidul dan sekitarnya termasuk ke dalam Zona Pegunungan Selatan Jawa Timur (Daerah Istimewa Yogyakarta, Jawa Tengah, dan Jawa Timur). Zona Pegunungan Selatan ini dibagi menjadi tiga sub-zona, yaitu rangkaian punggung Baturagung – Panggung dan Plopoh di bagian utara, Plato Wonosari di bagian tengah, dan sub-zona Gunungsewu di bagian selatan (Gambar 2). Kusumayudha (2005) menyebutkan bahwa Plato Wonosari dan Perbukitan Karst Gunungsewu dialasi oleh batuan dasar produk vulkanik yang terdiri atas Formasi Kebo-Butak, Formasi Semilir, dan Formasi Nglanggran (Gambar 3). Di atas batuan dasar tersebut secara setempat – setempat, khususnya di wilayah Panggang, didapatkan napal Formasi Sambipitu. Batuan vulkanik beserta napal tersebut di atas secara hidrogeologi bersifat kedap air, sehingga dapat bertindak sebagai batuan alas kedap air dalam sistem hidrogeologi daerah Gunungsewu.



Gambar 1. Lokasi penelitian.



Gambar 2. Fisiografi daerah penelitian.



Gambar 3. Peta geologi daerah penelitian (Modifikasi dari Surono et al., 1992 dan Rahardjo et al., 1995)

Batuan karbonat yang menumpang di atas batuan dasar menurut urutan pelapisan (*sequence*) stratigrafi dapat dibagi menjadi empat bagian yang masing – masing dibatasi oleh suatu bidang ketidakselarasan. Batugamping Formasi Wonosari yang menempati Plato Wonosari merupakan batugamping klastik dan berlapis, sedangkan yang menempati daerah karst Gunungsewu berfasies terumbu (Sir MacDonald & Partners, 1984). Jurus pelapisan batuan di daerah penelitian mengarah barat – timur dengan kemiringan lapisan ke selatan (Surono et al., 1992 dan Rahardjo et al., 1995).

METODE

Penelitian ini dilakukan pada musim kemarau (bulan Oktober 2015) dengan analisis sifat fisika dan kimia air di lapangan serta analisis hidrokimia di laboratorium terhadap contoh air dari mata air karst, sungai bawah tanah, dan sumur bor (Gambar 4). Contoh air dari sumur bor diasumsikan mewakili air tanah pada satuan plato karst Wonosari, sedangkan dari mata air dan sungai bawah tanah diasumsikan berasal dari satuan perbukitan karst Gunungsewu, meskipun terdapat sungai bawah tanah dan mata air yang berada pada peralihan antara kedua morfologi tersebut, seperti pada lokasi sungai bawah tanah Kalisuci dan mata air Ponjong. Sungai bawah tanah dalam beberapa

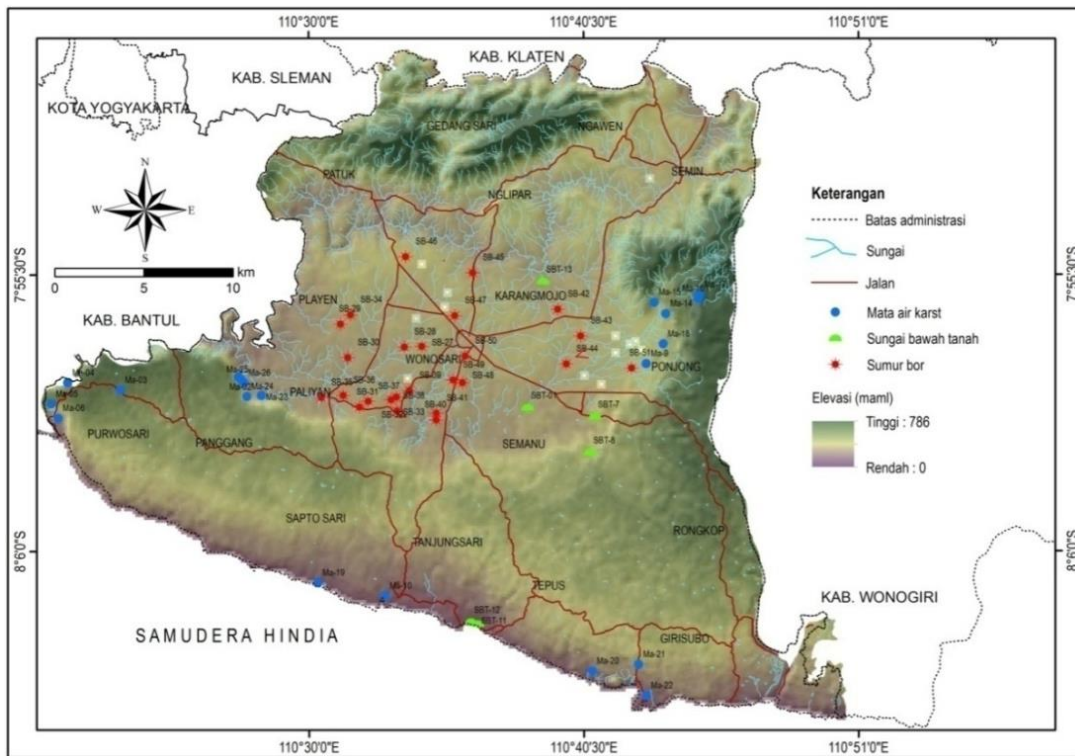
analisis dan pembahasan dijadikan satu dengan mata air karst karena kedua obyek hidrogeologi tersebut secara genetik sulit dipisahkan.

Analisis kimia-fisika di lapangan berupa pengukuran suhu, daya hantar listrik, pH, dan titrasi ion bikarbonat (HCO₃⁻) menggunakan alat LaMotte Test Kit. Analisis hidrokimia untuk ion Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, K⁺ menggunakan *Dionex ICS-1500 Ion Chromatography System*, ion SO₄²⁻ dan NO₃⁻ menggunakan *Varian Cary 100 UV-Visible Spectrophotometers*, ion Cl⁻ menggunakan titrasi *Argentometry*, dan ion HCO₃⁻ menggunakan titrasi *Alkalinity*. Hasil analisis laboratorium yang dapat dipakai apabila memiliki nilai charge balance error (CBE) < 5% (Freeze dan Cherry, 1979). Analisis tingkat interaksi air-CO₂-CaCO₃ dilakukan dengan menghitung indeks kejenuhan CaCO₃ (SI-CaCO₃) dan tekanan parsial CO₂ (PCO₂) menggunakan perangkat lunak *PHREEQC V.2* (Parkhurst dan Appelo, 1999).

HASIL DAN PEMBAHASAN

Ketersediaan air tanah

Ketersediaan air tanah di daerah penelitian dapat dilihat dari obyek hidrogeologi berupa mata air, gua berair yang berasosiasi dengan sungai bawah



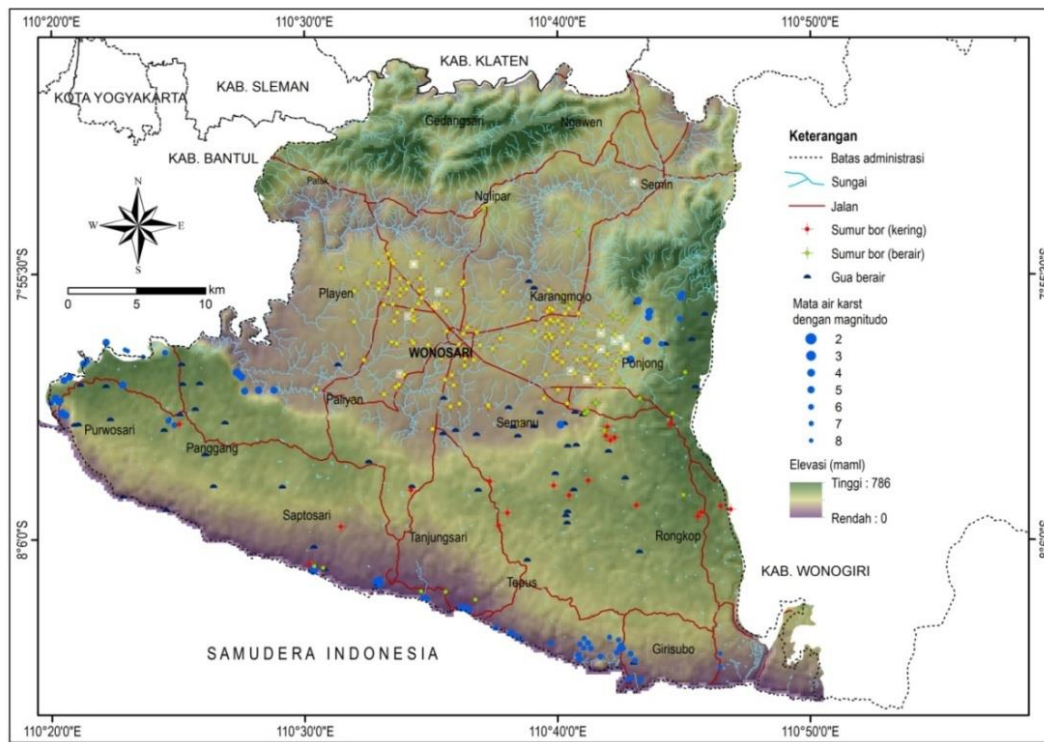
Gambar 4. Lokasi pengambilan contoh air.

tanah, dan sumur bor. Distribusi obyek – obyek hidrogeologi tersebut berdasarkan atas data sekunder maupun hasil observasi di lapangan dapat dilihat pada Gambar 5. Pada daerah dataran karst dengan litologi batugamping klastik dengan struktur berlapis (Sir MacDonald & Partners, 1984; dan Urushibara, 1995 dalam Soenarto, 2002), terdapat banyak sumur bor dengan kapasitas jenis bervariasi dari 0,02 hingga 60,71 l/det./m atau rata – rata 5,37 l/det./m (Setiawan dan Asgaf, 2016). Pada wilayah perbukitan karst dengan litologi batugamping terumbu, sebagian besar sumur bor yang berada pada daerah ini bersifat kering (tidak berhasil). Menurut Setiawan dan Asgaf (2016), sistem akuifer pada daerah dataran karst memiliki kedalaman rata-rata 95 m dan secara hidrolika memiliki karakter akuifer semi tertekan, namun pada beberapa tempat menunjukkan karakter akuifer tertekan. Air tanah pada daerah ini telah dimanfaatkan baik untuk kebutuhan pokok sehari-hari (domestik) maupun untuk irigasi.

Keterdapatn mata air di daerah penelitian terutama terdapat pada satuan morfologi perbukitan karst dan pada daerah perbatasan dengan antara morfologi perbukitan karst dengan

dataran karst seperti di daerah Ponjong dan sekitarnya. Mata air di daerah penelitian umumnya terbentuk karena adanya penghambat drainase bawah tanah seperti kontak dengan batuan kedap air, struktur geologi, maupun *regional base level* berupa air laut. Mata air yang dikontrol oleh struktur geologi berupa sesar terutama terdapat di daerah Ponjong. Menurut Srijono dan Aldila (2006), daerah Ponjong merupakan suatu bentukan Polje yang secara genesis dikontrol oleh sesar sebagai pembatas terhadap perbukitan tersesarkan di sebelah utara, dan sesar di sebelah timur berbatasan dengan perbukitan karst. Mata air yang kemunculannya dikontrol oleh *regional base level* berupa air laut terdapat di bagian selatan yang muncul di sekitar pantai Samudera Hindia seperti kompleks mata air Baron dan Ngobaran.

Sebagian mata air karst di daerah penelitian bersifat permanen dan telah dimanfaatkan oleh penduduk sekitar baik dengan cara penurapan sederhana maupun dengan sistem pipanisasi, dan beberapa mata air dimanfaatkan untuk keperluan irigasi. Berdasarkan atas klasifikasi mata air menurut Meinzer (1923) dalam Kresik dan Stevanovic (2010), dari 72 mata air yang



Gambar 5. Lokasi ketersediaan sumur bor, mataair, dan gua berair di daerah penelitian.

diidentifikasi, satu mata air memiliki *magnitude* dua, satu mata air memiliki *magnitude* tiga, tujuh mata air memiliki *magnitude* empat, 18 mata air memiliki *magnitude* lima, 32 mata air memiliki *magnitude* enam, enam mata air memiliki *magnitude* tujuh, dan tujuh mata air memiliki *magnitude* delapan. Grafik besaran debit mata air terhadap elevasi di daerah penelitian dapat dilihat pada Gambar 6, sedangkan hubungan antara nilai *magnitude* dengan besaran debit menurut Meinzer (1923) dalam Kresik dan Stevanovic (2010) dapat dilihat pada Tabel 1.

Selain mata air karst, pada satuan perbukitan karst juga terdapat banyak luweng atau gua karst yang berasosiasi dengan sungai bawah tanah. Menurut Ford dan Cullingford (1986), gua karst didefinisikan sebagai ruang alamiah di dalam bumi yang kebanyakan memiliki ruangan-ruangan dan lorong-lorong yang merupakan hasil proses pelarutan batuan karbonat. Sebagian lorong-lorong tersebut membentuk jaringan sistem perguanaan yang berasosiasi dengan sungai bawah tanah. Berdasarkan atas inventarisasi data sekunder dan survei lapangan, telah teridentifikasi sekitar 54 luweng atau gua berair di daerah penelitian. Gua atau luweng tersebut mempunyai

sumber air baik yang mengalir (sungai bawah tanah) maupun yang tidak mengalir (genangan).

Fasies hidrokimia

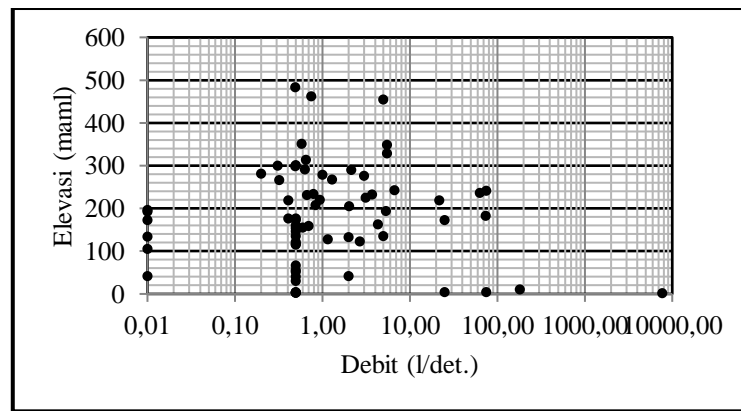
Hasil analisis komposisi ion utama baik yang dilakukan di lapangan maupun di laboratorium terhadap 50 contoh air yang terdiri atas 6 contoh air sungai bawah tanah (SBT), 20 contoh air mata air karst (Ma), dan 24 contoh air dari sumur bor (SB) memiliki *charge balance error* (CBE) antara 0,3 hingga 5,8% dengan rata-rata sebesar 3,06 %. Hal tersebut menunjukkan bahwa hasil analisis memiliki kualitas yang baik sehingga dapat digunakan untuk analisis hidrogeokimia daerah penelitian. Ringkasan hasil analisis komposisi ion utama tersebut dapat dilihat pada Tabel 2.

Berdasarkan atas tabel tersebut terlihat bahwa komposisi kation yang melimpah untuk contoh air dari mata air karst dan sungai bawah tanah adalah Ca²⁺ dan Na²⁺ sedangkan pada sumur bor adalah Ca²⁺ dan Mg²⁺. Komposisi anion utama yang melimpah baik contoh air dari mata air karst dan sungai bawah tanah maupun dari sumur bor adalah HCO₃⁻ dan Cl⁻. Untuk mengetahui contoh mana saja dengan komposisi kation anion yang dominan, maka dilakukan analisis fasies

hidrokimia menggunakan diagram Durov. Fasies hidrokimia merupakan untuk membedakan tipe air berdasarkan komposisi kation dan anion utama secara sistematis (Younger, 2007). Hasil analisis fasies hidrokimia contoh air baik dari mata air, sungai bawah tanah, maupun sumur bor di daerah penelitian dengan menggunakan diagram Durov dapat dilihat pada Gambar 7.

Untuk memberikan gambaran spasial fasies hidrokimia maka dibuat peta diagram *pie* hidrokimia seperti pada Gambar 8. Berdasarkan atas analisis menggunakan diagram Durov dan peta diagram *pie* fasies hidrokimia menunjukkan bahwa sebagian besar contoh air tanah di daerah

penelitian memiliki fasies Ca-HCO₃ (38 contoh atau 76%) dan sebagian kecil berupa fasies hidrokimia Mg-HCO₃ (10 contoh atau 20%) dan Na-Cl (2 contoh atau 4%). Contoh air dengan fasies Ca-HCO₃ dan Mg-HCO₃ menunjukkan bahwa air tersebut telah berinteraksi dengan batugamping dan atau dolomit, sedangkan contoh air dengan fasies Na-Cl menunjukkan adanya pencampuran dengan air laut, yaitu pada SBT-Sundak dan SBT-Slili. Pencampuran air laut pada kedua contoh tersebut selain terlihat dari lokasinya di dekat pantai juga dilihat dari nilai zat padat terlarut (TDS), yaitu masing masing sebesar 1360 mg/l dan 1936 mg/l yang termasuk dalam klasifikasi air payau (Davis dan De Wiest, 1966).



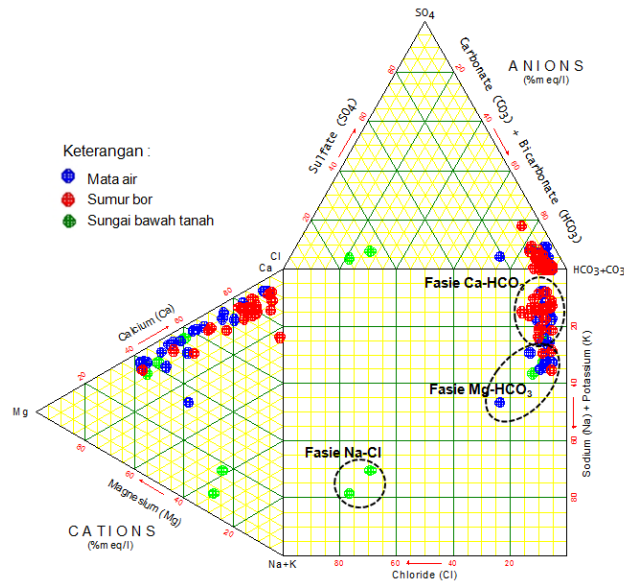
Gambar 6. Hubungan antara besaran debit mata air karst terhadap elevasi di daerah penelitian.

Tabel 1. Klasifikasi mata air berdasarkan atas besaran debit. (Meinzer, 1923 dalam Kresik dan Stevanovic, 2010)

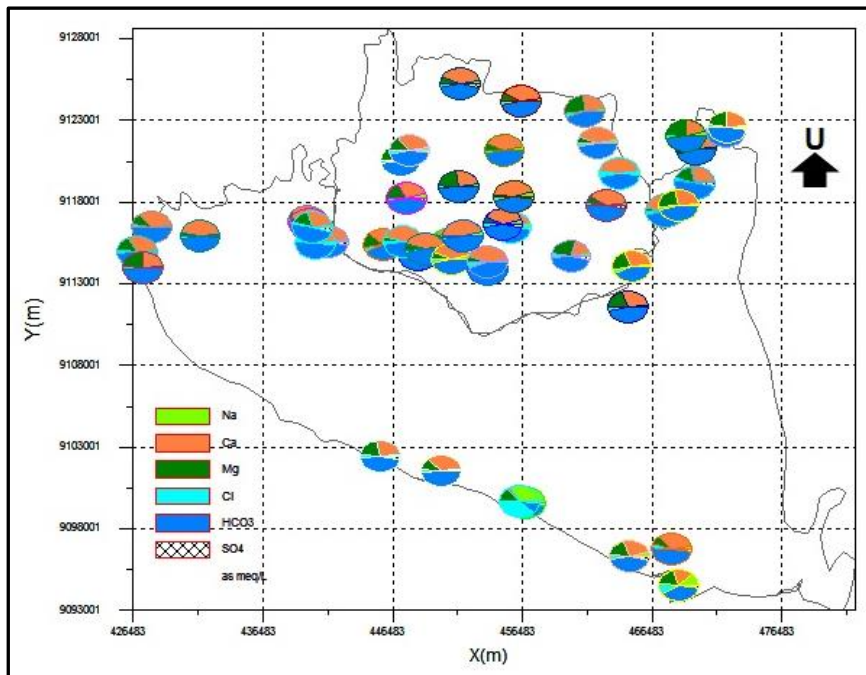
Magnitude	Debit (liter/detik)
1	> 10,000
2	1,000 – 10,000
3	100 – 1,000
4	10 – 100
5	1 – 10
6	0,1 – 1
7	0,01 – 0,1
8	< 0,01

Tabel 2. Komposisi minimum dan maksimum contoh air daerah penelitian.

Jenis obyek hidrogeologi	Komposisi (mg/l)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Mata air karst dan sungai bawah tanah	Minimum	30,67	4,36	3,13	229,36	7,08	0,00
	Maksimum	109,06	104,52	444,56	390,40	784,71	74,70
	Rata-rata	61,69	30,18	34,05	324,21	62,39	15,79
Sumur bor	Minimum	51,80	1,01	5,76	244,00	11,41	0,00
	Maksimum	115,45	49,08	37,37	444,08	27,14	45,20
	Rata-rata	100,31	14,57	12,16	367,32	17,39	11,13



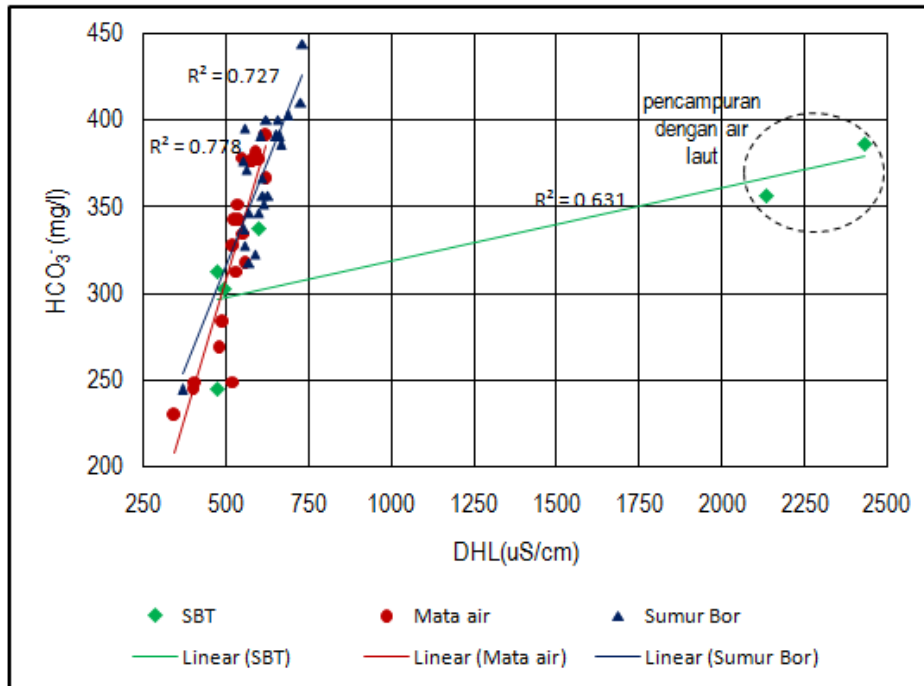
Gambar 7. Diagram Durov contoh air tanah di daerah penelitian.



Gambar 8. Peta diagram *pie* hidrokimia contoh air daerah penelitian.

Interaksi antara air dengan batuan penyusun akuifer (*water-rock interaction*) dapat dilihat dari hubungan antara daya hantar listrik (DHL) air tanah dengan ion HCO₃⁻ pada Gambar 9. Dari *scatter plot* DHL – ion HCO₃⁻ menunjukkan hubungan yang positif, baik dari contoh air dari mata air, sungai bawah tanah, maupun pada sumur bor. Hubungan yang kuat ditunjukkan pada contoh air dari mata air dan sumur bor, yaitu dengan nilai

determinasi (R²) 0,778 dan untuk mata air memiliki nilai R² = 0,727. Untuk contoh dari sungai bawah tanah, hubungan tersebut relatif lebih rendah, yaitu dengan nilai R²= 0,631. Hal tersebut kemungkinan sangat berkaitan dengan terdapatnya dua contoh air yang terpengaruh oleh air laut, sehingga tingginya nilai DHL bukan disebabkan oleh interaksi antara air dengan batuan.



Gambar 9. Grafik korelasi antara nilai daya hantar listrik dengan ion HCO_3^- contoh mata air, sungai bawah tanah (SBT), dan sumur bor di daerah penelitian.

Indeks kejenuhan CaCO_3 , tekanan parsial CO_2 , dan sistem aliran air tanah

Hasil analisis interaksi antara air (H_2O), batugamping (CaCO_3), dan udara (CO_2) berupa nilai indeks kejenuhan terhadap CaCO_3 (SI- CaCO_3) dan tekanan parsial CO_2 (PCO_2) di daerah penelitian dapat dilihat pada Tabel 3 dan Tabel 4. Hasil perhitungan SI- CaCO_3 menunjukkan bahwa contoh air yang berasal dari sumur bor telah melewati batas kejenuhan, yaitu antara 0,24 hingga 0,82 dengan rata-rata 0,55. Contoh air dari mata air dan sungai bawah tanah sebagian besar juga dalam kondisi jenuh dan beberapa dalam kondisi tidak jenuh, yaitu antara -0,11 hingga 0,47 dengan rata-rata 0,19. Hasil perhitungan PCO_2 pada contoh air dari mata air dan sungai bawah tanah berkisar antara 0,68% hingga 4,14% dengan rata-rata 2,04%, sedangkan pada sumur bor antara 0,56% hingga 3,10% dengan rata-rata 1,68%. Grafik yang menggambarkan perbandingan nilai SI- CaCO_3 dengan PCO_2 pada contoh air di daerah penelitian dapat dilihat pada Gambar 10.

Berdasarkan atas perbandingan nilai SI- CaCO_3 terlihat bahwa contoh dari sumur bor secara umum memiliki tingkat kejenuhan lebih tinggi dari contoh air yang berasal dari mata air dan sungai bawah tanah. Hal tersebut berbanding terbalik

dengan nilai PCO_2 yang menunjukkan bahwa contoh dari mata air dan sungai bawah tanah lebih tinggi dari sumur bor. Sebagian besar contoh air pada mata air dan sungai bawah tanah tersebut memiliki PCO_2 mendekati kondisi atmosfer pada lapisan tanah. Clark (2015) menyebutkan bahwa pada lapisan tanah, dimana tempat penguraian materi vegetasi secara aerobik menghasilkan CO_2 , PCO_2 pada lapisan tanah umumnya berkisar antara 0,003 hingga 0,03 atm (0,3 – 3%). Pada daerah tropis, PCO_2 pada lapisan tanah berkisar antara 0,2 hingga 11% (Smith dan Atkinson, 1976, dalam Ford dan Williams, 2007).

Berdasarkan nilai SI- CaCO_3 dan PCO_2 tersebut di atas mengindikasikan air tanah pada mata air dan sungai bawah tanah memiliki tingkat interaksi air - CaCO_3 lebih singkat dan interaksi air - CO_2 lebih lama dibanding air tanah pada sumur bor. Hal tersebut menunjukkan bahwa air pada mata air dan sungai bawah tanah berasal dari air yang jenuh terhadap CaCO_3 dengan sistem aliran difusi pada akuifer epikarst kemudian mengalami *degassing* pada jaringan rongga, sehingga akan terjadi kesetimbangan baik terhadap CO_2 maupun terhadap kelarutan CaCO_3 (berkurangnya kejenuhan terhadap CaCO_3 dan naiknya PCO_2). Savoy (2007) dalam Goldscheider dan Drew

Tabel 3. Hasil perhitungan SI-CaCO₃ dan PCO₂ contoh mata air dan sungai bawah tanah daerah penelitian

ID	Nama	SI CaCO ₃	PCO ₂ (%)	ID	Nama	SI CaCO ₃	PCO ₂ (%)
SBT-01	SBT Kalisuci, Semanu	0,35	0,68	Ma-14	Ma Beton, Ponjong	-0,05	2,45
Ma-02	Ma Klepu, Playen	0,33	2,19	Ma-15	Ma Nggremeng, Ponjong	0,08	0,86
Ma-03	Ma Petoyan, Purwosari	0,26	2,57	Ma-16	Ma Bendungan, Ponjong	0,20	0,98
Ma-04	Ma Kalijambu, Purwosari	0,41	2,53	Ma-17	Ma Solonjono, Ponjong	-0,04	4,14
Ma-05	Ma Banyumudal, Purwosari	0,23	2,50	Ma-18	Ma Gedaren, Ponjong	0,02	2,29
Ma-06	Ma Gembirwati, Panggang	0,44	1,10	Ma-19	Ma Ngobaran, Saptosari	0,17	3,17
SBT-07	SBT Gua Seropan, Semanu	-0,09	2,68	Ma-20	Ma Mudal, Tepus	0,45	1,13
SBT-08	SBT Gua Bribin, Semanu	0,35	2,23	Ma-21	Ma Kalipuring, Girisobo	0,47	0,73
Ma-09	Ma Ponjong, Ponjong	0,14	1,38	Ma-22	Ma Banyu Sumurup, Girisobo	0,01	0,78
Ma-10	Ma Baron, Tanjungsari	0,18	2,52	Ma-23	Ma Pacar, Panggang	-0,02	2,45
SBT-11	SBT Sundak, Tepus	0,19	2,61	Ma-24	Ma Sanglor-2, Panggang	-0,11	2,16
SBT-12	SBT Slili, Tepus	0,09	3,88	Ma-25	Ma Gedad, Playen	0,24	1,98
SBT-13	SBT Gua Pindul, Karangmojo	0,37	1,23	Ma-26	Ma Sanglor-2, Panggang	0,25	1,86

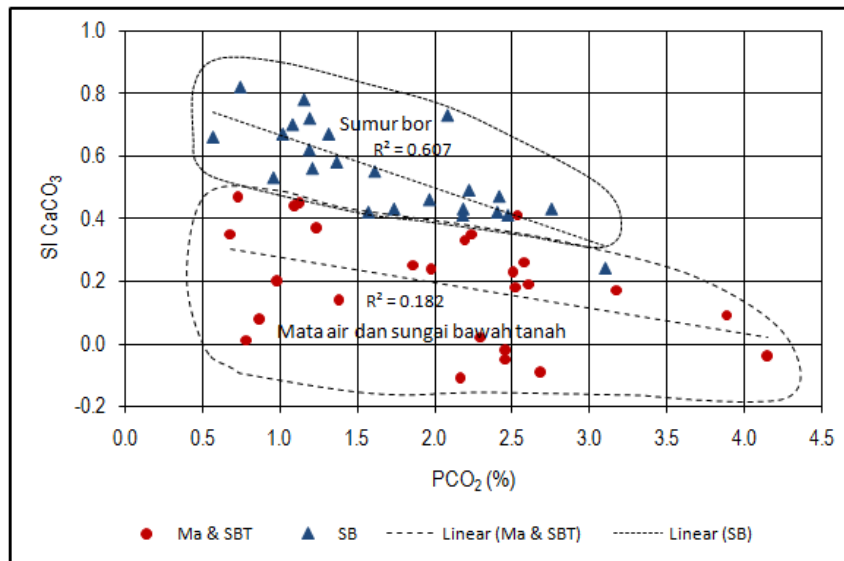
Tabel 4. Hasil perhitungan SI-CaCO₃ dan PCO₂ contoh sumur bor daerah penelitian

ID	Nama	SI CaCO ₃	PCO ₂ (%)	ID	Nama	SI CaCO ₃	PCO ₂ (%)
SB-28	SB Ds, Pulutan, Wonosari	0,24	3,10	SB-40	SB Ds, Wunung, Wonosari	0,78	1,15
SB-29	SB Ds, Bleberan, Playen	0,53	0,95	SB-41	SB Ds, Wunung, Wonosari	0,72	1,19
SB-30	SB Ds, Plembutan, Playen	0,67	1,31	SB-42	SB Ds, Ngawis, Karangmojo	0,41	2,18
SB-31	SB Ds, Karangasem, Paliyan	0,66	0,56	SB-43	SB Ds, Ngipak, Karangmojo	0,46	1,96
SB-32	SB Ds, Mulusan, Paliyan	0,67	1,01	SB-44	SB Ds, Kelor, Karangmojo	0,62	1,18
SB-33	SB Ds, Sodo, Paliyan	0,58	1,36	SB-45	SB Ds, Gelung, Wonosari	0,43	2,75
SB-34	SB Ds, Dengok, Playen	0,49	2,22	SB-46	SB Ds, Gading, Playen	0,56	1,20
SB-35	SB Ds, Tahunan, Paliyan	0,42	1,57	SB-47	SB Ds, Kepek, Wonosari	0,42	2,40
SB-36	SB Ds, Karangasem, Paliyan	0,73	2,08	SB-48	SB Ds, Karangrejek, Wonosari	0,41	2,47
SB-37	SB Ds, Mulasari, Paliyan	0,43	1,73	SB-49	SB Ds, Karangrejek, Wonosari	0,70	1,08
SB-38	SB Ds, Sodo, Paliyan	0,47	2,41	SB-50	SB Ds, Siraman, Wonosari	0,55	1,61
SB-39	SB Ds, Wareng, Wonosari	0,43	2,18	SB-51	SB Ds, Sidorejo, Ponjong	0,82	0,74

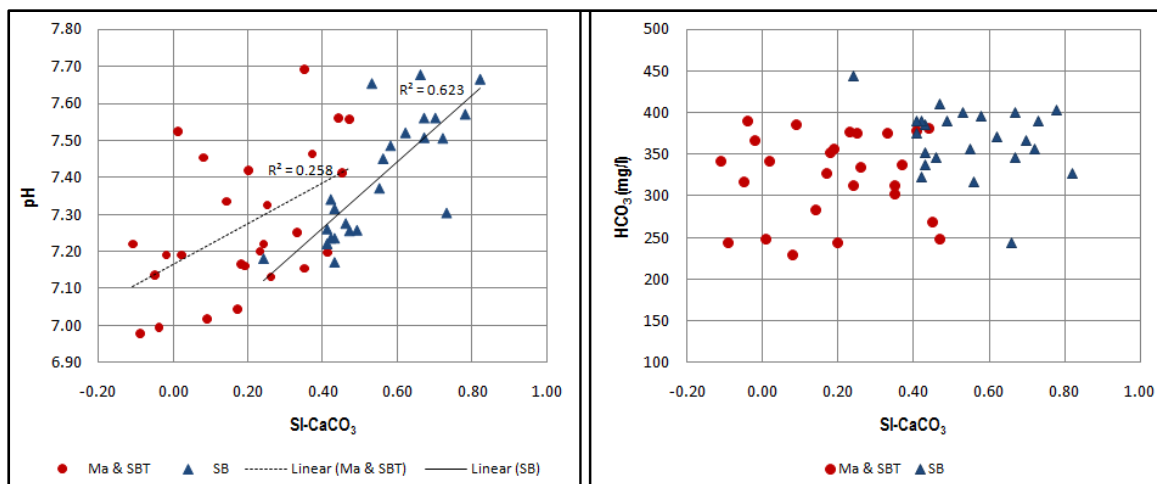
(2007) menyebutkan bahwa tingginya PCO₂ pada mata air mengindikasikan air berasal dari *storage* yang berada dekat dengan zona lapisan tanah (akuifer epikarst). Hal tersebut memungkinkan terjadinya perubahan dari sistem aliran lambat atau difusi pada zona epikarst berubah menjadi sistem aliran cepat melalui jaringan rongga (sistem terbuka). Hal ini sesuai dengan apa yang dikemukakan oleh Haryono (2000) bahwa sebagian besar zona epikarst di daerah penelitian terisi oleh material residu atau soil, sehingga memiliki porositas yang rendah. Zona epikarst tersebut berfungsi sebagai akuifer yang dapat

menjaga keberlangsungan aliran air pada sungai bawah tanah dan mataair karst.

Lebih rendahnya PCO₂ contoh air dari sumur bor dibanding mataair dan sungai bawah tanah mengindikasikan bahwa air yang bergerak tidak mendapatkan suplai CO₂ sehingga air dominan berinteraksi dengan batuan. Hal tersebut mengindikasikan bahwa air tanah mengalir didominasi oleh mekanisme difusi terutama melalui pori-pori batuan atau jaringan kekar yang rapat (sistem tertutup). Hiscock (2005) menyebutkan bahwa pada sistem terbuka,



Gambar 10. Grafik nilai PCO_2 dan $SI-CaCO_3$ contoh air di daerah penelitian.



Gambar 11. Grafik hubungan antara nilai $SI-CaCO_3$ terhadap pH dan HCO_3^- contoh air di daerah penelitian.

pelarutan mineral $CaCO_3$ dalam kondisi PCO_2 konstan, sementara pada sistem tertutup, pelarutan $CaCO_3$ tanpa adanya “penambahan” CO_2 . Goldscheider dan Drew (2007) menyebutkan bahwa pelarutan karbonat pada kondisi sistem terbuka menghasilkan PCO_2 lebih tinggi dibanding pada zona yang lebih dalam dengan kondisi sistem tertutup. Kondisi demikian dapat dijelaskan pada grafik korelasi antara $SI-CaCO_3$ dengan pH dan HCO_3^- pada Gambar 11.

Dari gambar di atas terlihat bahwa contoh air tanah dari sumur bor memiliki determinasi pH - $SI-CaCO_3$ dengan nilai yang relatif tinggi, yaitu R^2

= 0,623, sedangkan pada contoh air tanah dari mata air dan sungai bawah tanah memiliki determinasi yang lebih rendah, yaitu $R^2 = 0,258$. Hal tersebut mengindikasikan bahwa air tanah yang berasal dari sumur bor mengalir didominasi oleh mekanisme difusi terutama melalui media pori atau jaringan kekar yang rapat, sehingga air tanah yang bergerak tidak mendapatkan suplai CO_2 yang mengakibatkan nilai pH semakin tinggi dan air menjadi semakin jenuh terhadap $CaCO_3$. Hal ini juga ditunjukkan oleh contoh air dengan komposisi HCO_3^- yang relatif sama baik pada mata air dan sungai bawah tanah maupun sumur bor, akan tetapi contoh air pada sumur bor

memiliki kejenuhan yang lebih tinggi dibanding dengan mata air dan sungai bawah tanah. Hal tersebut berkaitan dengan keterbatasan suplai CO₂ air tanah pada sumur bor sebagai bagian dari aliran air tanah yang bersifat tertutup.

KESIMPULAN

Keterdapatan air tanah di daerah penelitian dapat dilihat dari banyaknya mata air, sungai bawah tanah, dan sumur bor. Pada satuan plato karst Wonosari yang tersusun atas litologi batugamping bioklastik berstruktur berlapis terdapat banyak sumur bor sedangkan pada satuan perbukitan karst Gunungsewu yang tersusun atas batugamping terumbu terdapat banyak mata air dan sungai bawah tanah dengan debit bervariasi. Sebagian besar contoh air baik dari mataair, sungai bawah tanah, maupun sumur bor memiliki fasies Ca-HCO₃ dan Mg-HCO₃ yang menunjukkan tingginya interaksi air-batuan karst. Berdasarkan nilai SI-CaCO₃ dan Pco₂ mengindikasikan air tanah pada mata air dan sungai bawah tanah memiliki tingkat interaksi air-batuan lebih singkat dan interaksi air-CO₂ lebih lama dibanding air tanah pada sumur bor. Kondisi tersebut mengindikasikan bahwa sebagian besar air tanah pada mata air dan sungai bawah tanah berasal dari air tanah yang jenuh terhadap CaCO₃ dengan sistem aliran difusi pada zona epikarst kemudian terkoleksi pada jaringan rongga. Air tanah yang berasal dari sumur bor dominan mengalir melalui mekanisme difusi terutama melalui media pori atau jaringan kekar yang rapat (sistem tertutup).

DAFTAR PUSTAKA

Adji, T. N., 2010. Variasi Spasial – Temporal Hidrogeokimia dan Sifat Aliran Untuk Karakterisasi Sistem Karst Dinamis di Sungai Bawah Tanah Bribin, Kabupaten Gunung Kidul, DIY. Disertasi, Fakultas Geografi Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.

Adji, T. N., 2011. Pemisahan Aliran Dasar Bagian Hulu Sungai Bribin pada Aliran Gua Gilap, di Karst Gunung Sewu, Gunung Kidul, Yogyakarta. *Jurnal Geologi Indonesia*, 6(3), 165 – 175.

Clark, I., 2015. *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. Taylor & Francis Group, Boca Raton, Florida, US.

Davis, S. N., dan De Wiest, R. J. M., 1966. *Hydrogeology*, 1st ed. John Wiley and Sons, New York.

Domenico, P. A., dan Schwartz, F.W., 1990. *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley & Sons, New York.

Ford, T. D., Cullingford, C. H. D., 1986. *The Science of Speleology*, Academic Press, London, New York, San Francisco.

Ford, D. C., dan Williams P. W., 1992. *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman & Hall, London.

Ford, D. C., dan Williams P. W., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd., England.

Freeze, R. A., dan Cherry, J. A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, New Jersey.

Gillieson, D., 1996. *Caves: Processes, Development, and Management*. Blackwell, Oxford.

Goldscheider dan Drew, 2007. *Methods in Karst Hydrogeology*, Taylor & Francis Group, London, UK.

Haryono, E., 2000. Some Properties of Epikarst Drainage System in Gunungkidul Regency, Yogyakarta, Indonesia. *The Indonesian Journal of Geography*, 32 (79-80), 75-86.

Hiscock, K. M., 2005. *Hydrogeology, Principles and Practice*. Blackwell Publishing, USA

Kehew, A. E., 2001. *Applied Chemical Hydrogeology*. Prentice Hall, New Jersey.

Kresic, N. dan Stevanovic, Z., 2010. *Groundwater Hydrology of Springs*, Elsevier Inc., USA.

Kusumayudha, S. B., 2005. *Hidrogeologi Karst dan Geometri Fraktal di Daerah Gunungsewu*. Adicita Karya Nusa, Yogyakarta.

Matthess, G., 1981. *The Properties of Groundwater*. McGraw Hill.

Parkhurst, D. L. dan Appelo, C. A. J., 1999, *User's Guide to Phreeqc (Version 2) – A*

- Computer Program for Speciation, Batch – Reaction, One – Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations, U.S. Departement of The Interior & U.S. Geological Survey.
- Rahardjo, W., Sukandarrumidi, Rosidi, H.M.D.,1995. Peta Geologi Lembar Yogyakarta, skala 1:100.000. Pusat Pengembangan dan Penelitian Geologi, Bandung.
- Setiawan, T., dan Asgaf, N. M. A., 2016. Analisis Karakteristik Akuifer dan Zonasi Kuantitas Air Tanah di Dataran Karst Wonosari dan Sekitarnya, Kabupaten Gunungkidul, Provinsi Daerah Istimewa Yogyakarta. *Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi*, 7(3), 155-167.
- Sir MacDonald and Partners, 1979. Gunungkiduln Groundwater Project Final Report : Geohydrology, Vol. 3A. Groundwater Development Project, Directorate General of Water Resources Development Project (P2AT), Ministry of Publicworks, Government of Indonesia.
- Sir MacDonald and Partners, 1984. Greater Yogyakarta Groundwater Resource Study, Volume III. Groundwater Development Project, Directorate General of Water Resources Development Project (P2AT), Ministry of Publicworks, Government of Indonesia.
- Smart, P. L. dan Hobbes, S. L., 1986. Characteristics of Carbonate Aquifers: A conceptual basis. In *Proceedings, Environmental Problem in Karst Terrains and Their Solution*. Bowling Green, KY: National Well Water Association, 1-4.
- Soenarto, B., 2002. Penaksiran Debit Daerah Pengaliran Gabungan Sungai Permukaan dan Bawah Permukaan Bribing Baron, Kabupaten Gunung Kidul, Provinsi Daerah Istimewa Yogyakarta. Disertasi, Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Srijono dan Aldilla, N., 2006. Geogenesis Polje-Purba Ponjong Kabupaten Gunungkidul, Daerah Istimewa Yogyakarta. *Gunung Sewu-Indonesian Cave and Karst Journal*, 2(1), HIKESPI, Indonesia.
- Surono, Toha, B., Sudarno, I., Wiryosujono, S., 1992. Peta Geologi Lembar Surakarta-Giritontro, Jawa, skala 1 : 100.000. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Van Bemmelen, R. W., 1949. *The Geology of Indonesia, Part I General Geology*. The Hague, Netherland.
- White, W. B., 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrain*. Oxford University Press, New York.
- Younger, P. L., 2007. *Groundwater in the Environment, An Introduction*. Blackwell Publishing, USA.
- .
- .